

Institut für Erd- und Umweltwissenschaften  
Professur für Landschaftswasserhaushalt

---

**Modellgestützte Analyse der Einflüsse von Veränderungen der Waldwirtschaft und  
des Klimas auf den Wasserhaushalt grundwasserabhängiger Landschaftselemente**

**Dissertation  
zur Erlangung des akademischen Grades  
"doctor rerum naturalium"  
(Dr. rer. nat.)  
in der Wissenschaftsdisziplin "Hydrologie"**

**eingereicht an der  
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität Potsdam**

**von Dipl.-Hydrol. Marco Natkhin**

**Potsdam, Oktober 2010**

Online veröffentlicht auf dem  
Publikationsserver der Universität Potsdam:  
URL <http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2011/5062/>  
URN [urn:nbn:de:kobv:517-opus-50627](http://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus-50627)  
<http://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus-50627>

## Kurzfassung

In den letzten drei Jahrzehnten wurden in einigen Seen und Feuchtgebieten in bewaldeten Einzugsgebieten Nordost-Brandenburgs ohne Einflüsse durch Wassernutzungen sinkende Wasserstände beobachtet. In diesen Gebieten bestimmt die Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet maßgeblich das Wasserdargebot der Seen und Feuchtgebiete, die deshalb hier als grundwasserabhängige Landschaftselemente bezeichnet werden. Somit weisen die sinkenden Wasserstände auf einen Rückgang der wegen des geringen Niederschlagsdargebotes ohnehin schon geringen Grundwasserneubildung hin. Die Höhe der Grundwasserneubildung ist neben den hydroklimatischen Randbedingungen auch von der Landnutzung abhängig. Veränderungen in der Waldvegetation und der hydroklimatischen Randbedingungen bewirken Änderungen der Grundwasserneubildung und beeinflussen somit auch den Wasserhaushalt der Seen und Feuchtgebiete. Aktuell wird die Waldvegetation durch Kiefernmonokulturen dominiert, mit im Vergleich zu anderen Baumarten höherer Evapotranspiration. Entwicklungen in der Forstwirtschaft streben die Verringerung von Kiefernmonokulturen an. Diese sollen langfristig auf geeigneten Standorten durch Laubmischwälder ersetzt werden. Dadurch lassen sich eine geringere Evapotranspiration und damit eine höhere Grundwasserneubildung erreichen.

In der vorliegenden Arbeit werden repräsentativ für viele Seen und Feuchtgebiete mit sinkenden Wasserspiegeln im Übergangsbereich vom maritimen zum kontinentalen Klima am Beispiel des Redernswalder Sees und des Briesensees die Ursachen der beobachteten sinkenden Wasserstände analysiert. Diese befinden sich in überwiegend bewaldeten Einzugsgebieten. Ihre Wasserstände nahmen in den letzten 25 Jahren um mehr als 3 Meter ab. Weiterhin wird untersucht, wie die erwarteten Klimaänderungen und Veränderungen in der Waldbewirtschaftung die zukünftige Grundwasserneubildung und den Wasserhaushalt von Seen beeinflussen können.

Zunächst wurde die Entwicklung der Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet in der Zeit von 1958 bis 2007 mit dem Wasserhaushaltsmodell WaSiM-ETH simuliert. Die Analyse der Wechselwirkungen der Seen mit dem regionalen quartären Grundwasserleitersystem erfolgte mit dem 3D-Grundwassermodell FEFLOW. Mögliche zukünftige Veränderungen der Grundwasserneubildung und der Seewasserstände durch Klimaänderungen und Waldumbau wurden mit Szenarienrechnungen bis zum Jahr 2100 analysiert. Für die klimatischen Randbedingungen wurden dazu anhand historischer Zeitreihen biaskorrigierte REMO-A1B- und B1-Szenarien genutzt. Die zwei eingesetzten Waldentwicklungsszenarien wurden im Rahmen des BMBF-Verbundprojektes NEWAL-NET entwickelt. Eines ist die Weiterentwicklung des Waldes nach aktuellen forstwirtschaftlichen Regeln (Fortschreibung DSW). Das zweite ist ein „klimaplastisch optimiertes“ Szenario, welches einen möglichen Weg zu einem „nachhaltigen“ Wald, zeigt, der auch ein hohes Anpassungspotential an mögliche Klimaänderungen hat.

Die modellgestützte Analyse zeigte, dass die beobachteten abnehmenden Wasserstände durch Veränderungen der hydroklimatischen Randbedingungen sowie durch Veränderungen in der Waldvegetation und damit abnehmenden Grundwasserneubildungsraten zu erklären sind. So

ist die mittlere Grundwasserneubildung unter den Waldflächen 1988–2007 um  $71 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  geringer als 1958–1977. Klimatisch wirken sich vor allem abnehmende Niederschläge aus, weiterhin steigen die Temperatur und die Evapotranspiration des Waldes. Mit etwa gleichem Anteil wie die Einflüsse von Veränderungen der klimatischen Randbedingungen ( $-36 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) wirken die Veränderungen im Wald. Ein Rückgang der Grundwasserneubildung wird durch eine Veränderung in der Altersstruktur ( $-11 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) und eine zunehmende Vergrasung ( $-24 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ) verursacht.

Die zukünftigen Entwicklungen der Grundwasserneubildung und der Wasserstände sind geprägt von sich ändernden hydroklimatischen Randbedingungen und einem sukzessiven Wandel der Kiefernbestände zu Laubwäldern. Bei gleichbleibender Landnutzung sinkt die mittlere Grundwasserneubildung unter Wald bei dem A1B-Szenario auf  $46 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , bei dem B1-Szenario auf  $66 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . In den Klimaszenarien erhöht sich die Seewasserverdunstung bis zum Ende des Modellzeitraumes um mehr als  $100 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , ähnliche Werte werden bei Feuchtgebieten erreicht. Die mittlere jährliche Verdunstung unter grundwasserfernen Waldflächen nimmt aufgrund der limitierenden Wasserverfügbarkeit im Boden nicht zu, in den Sommermonaten erhöht sich aber der Wasserstress. Der Waldumbau in den beiden Entwicklungsszenarien hat positive Wirkungen auf die Grundwasserneubildung und damit auf die Wasserstände. Die Grundwasserneubildung ist bei dem Szenario „Fortschreibung DSW“ im Vergleich zur einer gleichbleibenden Waldvegetation um  $36 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  höher. Unterschiede zwischen den beiden Waldentwicklungsszenarien werden erst ab 2070 deutlich. Dann liefert das Szenario klimaplastisch optimiert 20 bis  $45 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  mehr Grundwasserneubildung unter den Waldflächen. Die Seewasserstände im Vergleich der „Fortschreibung DSW“ zu einer gleichbleibenden Waldvegetation beim Redernswalder See im Mittel um ca. 0,8 m, beim Briesensee um ca. 0,5 m höher. Zwischen den Waldentwicklungsszenarien gibt es bis Ende der 2060er Jahre nur geringe Unterschiede in den Wasserständen. Danach entwickeln sich bei dem Waldentwicklungsszenario klimaplastisch optimiert bis zu einem Meter höhere Wasserstände. Damit können die Einflüsse des REMO-A1B-Klimaszenarios zum Ende des Modellzeitraumes durch den Waldumbau nicht kompensiert werden, vor allem bei der klimaplastisch optimierten Waldentwicklung wird das Sinken des Wasserstandes wesentlich reduziert. Bei dem moderateren REMO-B1-Klimaszenario werden die Wasserstände des Jahres 2008 durch den Waldumbau bis zum Jahr 2100 überschritten.

## Abstract

Declining water levels have been observed in some lakes and wetlands in forested catchments in North-East Brandenburg (Germany). These areas are characterised by low rainfall with mean annual precipitation < 600 mm. Groundwater recharge mainly controls the supply of water available for lakes and wetlands, therefore determining them as groundwater-dependent landscape elements. Thus, the declining water levels indicate a reduction of groundwater recharge. Aspects such as climate change and different forest management practices have been considered as main factors affecting the regional groundwater regime. Currently, forest landscapes in North-East Brandenburg are dominated by pine monoculture. Depending on the climate conditions, groundwater recharge can be significantly lower under pine than under broad-leaved species like beech or oak. Regional forest administration is currently planning to expand the share of broad-leaved trees among mixed deciduous forest in the future.

For this study, two lakes were chosen, the Redernswalder See and the Briesensee at Poratz. These were considered representative examples for lakes and wetlands characterised by declining water levels and located in the transition zone between maritime and continental climate. The Late Pleistocene catchments are forest dominated, and without an outlet. Water gauge measurements over the last 25 years showed a decline in lake water level by more than 3 m. To identify and quantify the share of changes in both, climate and forest management, the principal processes were evaluated using field measurements and water balance modelling. In the following step, alternative climate change and forestry scenarios were analysed to discover their impacts on the regional distribution of groundwater recharge.

At first, the causes of the declining observed water levels were analysed. For this purpose, the physically based and fully distributed water balance model WaSiM-ETH was used to simulate groundwater recharge in the catchment and evaporation from the lake surfaces from 1958 to 2007. To analyse the geohydrological conditions, a FEFLOW 3D groundwater model was built up for the underlying Quaternary aquifer system.

Possible development directions of the water balance were simulated under the influence of climate change and forest conversion until 2100. The regionalised, bias corrected climate scenarios of the REMO-model A1B and B1 were used as climatic boundary conditions. Two forest conversion scenarios had been developed within the BMBF Research Project NEWAL-NET and were taken as a basis for this study. One of these scenarios is exemplary for sustainable forest development, adaptable to climate change. The second forest scenario delineates the development following actual administrative rules.

The model based analysis showed that the observed declining water levels are caused by both changes in climatic boundary conditions and in forest vegetation (age distribution and understorey) followed by decreasing groundwater recharge. The average groundwater recharge under forest area during 1988–2007 was 71 mm/yr lower than the recharge during 1958–1977. Climatic effects are declining precipitation and increasing air temperature and lead to a decrease of

36 mm/yr groundwater recharge. Changes in forest vegetation take effect with an equal magnitude.

The future developments of groundwater recharge and water levels are governed by changes in climatic boundary conditions and a transition from pine monoculture to broad-leaved trees. The mean groundwater recharge under forest area with constant forest vegetation decreases to 46 mm/yr and 66 mm/yr with REMO-A1B respectively REMO-B1. Using the regionalised climate change scenarios, an evaporation from lake surface increases more than 100 mm/yr, and a similar situation occurs in wetlands. The evapotranspiration of forests far from ground water table does not increase due to limited soil water store, but the water stress during summer increases. Forest conversion will show a positive effect on groundwater recharge and likely increase the water levels of lakes and wetlands. The groundwater recharge under forest area with the forest scenario which delineates the development following actual administrative rules compared to that of constant forest vegetation is 36 mm/yr higher. Differences in groundwater recharge between both forest scenarios become considerable after 2070. Then, the scenario adaptable to climate change has a 20 to 45 mm/yr higher groundwater recharge. The water levels of lakes are 0.5 to 1.8 m higher in the forest scenarios compared to constant forest vegetation. Therefore the forest conversion can not completely compensate the impact of climate change to the lake water levels, but the decrease can be significantly limited.

# Inhaltsverzeichnis

Danksagung .....	III
Abkürzungsverzeichnis.....	IV
1 Einführung.....	1
1.1 Problemstellung .....	1
1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise.....	3
2 Wissensstand zur Hydrologie grundwasserabhängiger Landschaftselemente .....	5
2.1 Grundwasserabhängige Landschaftselemente und ihre Vulnerabilität .....	5
2.2 Hydrologisches System grundwasserabhängiger Landschaftselemente.....	9
2.3 Einfluss der Waldentwicklung auf die Grundwasserneubildung .....	13
2.4 Klimaänderungen .....	17
2.5 Modellierung des Wasserhaushaltes grundwasserabhängiger Landschaftselemente .	21
2.5.1 Modelltypen .....	21
2.5.2 Modellkonzepte der Evapotranspiration .....	22
2.5.3 Modellkonzepte des Wasserflusses in der ungesättigten Bodenzone und der Grundwasserneubildung.....	24
2.5.4 Modellkonzepte des Grundwasserflusses .....	25
2.5.5 Modellkonzepte der Seen und Feuchtgebiete .....	26
3 Material und Methoden .....	28
3.1 Untersuchungsgebiet.....	28
3.2 Eingesetzte Modelle.....	32
3.2.1 Das Wasserhaushaltsmodell WaSiM-ETH.....	32
3.2.2 Das Grundwasserströmungsmodell FEFLOW .....	34
3.3 Meteorologische Daten.....	35
3.3.1 Gemessene meteorologische Größen .....	35
3.3.2 Räumliche Verteilung des gemessenen Niederschlags und dessen Korrektur .....	36
3.3.3 Biaskorrektur der Klimaszenarien .....	37
3.4 Landnutzungsdaten.....	40
3.4.1 Räumliche Verteilung .....	40
3.4.2 Entwicklung des Waldes in den Jahren 1951–2007.....	42
3.4.3 Zukünftige Waldentwicklung.....	43
3.4.4 Parametrisierung .....	44
3.5 Bodendaten .....	45
3.6 Hydrogeologischer Aufbau des Untersuchungsgebietes.....	46
3.7 Daten für die Kalibrierung und Validierung .....	49
3.8 Modellszenarien .....	52
4 Modellaufbau und -test.....	54
4.1 WaSiM-ETH.....	54
4.2 FEFLOW .....	58
4.2.1 Aufbau des Modells .....	58
4.2.2 Modellkalibrierung und -test.....	59
4.2.3 Anfangsbedingungen.....	62
4.3 Vergleich der Gebietsabflüsse .....	63
5 Wasserhaushalts- und Wasserstandsmodellierung der Jahre 1958–2007.....	67
5.1 Wasserhaushalt im Untersuchungsgebiet .....	67
5.1.1 Wasserhaushaltsgrößen bei gleichbleibender Landnutzung .....	67

5.1.2	Einfluss der Altersstruktur und des Unterwuchses auf die Grundwasserneubildung im Wald .....	71
5.2	Seewasserstände .....	72
6	Wasserhaushalts- und Wasserstandsmodellierung der Jahre 2008–2100 .....	76
6.1	Zukünftige Entwicklung des Wasserhaushalts im Untersuchungsgebiet .....	76
6.1.1	Einfluss der Klimaänderung .....	76
6.1.2	Einfluss des Waldumbaus .....	78
6.2	Zukünftige Entwicklung der Seewasserstände .....	81
7	Diskussion.....	86
7.1	Methoden und Modellaufbau .....	86
7.2	Ergebnisse.....	88
8	Schlussfolgerungen.....	93
9	Literaturverzeichnis.....	95
Anhang.....	.....	i

---

## Danksagung

Dr. Jörg Steidl und Dr. Ottfried Dietrich möchte ich für das Vertrauen, welches sie in mich gesetzt haben, um das Projekt zu bearbeiten und für die durchweg sehr gute Betreuung am ZALF danken. Herrn Prof. Gunnar Lischeid danke ich für die freundliche Übernahme meiner Betreuung nach seinem Wechsel ans ZALF. Anfänglich betreute mich an der Uni Potsdam Prof. Axel Bronstert, auch ihm gilt mein Dank. Für die Finanzierung dieser Arbeit innerhalb des NEWAL-NET-Projektes sei dem BMBF gedankt.

Kristina Brust möchte ich für ihre Mitarbeit im Rahmen ihrer Diplomarbeit und auch die Unterstützung danach danken. Dank geht an Dirk Hoffmann, der im Rahmen seiner Diplomkartierung die Umgebung des Redernswalder Sees durchlöcherte und danach am Aufbau des FEFLOW-Modells mitarbeitete. In diesem Zusammenhang sei auch Dr. Ralf Dannowski gedankt, der ebenfalls am Aufbau des FEFLOW-Modells arbeitete und mich auch danach mit zahlreichen Ratschlägen, unter anderem bei der Kalibrierung des Grundwassermodells hilfreich unterstützte. Stellvertretend für die Hilfe bei der Installation der Grundwasserpegel und der Messtechnik sowie deren regelmäßiger Ablesung innerhalb des Projektes sei den Kollegen Ralph Tauschke, Roswitha Schulz, Joachim Bartelt und Peter Berndt gedankt. Sabine Fritsche möchte ich für die Hilfe bei GIS-Fragen danken. Ich möchte auch allen weiteren Mitarbeitern im Institut für Landschaftswasserhaushalt für das gute Arbeitsklima, die Unterstützung während der Arbeit danken, ebenso den zahlreiche Praktikanten und Praktikantinnen, welche die Arbeit unterstützten.

Für die Bereitstellung des Wasserhaushaltsmodells WaSiM-ETH und Unterstützung während der Modellierung danke ich Dr. Jörg Schulla und Dr. Karsten Jasper. Für die Zusammenarbeit und den Austausch möchte ich den Verbundpartnern im NEWAL-NET-Projekt danken, vor allem Dr. Martin Jenssen für die Bereitstellung von den Waldentwicklungsszenarien und Felddaten. Dr. Jürgen Müller möchte ich für die Bereitstellung von Lysimeterdaten und seine offenen Ohren und Augen für meine Vegetationsparametrisierungen danken. Dank gilt auch den zahlreichen Grundstückseigentümern der Pegelstandorte. Stellvertretend sei hier Familie Bräsel genannt, deren Hunde unseren Regenmesser bewachten, der Naturschutzstiftung Schorfheide-Chorin, dem Ehepaar Fiege sowie der Unterstützung durch die Forst, namentlich genannt seien hier die Herren Stein, Weyand und Wolf. Dr. Heike Mauersberger und Rüdiger Michels vom Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin sei für die Bereitstellung von Daten und wertvollen Informationen über die Seen gedankt. Danke für den Austausch zu den Seen und Mooren an Prof. Vera Luthard, Ron Meier und den anderen Kollegen vom WAMOS-Projekt.

Meiner Frau Radmila Natkhina danke ich herzlich für ihre Unterstützung und Begleitung nach Müncheberg und die Unterstützung in der Arbeit durch Programmierung von Zwischen- und Postprozessing. Meine Eltern haben mich auf dem Weg zum Hydrologen und auch bei der Promotion immer voll unterstützt, dafür bin ich ihnen sehr dankbar.

## Abkürzungsverzeichnis

Symbol	Bezeichnung	Einheit
Anz	Anzahl	
BBG	Biotoptypenkarte	
BKG	Bundesamt für Kartographie und Geodäsie	
BMU	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit	
BSC	Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin	
BÜK300	Bodenübersichtskarte im Maßstab 1: 300 000	
$c_p$	spezifische Wärmekapazität der Luft bei konst. Druck	$\text{kJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$
$d$	Schichtdicke	m
DGM25	Digitales Geländemodell im Maßstab 1: 25 000	
DSW	Datenspeicher Wald	
DTK200	Digitale Topographische Karte im Maßstab 1: 200 000	
DWD	Deutscher Wetter Dienst	
$e$	Dampfdruck der Luft	hPa
$e_s$	temperaturabhängiger Sättigungswasserdampfdruck	hPa
$E$	Fluss latenter Wärme	$\text{mm}\cdot\text{m}^{-2}$
$E_{Eva}$	Evaporation	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$E_{Int}$	Interzeptionsverdunstung	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$ET$	Evapotranspiration	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$ET0$	Grasreferenzverdunstung	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$E_{Tra}$	Transpiration	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$f(v)$	Windfunktion	1
$G$	Bodenwärmefluss	$\text{Ws}\cdot\text{m}^{-2}$
GEOBASIS-BB	Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg	
GHCN	Global Historical Climatology Network	
GW	Grundwasser	
GWL	Grundwasserleiter	
GWLE	Grundwasserabhängige Landschaftselemente	
GWN	Grundwasserneubildung	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ , $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$
GWS	Grundwasserstauer	
HRU	Hydrologisch ähnlich reagierende Gebiete (hydrological response unit)	
HYKA50	Hydrogeologische Karte im Maßstab 1: 50 000	
ID	Identifikationsnummer	
$k_{sat}$	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
$L$	Verdampfungswärme des Wassers	$\text{Ws}\cdot\text{m}^{-2}$

---

LGRB	Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg	
LKQ50	Lithofazieskarten Quartär der DDR im Maßstab 1: 50 000	
LUA	Landesumweltamt Brandenburg; seit Juli 2010 LUGV	
MUNR	Ministerium für Umwelt, Naturschutz und Raumordnung des Landes Brandenburg, seit Juli 2010 MUGV	
$n$	van Genuchten Parameter	1
NEWAL-NET	BMBF-Projekt Nachhaltige Entwicklung von Waldlandschaften im Nordostdeutschen Tiefland	
OPT	Waldnutzungsszenario klimaplastisch optimiert	
$P$	Niederschlag	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$Q_{Kap}$	Kapillarer Aufstieg	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$R$	Abflusshöhe, - rate	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
REMO	Regionalmodell des MPI-Hamburg	
$r_s$	Bulk-Oberflächenwiderstand	$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$
$r_a$	Bulk-aerodynamischer Widerstand	$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$
$R_N$	Nettostrahlung	$\text{Ws}\cdot\text{m}^{-2}$
$RU$	Grundwasserneubildung nach LUA (2009b)	$\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$
$s$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	$\text{hPa}\cdot\text{K}^{-1}$
TK10	Topografische Karte im Maßstab 1: 10 000	
$v$	Windgeschwindigkeit	$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; bft
vTI	Johann Heinrich von Thünen-Institut	
WaSiM-ETH	Wasserhaushaltsmodell	
WettReg	Wetterlagen-basierte Regionalisierungsmethode der CEC Potsdam GmbH	
$Z$	Zuflüsse	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
ZALF	Leibniz-Zentrum für Agrarlandschaftsforschung (ZALF) e. V.	
ZGI	Zentrales Geologisches Institut der DDR	
$\alpha$	van Genuchten Parameter	$\text{m}^{-1}$
$\Delta S_{Bod}$	Speicheränderung im Boden	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$\Delta S_{GWLE}$	Speicheränderung	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$\Delta S_{Int}$	Änderung im Interzeptionsspeicher	$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
$\Theta_{res}$	Residualer Wassergehalt	$\text{m}^{-3}\cdot\text{m}^{-3}$
$\Theta_{sat}$	Wassergehalt bei Sättigung	$\text{m}^{-3}\cdot\text{m}^{-3}$
$\lambda$	Latente Verdunstungswärme	$\text{kJ}\cdot\text{kg}^{-1}$
$\rho$	Dichte der Luft	$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$
$\gamma_p$	Psychrometerkonstante	$\text{hPa}\cdot\text{K}^{-1}$

---



# 1 Einführung

## 1.1 Problemstellung

Unter grundwasserabhängigen Landschaftselementen werden in dieser Arbeit an der Erdoberfläche anstehende, wasserführende und von ihrer Umgebung abgrenzbare Einheiten verstanden, deren Wasserhaushalt wesentlich von Wechselwirkungen mit dem Grundwasser abhängt. Das sind vor allem Seen, Moore oder andere Feuchtgebiete. Fließgewässer können insbesondere im Quellbereich ebenfalls grundwasserabhängig sein, werden aber aufgrund ihrer abweichenden morphologischen Eigenschaften, Prozesscharakteristik und der starken anthropogenen Veränderungen in dieser Arbeit nicht explizit betrachtet. Vor allem im Nordostdeutschen Tiefland, wo die jährliche klimatische Wasserbilanz häufig negativ ausfällt, kann der Wasserbedarf für die Evapotranspiration aus den Wasserkörpern durch den direkten Niederschlag nicht gedeckt werden. Der restliche Wasserbedarf wird vorrangig aus der Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet gedeckt. Ändert sich der Grundwasserstand im Einzugsgebiet durch veränderte Randbedingungen, dann beeinflusst dies auch den Wasserstand des grundwasserabhängigen Landschaftselementes (Abbildung 1).

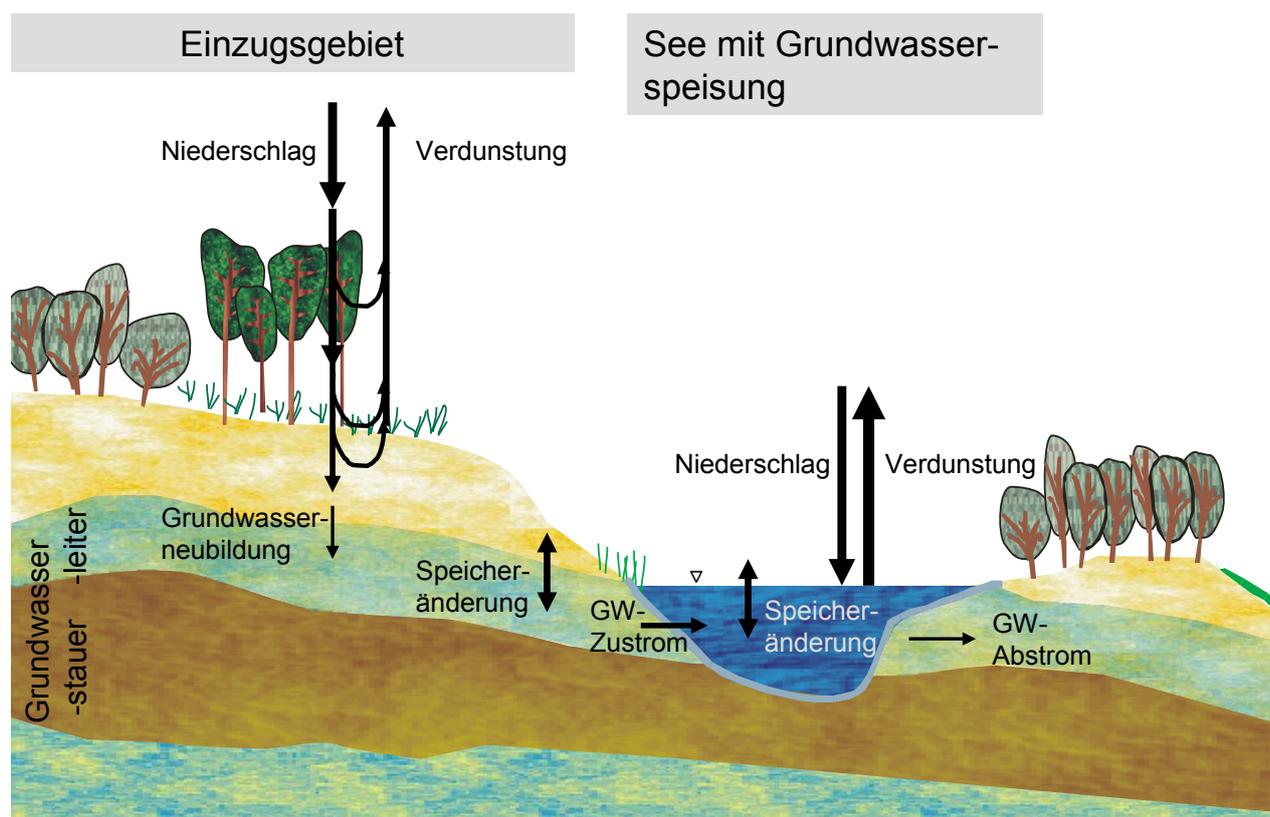


Abbildung 1 - Schematische Darstellung des Wasserhaushalts eines grundwasserabhängigen Landschaftselementes

Die Grundwasserneubildung wird durch das Wasserdargebot aus den Niederschlägen, die Wasserverluste durch die Evapotranspiration sowie die Füllstandsänderungen des Bodenwasserspeichers bestimmt. In BMU (2003) wird für Deutschland die mittlere Grundwasserneubildung im Zeitraum von 1961 bis 1990 mit  $135 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  und die Evapotranspiration mit  $532 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$

bei einem Niederschlag von  $859 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  angegeben. Im Nordostdeutschen Tiefland ist die Grundwasserneubildung aufgrund der im deutschlandweiten Vergleich geringeren Niederschläge jedoch kleiner. So geben Lahmer et al. (2000) für Brandenburg eine Grundwasserneubildung<sup>1</sup> von  $87 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  im Zeitraum von 1961 bis 1990 an. Durch die höhere Transpiration und Interzeption von Wäldern ist die Grundwasserneubildung bei gleichen Randbedingungen geringer als unter Ackerflächen. Auf bewaldeten Flächen wirken sich auch die Baumart und das Baumalter auf die Grundwasserneubildung aus, so ist sie zum Beispiel in der Regel unter Kiefern geringer als unter Buchen. Dabei geht es nicht nur um die Wirkung der jeweiligen Nutzbaumart, sondern der Waldbestand ist in seiner Gesamtheit – oft mehrere Stockwerke – wirksam für die Grundwasserneubildung. Gibt es einen Vegetationswandel, dann ändern sich auch die Höhe und die jährliche Verteilung der Evapotranspiration, was wiederum Auswirkungen auf die Höhe der Grundwasserneubildung und damit auf den Wasserhaushalt der grundwasserabhängigen Landschaftselemente im betroffenen Einzugsgebiet hat. Eine besondere Rolle spielt in den Kiefernforsten die seit den 1970er Jahren infolge verstärkten Stickstoffeintrags eingetretene Vergrasung und Verbuschung der Böden (Hofmann, 1995).

Ebenso wie Veränderungen in der Waldvegetation wirken Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt der grundwasserabhängigen Landschaftselemente. Ändert sich die Höhe und die zeitliche Verteilung des Niederschlags, dann beeinflusst dies das Wasserdargebot. Verändern sich andere Faktoren, wie die Temperatur oder die Luftfeuchtigkeit, verändert sich die Evapotranspiration. Für die Ermittlung der Grundwasserneubildung müssen somit viele Faktoren beachtet werden, die sich mittels einer Modellierung berücksichtigen lassen.

Das Nordostdeutsche Tiefland ist reich an grundwasserabhängigen Landschaftselementen. So befinden sich allein im UNESCO-Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin nordöstlich von Berlin auf einer Fläche von  $1291 \text{ km}^2$  240 Seen größer ein Hektar sowie Tausende von Mooren und Kleinseen (BSC, 2002). In den letzten Jahrzehnten wurden an einigen dieser grundwasserabhängigen Landschaftselemente im Nordostdeutschen Tiefland hohe Wasserstandsabsenkungen beobachtet. So sank in zahlreichen Seen, Mooren und Feuchtgebieten der Wasserspiegel, teilweise bis zur völligen Austrocknung (Landgraf et al., 2004, Wichern, 2009 und Luthardt, 2004). Auch auf Standorten mit größeren Grundwasserflurabständen sind beim Grundwasser Absenkungen zu beobachten (Dreger und Michels, 2002, LUA, 2009a). Diese Veränderungen der Wasserstände weisen auf Veränderungen im Wasserhaushalt hin. Dauerhafte größere Wasserstandsrückgänge haben negative Auswirkungen, unter anderem auf die ökologischen Funktionen dieser grundwasserabhängigen Landschaftselemente.

Künftige Klimaänderungen werden den Wasserhaushalt grundwasserabhängiger Landschaftselemente ebenfalls ändern. Aktuelle Klimaszenarien weisen auf eine künftige Verlagerung der Niederschläge vom Sommer- zum Winterhalbjahr mit zunehmenden Extremen wie langen Trockenperioden als auch Starkniederschlagsereignissen im Nordostdeutschen Tiefland hin. Vor allem wird ein Temperaturanstieg erwartet (Jacob et al., 2008, Spekat et al., 2007), wodurch die reale Evapotranspiration erhöht werden könnte. Dadurch würde sich einerseits das Wasserdar-

---

<sup>1</sup> In Lahmer et al. (2000) als Sickerwasserrate angegeben, entspricht im langjährigen Mittel der Grundwasserneubildung

gebot für grundwasserabhängige Landschaftselemente verändern, andererseits auch ihr Wasserbedarf steigen. Diese Änderungen können in grundwasserabhängigen Landschaftselementen zu einem verstärkten Absinken der Wasserstände führen.

In Einzugsgebieten mit hohem Waldanteil können Veränderungen in der Waldbewirtschaftung wesentliche Wirkungen auf die Grundwasserneubildung und somit auf den Wasserhaushalt der grundwasserabhängigen Landschaftselemente haben. Die Wälder des Nordostdeutschen Tieflandes werden durch Kiefernmonokulturen dominiert. So sind 80% der brandenburgischen Waldfläche mit Kiefern bewirtschaftet (Hofmann und Pommer, 2005). Dies entspricht in vielen Fällen allerdings nicht der potentiellen natürlichen Vegetation. Kiefernmonokulturen sind anfällig gegenüber Schädlingen und Waldbrand. Aktuelle Entwicklungen in der Forstwirtschaft streben deshalb die Verringerung von Kiefernmonokulturen an. Sie sollen durch Waldformen ersetzt werden, die eher der potentiellen natürlichen Vegetation, d.h. vor allem Laubmischwäldern, entsprechen (Anders et al., 2005). Das Leitbild des klimaplastischen Waldes, wie es in dem Forschungsprojekt NEWAL-NET (Ende H.-P. et al., 2007) entwickelt wurde, entspricht diesen Bestrebungen. Klimaplastisch meint dabei, dass sich der Mischwald durch seine höhere Artenvielfalt selbstständig auf zukünftige, im Moment noch ungewisse Klimaänderungen einstellen kann.

Ursachen der beobachteten Änderungen im Wasserhaushalt von grundwasserabhängigen Landschaftselementen sind also in Landnutzungsänderungen auf den Einzugsgebietsflächen, welche das Wasserdargebot beeinflussen, kulturtechnischen Maßnahmen, wie zum Beispiel Drainagen sowie Änderungen des Klimas zu sehen (Driescher, 2003, Borgwardt et al., 2006). Diese Ursachen-Wirkungsbeziehungen sind jedoch sehr komplex. Da sich die Prozesse von Klimaänderungen, Landnutzungsänderungen sowie kulturtechnischen Maßnahmen überlagern und die Datenlage relativ schlecht ist, lassen sich nicht einmal die historischen Beeinflussungen einfach getrennt voneinander betrachten (Driescher, 2003). Auch die zukünftige Entwicklung ist nicht exakt vorhersagbar. Grund sind neben den ungewissen Randbedingungen für die Klimaentwicklung auch die dargestellten komplexen Zusammenhänge zwischen Klima, Einzugsgebiet und den grundwasserabhängigen Landschaftselementen.

## **1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise**

Diese Arbeit wurde im Rahmen des vom BMBF geförderten Verbundprojektes Nachhaltige Entwicklung von Waldlandschaften im Nordostdeutschen Tiefland (NEWAL-NET) erarbeitet. Es sollten mögliche Ursachen für die beobachteten Veränderungen im Wasserhaushalt grundwasserabhängiger Landschaftselemente analysiert werden. Für zukünftige Entwicklungen des Wasserhaushaltes waren die Wirkungen von Waldumbau und Klimaänderungen zu untersuchen. Somit sollten sich dann folgende Fragen beantworten lassen:

1. Worin liegen die Ursachen für die beobachteten Absenkungen des Wasserspiegels einiger grundwasserabhängiger Landschaftselemente in bewaldeten Einzugsgebieten im Nordostdeutschen Tiefland?

2. Welche Wirkung hat der Umbau von Kiefernmonokulturen zu Laubmischwäldern auf die Grundwasserneubildung, den Grundwasserstand und den Wasserhaushalt der grundwasserabhängigen Landschaftselemente und ihrer Einzugsgebiete?
3. Mit welchen zukünftigen Wasserstandsentwicklungen der grundwasserabhängigen Landschaftselemente ist zu rechnen?
4. Kann der Waldumbau eine nachhaltige Maßnahme zur Erhaltung dieser Landschaftselemente angesichts des erwarteten Klimawandels sein?

Die Untersuchungen hierfür wurden beispielhaft am Redernswalder See und Briesensee bei Poratz im Nordosten Brandenburgs durchgeführt. Es wurden Daten recherchiert, erhoben und ausgewertet. Zur räumlichen und zeitlichen Verdichtung der Daten wurden See- und Grundwasserpegel sowie Niederschlagsmesser installiert. Mittels dieser Daten erfolgte ein Aufbau zweier räumlich differenzierter Modelle, welche an die klimatischen sowie landschaftlichen Bedingungen des Nordostdeutschen Tieflandes angepasst sind, dem Stand der Technik entsprechen und in geeigneter Kopplung die relevanten Prozesse des Wasserhaushaltes abbilden können. Mittels eines vertikal eindimensionalen Modells wurde der Wasserhaushalt der Vegetation und der ungesättigten Bodenzone bis zur Grundwasserneubildung modelliert. Dazu wurde die Grundwasserkomponente in einem vereinfachten Verfahren approximiert. Unter Einsatz eines räumlichen numerischen Grundwassermodells konnte das dynamische Verhalten des Grundwassers in seiner Wechselwirkung mit den grundwasserabhängigen Landschaftselementen nachgebildet werden. Für Aufbau und Betrieb des numerischen Grundwassermodells waren ein hydrogeologisches Modell der quartären Grundwasserleiter sowie Grundwasserneubildungsraten aus dem Wasserhaushaltsmodell erforderlich.

Mittels dieser Modelle konnten die Einflüsse von Veränderungen des Klimas und der Waldwirtschaft auf den Wasserhaushalt der grundwasserabhängigen Landschaftselemente in Szenarienrechnungen separat untersucht werden. Basierend auf gemessenen meteorologischen Größen und dem aktuellen Waldzustand wurden die Veränderungen im Wasserhaushalt der grundwasserabhängigen Landschaftselemente von 1958 bis 2007 analysiert. Für eine Abschätzung der zukünftigen Entwicklung des Wasserhaushalts der grundwasserabhängigen Landschaftselemente wurden Klimaszenarien und Waldentwicklungsszenarien bis zum Jahr 2100 eingesetzt.

## **2 Wissensstand zur Hydrologie grundwasserabhängiger Landschaftselemente**

### **2.1 Grundwasserabhängige Landschaftselemente und ihre Vulnerabilität**

Geeignete geomorphologische Strukturen für die Ausbildung von grundwasserabhängigen Landschaftselementen (GWLE) in Nordostdeutschland entstanden im Spätpleistozän bis Frühholozän. Tauendes Wasser und ansteigendes Grundwasser sammelten sich in zahlreichen abflusslosen Depressionen auf Grundmoränen und es kam zu Seen- und Moorbildungen. Besonders abtauende Toteisblöcke hinterließen Senken, die sich mit Wasser füllen konnten (Marcinek, 1991, Winter, 1983 und Chrobok et al., 1982). Eine rasche Erwärmung im ersten Abschnitt des Holozäns begünstigte die Einwanderung des Waldes in die vormaligen Tundrengebiete, die auch eine größere Minderung der Abflussbildung zur Folge hatte (Bork et al., 1998). Dadurch wurden geomorphologische Abtragungs- und Umgestaltungsprozesse, die in Gebieten des Altpleistozäns bereits zur Verlandung von Seen und einer verstärkten Ausbildung eines Fließgewässernetzes geführt hatten, unterdrückt (Mehl und Thiele, 1998) und Strukturen mit kleinen Binneneinzugsgebieten blieben weitgehend erhalten.

Die Abhängigkeit der dort entstandenen Wasserkörper vom Grundwasser kann nach Almendinger (1990) auf zweierlei Weise betrachtet werden. Erstens wird durch die lokalen Prozesse, bei denen ein Wasseraustausch über die GWLE-Oberfläche erfolgt, wie zum Beispiel direkter Niederschlag und Evapotranspiration, ein Grundwasser-GWLE-Austausch angeregt. Zweitens folgt der Wasserspiegel der GWLE wie in Grundwasserblänken den Fluktuationen im Grundwasserstand des Einzugsgebietes. Diese Fluktuationen sind durch Änderungen der regionalen Grundwasserneubildung, durch erhöhten Wasserrückhalt oder verstärkte Entwässerung verursacht.

Besonders Seen ohne wesentlichen Anteil an oberirdischem Zu- und Abfluss reagieren stark auf Veränderungen der hydroklimatischen Randbedingungen und Veränderungen im Grundwasserstand mit Änderungen ihres Wasserstandes (Langbein, 1961). Aufgrund der vergleichsweise geringen Niederschlagshöhen im Nordostdeutschen Tiefland (Abbildung 2) übersteigt die mittlere jährliche Evaporation vieler Seen den mittleren jährlichen Niederschlag (Tabelle 1). Die Evapotranspiration der Ufervegetation kann dabei noch die Evaporation der Wasserflächen übertreffen. Das entstehende Defizit wird aus dem Grundwasser gedeckt, oder es kommt zu einer Seespiegelsenkung. Allerdings ist auch die dafür nötige Grundwasserneubildung durch die geringen Niederschläge im Nordostdeutschen Tiefland im deutschlandweiten Vergleich gering (BMU, 2003). Schwankungen der hydroklimatischen Randbedingungen, wie zum Beispiel der Niederschlagshöhen, haben damit große Wirkungen auf die Grundwasserneubildung und auf den Wasserhaushalt der GWLE, die sich in Form von Wasserstandsänderungen zeigen. Diese Fluktuationen können in verschiedenen Zeitskalen wirken, von überdurchschnittlich feuchten oder trocknen Jahren bis hin zu Veränderungen des Klimas mit Zeiträumen über

30 Jahren. So stieg zum Beispiel der Devils Lake in Nord Dakota zwischen 1993 und 2002 um mehr als 7 Meter aufgrund hoher Niederschläge. Die Seefläche vergrößerte sich um mehr als das Doppelte, mit Schäden auf benachbarte Ortschaften, Transportwege und landwirtschaftliche Nutzflächen (Leistritz et al., 2002).

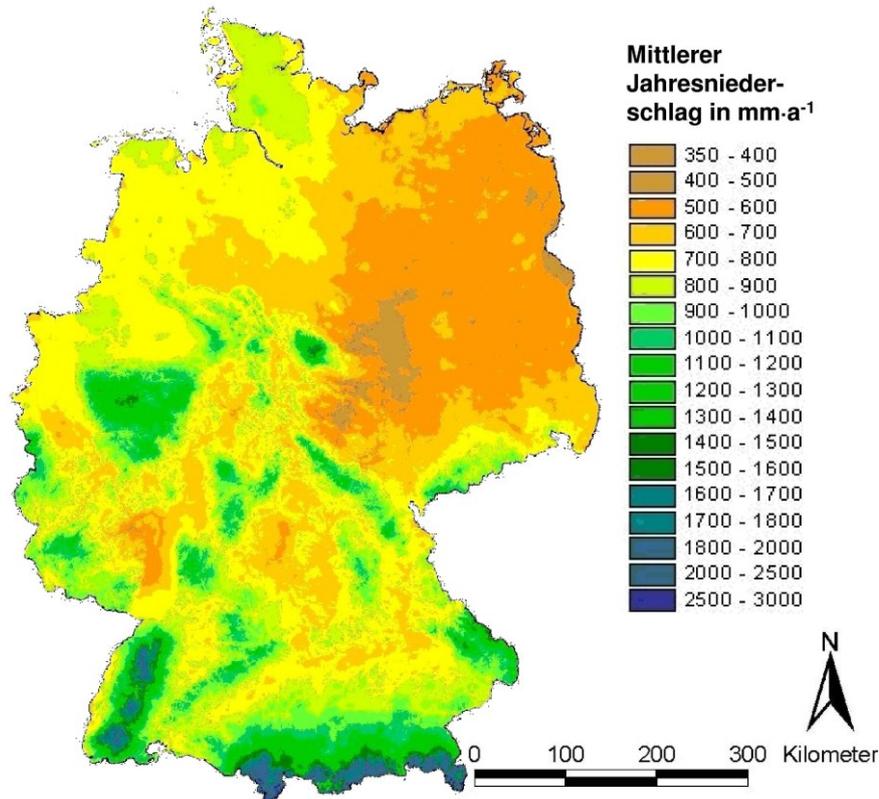


Abbildung 2 - Niederschlagsverteilung für Deutschland im Zeitraum 1961–1990 (unkorrigiert; aus: BMU, 2003)

Tabelle 1 - Gegenüberstellung von Niederschlag und Seewasserverdunstung einiger Seen

See	Niederschlag (korrigiert) in mm·a <sup>-1</sup>	Seewasser- verdunstung in mm·a <sup>-1</sup>	Differenz in mm·a <sup>-1</sup>	Bilanz- zeitraum	Quelle
Redernswalder See	580 <sup>2</sup>	680	-100	1973–2005	Brust (2007)
Nehmitzsee-Nordbecken	654	674	-20	1958–1995	Richter (1997)
Großer Seddiner See	682 <sup>3</sup>	717	-35	1981–1990	Vietinghoff (1993)

Neben den hydroklimatischen Randbedingungen beeinflusst die Landnutzung die Grundwasserneubildung. Eingriffe wie Rodungen, Ackernutzung, Wüstungen und Wiederbewaldung können damit den Wasserhaushalt der GWLE beeinflussen. Seit den Brandrodungen für den Ackerbau in der Jungstein- bis Bronzezeit (vor etwa 6000 Jahren) änderte der Mensch großflächig die Landnutzung (Riek und Stähr, 2004, Bork et al., 1998). Im 18. Jahrhundert führte ein demografisch und wirtschaftlich bedingter starker Holzbedarf zu großflächigen Rodungen, infolge dessen die Kiefer als eine Pionierbaumart bei Aufforstungsmaßnahmen eingesetzt wurde (Milnik, 2007). Als schnell wachsende, gut bewirtschaftbare Kultur wurde die Kiefer

<sup>2</sup> Niederschlag der DWD-Station Angermünde

<sup>3</sup> Angabe in Vietinghoff (1993) unkorrigierter Niederschlag: 595 mm·a<sup>-1</sup> Aufschlag: mittlerer jährlicher prozentualer Fehler 14,6% nach Richter (1995)

kahlschlagbetrieben in einer geregelten Forstwirtschaft großflächig angebaut. All diese Eingriffe in die Landschaft hatten auch Einfluss auf den Wasserhaushalt der GWLE. Quantitativ lässt sich dieser Einfluss aufgrund der geringen Daten schlecht abschätzen. Aktuelle Entwicklungen in der Waldwirtschaft sehen eine Verminderung der Kiefernmonokulturen und eine Vermeidung von Kahlschlägen vor (Anders et al., 2005). Mit diesen Waldumbaumaßnahmen werden sich die Grundwasserneubildung und damit der Wasserhaushalt der GWLE verändern.

In vielen GWLE des Nordostdeutschen Tieflandes wird seit den 1980iger Jahren ein Rückgang der Wasserstände beobachtet. Dies geht oft mit sinkenden Grundwasserständen einher. In Abbildung 3 sind langfristige Wasserstandsrückgänge einiger Seen und einer Grundwassermessstelle im Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin dargestellt. Im Vergleich mit der kumulativen klimatischen Wasserbilanz weisen die Wasserstände eine stärkere überjährige Dynamik auf, dies gilt sowohl für das Sinken ab den 1990er Jahren als auch für Wasserstandsanstiege Ende der 1970er und 1980er Jahre. Diese Unterschiede weisen darauf hin, dass sich die Entwicklung der Seewasserstände nicht allein mit den direkten hydroklimatischen Wirkungen auf die Seewasserflächen erklären lassen, sondern sich Prozesse wie die Grundwasserneubildung in den Einzugsgebieten ebenso auswirken.

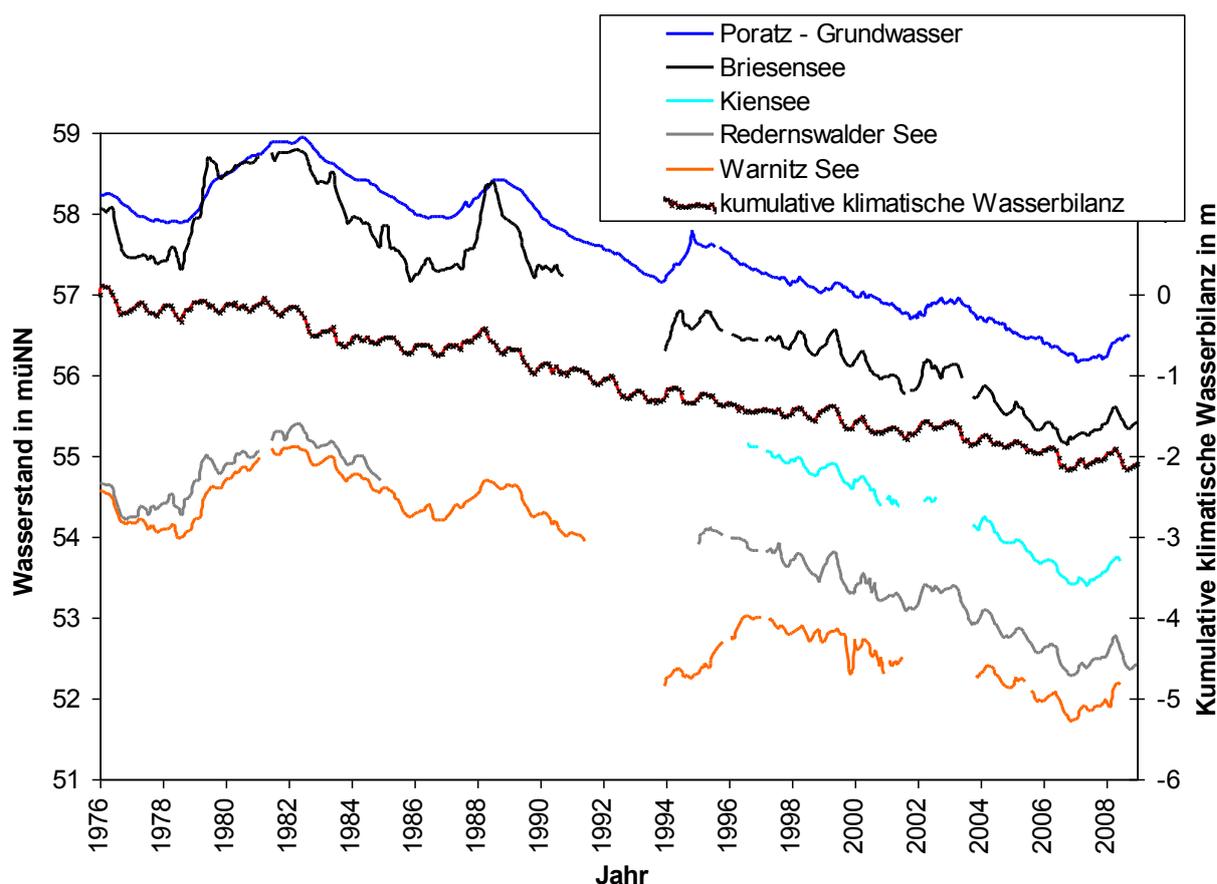


Abbildung 3 - Wasserstandsganglinien einiger Seen und einer Grundwassermessstelle innerhalb des Biosphärenreservates Schorfheide-Chorin im Vergleich zur kumulativen klimatischen Wasserbilanz der Station Angermünde (Datenbasis: BSC, 2009, LUA, 2009a, DWD, 2009)

Weitere Beispiele aus dem Biosphärenreservat sind die Meelake und der Behlensee. Die Meelake ist ein Verlandungsmoor, dessen Grundwasserstände zwischen 1991 und 2004 um 2 Meter

gesunken sind. Von 1976 bis 1989 wurde Wasser aus dem 2. Grundwasserleiter in den benachbarten Pinnow-See gepumpt. Durch diese Einspeisung wurde der Wasserstand temporär angehoben. Weitere mögliche Ursachen für starken Rückgang der Grundwasserstände in diesem Moor vermuten Borgwardt et al. (2006) in der Abnahme von Niederschlägen und einer verringerten Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet durch steigende Anteile von Kiefernreinbeständen mit für die Grundwasserneubildung ungünstigem Bestandesalter. Der Einfluss der einzelnen Faktoren konnte jedoch nicht quantifiziert werden. Der Behlensee, Anfang der 1990er Jahre noch ein Flachsee mit 1 bis 1,5 m Wassertiefe, war bis 2003 völlig ausgetrocknet (Meier, 2006). Der Wasserstand des südlich von Potsdam gelegenen Großen Seddiner Sees ging in 15 Jahren um 83 cm zurück. Vietinghoff (1993) sieht als Ursachen vor allem unregelmäßige Wasserentnahmen aus dem Grundwasser. Die Grundwasserstände in den brandenburgischen Neubildungsgebieten für den Zeitraum 1976 bis 2005 fallen überwiegend, mit ca. -6 bis -10 cm pro Jahr besonders stark in der Nähe der Wasserscheiden (LUA, 2009b). Sinkende Grundwasserstände in der Schorfheide analysieren Dreger und Michels (2002). Durchschnittlich gingen die Grundwasserstände der betrachteten 17 Pegel zwischen 1981 und 2001 um 7 cm pro Jahr zurück.

Wasserstandsänderungen in den GWLE als Reaktionen auf Veränderungen der hydroklimatischen Randbedingungen oder Veränderungen in der Landnutzung wurden bereits vor den 1980er Jahren beobachtet. So weisen zum Beispiel Harrison und Digerfeldt (1993), Gaillard (1985) sowie Harrison et al. (1993) klimabedingte Wasserstandsänderungen von europäischen Seen für das frühe Holozän nach. Nach Driescher (2003) erreichten im 17. und 18. Jahrhundert die Wasserstände der Seen in der Mark Brandenburg ein Maximum innerhalb der letzten 900 Jahre. Die hohen Wasserstände waren wahrscheinlich vor allem klimatisch bedingt. In dieser Zeit entstanden neue Seen und bestehende, benachbarte Seen vereinigten sich. Aufgrund dieser hohen Wasserstände wurden Seen „angestochen“ und abgelassen und auf landwirtschaftlichen Nutzflächen Entwässerungsmaßnahmen durchgeführt (Driescher, 2003). Thienemann (1932) berichtet von hohen Seewasserständen und „ertrunkenen“ Wäldern um die Jahre 1926/27 im Norddeutschen Tiefland. Eine Ursache sieht er in einer damals zunehmenden Ozeanität mit kälteren Sommern und milderem Wintern. Bork et al. (1998) zeigen, dass seit mehr als 1000 Jahren der Landschaftswasserhaushalt durch den anthropogenen Landnutzungswandel verändert wird und dieser Wandel Wasserstandsänderungen von mehreren Metern bewirken kann.

Führten die historischen Wasserhöchststände zu „ertrunkenen“ Wäldern und damit zu Verlusten in der Waldwirtschaft, so gibt es bei einem starken Wasserstandsrückgang ebenfalls negative Auswirkungen. Zahlreiche feuchte Standorte, die für viele geschützte Arten notwendige Lebensräume bieten, gehen verloren. Damit verändert sich die Artenvielfalt (Vietinghoff, 1993; Luthardt, 2004 und Bock et al., 2005). Durch die hohe Wärmekapazität und die hohe Verdunstungsenergie des Wassers beeinflussen grundwasserabhängige Landschaftselemente das lokale Klima durch Stabilisierung der Lufttemperatur (Gregory und Smith, 1967; Huntley et al., 1998). Nicht zuletzt sind diese Seen, Moore und andere Feuchtgebiete markante Elemente, die die Landschaft prägen und den Erholungswert steigern.

## **2.2 Hydrologisches System grundwasserabhängiger Landschaftselemente**

Der Wasserhaushalt der GWLE wird durch die hydroklimatischen Randbedingungen angetrieben. Die hydroklimatischen Randbedingungen ergeben sich aus zeitlich und räumlich variablen Prozessen in der Atmosphäre und beeinflussen den Wasserkreislauf auf zweierlei Art. Erstens stellt der Niederschlag Wasser zur Verfügung. Zweitens vermittelt die Atmosphäre das Energiedargebot für die Evapotranspiration und sorgt für den Abtransport des verdunsteten Wassers. Wie stark die hydroklimatischen Randbedingungen auf die Evapotranspiration wirken, kann über die potentielle Evapotranspiration abgeschätzt werden. Die potentielle Evapotranspiration geht von einer optimalen Bodenfeuchte aus. Als ein international einheitlicher Standard zur Berechnung gilt die Grasreferenzverdunstung  $ET_0$ , beschrieben in Allen et al. (1998), die auf dem Penman-Monteith-Modell beruht.

In den Grundwasserneubildungsgebieten liegen große Grundwasserflurabstände vor, sodass es hier keine Wasserentnahme der Vegetation aus dem Grundwasser gibt (Abbildung 4). Durch die Grundwasserneubildung wird der Grundwasserleiterkomplex gespeist. Über diesen erfolgt ein lateraler Wasseraustausch zwischen den Grundwasserneubildungsgebieten und den GWLE. Die GWLE stehen in direkter hydraulischer Verbindung zum Grundwasser. Ein Wasseraustausch kann in beide Richtungen erfolgen. Die GWLE können als mit dem Grundwasser kommunizierende Speicher betrachtet werden, die sich in Abhängigkeit von hydroklimatischen Randbedingungen, Grundwasserständen und damit Zu- und Abflüssen leeren und auffüllen. Sinken die Grundwasserstände so stark, dass ein Fluss vom Grundwasser zum GWLE nicht mehr möglich ist, ist dieser Standort nicht mehr grundwasserabhängig, sondern entspricht einem grundwasserfernen Standort. Dementsprechend ändert sich dann der Wasserhaushalt sowie langfristig die Vegetation.

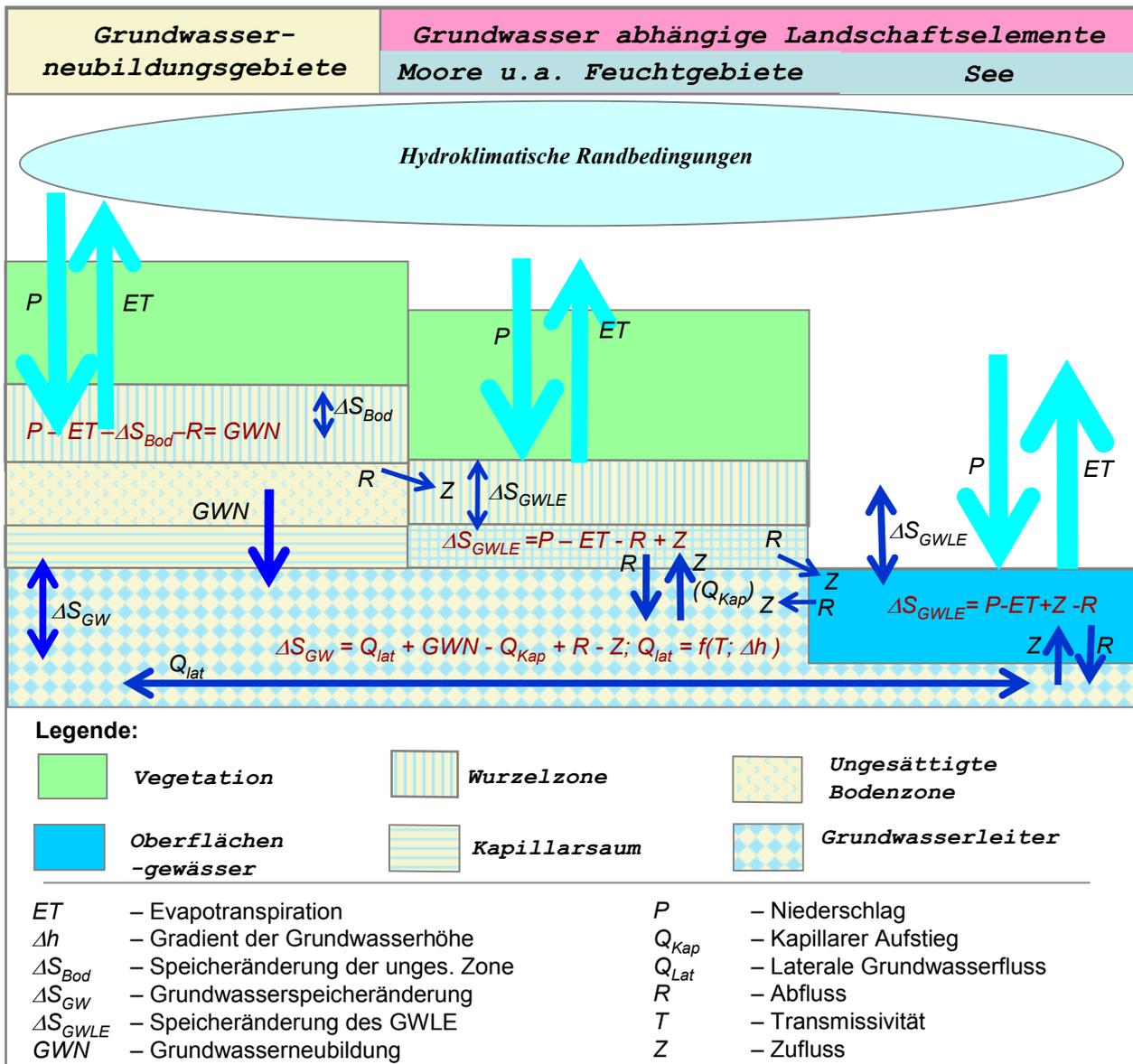


Abbildung 4 - Blockschema der wichtigsten hydrologischen Prozesse der GWLE und der damit in Verbindung stehenden Komponenten

Der Wasserhaushalt der GWLE lässt sich mit Gleichung (1) bilanzieren.

$$P - ET + Z - R = \Delta S_{GWLE} \quad (1)$$

mit

- $P$  - Niederschlag in  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
- $ET$  - Evapotranspiration in  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
- $Z$  - Zuflüsse in  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
- $R$  - Abflüsse in  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
- $\Delta S_{GWLE}$  - Speicheränderung in  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

Je nach Pflanzenbewuchs wird Evapotranspiration in Evaporation, Transpiration und Interzeptionsverdunstung aufgeteilt:

$$ET = E_{Eva} + E_{Tra} + E_{Int} \quad (2)$$

mit

$E_{Tra}$  - Transpiration in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

$E_{Eva}$  - Evaporation in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

$E_{Int}$  - Interzeptionsverdunstung in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

Mit steigendem Vegetationsanteil nehmen Transpiration und Interzeptionsverdunstung zu. Von der freien Wasseroberfläche – wie auch von unbewachsenem Boden – evaporiert das Wasser. Vor allem im Verhältnis der Evaporation zur Transpiration und Interzeptionsverdunstung unterscheiden sich GWLE-Typen. Während bei größeren Seen die Evaporation von der freien Wasseroberfläche überwiegt, steigt bei einem ausgeprägten Vegetationsgürtel der Anteil der Transpiration und Interzeptionsverdunstung, ebenso wie bei Mooren und anderen Feuchtgebieten. So ermitteln Herbst und Kappen (1993) die Evapotranspiration von Schilfbeständen eines norddeutschen Sees mit dem Faktor 1,87 für das Verhältnis zur Evaporation der freien Wasseroberflächen. Dannowski und Balla (2004) fanden für einen gut mit Wasser versorgten Schilfbestand auf Niedermoor in Nordost-Brandenburg die 1,8-fache Evapotranspiration gegenüber der Gras-Referenzverdunstung.

Eine für den Wasserhaushalt relevante, oberirdische Abflussbildung ist im Nordostdeutschen Tiefland nur auf versiegelten bebauten Flächen, geneigten lehmigen, vegetationsarmen Acker-schlägen oder auf grundwassernahen Standorten bei Starkregenereignissen zu erwarten. Nach modellgestützten Wasserhaushaltstudien für Brandenburg (Lahmer et al., 2000 und Lahmer und Pfützner, 2003) liegt die oberirdische Abflussbildung in Brandenburg im Mittel ungefähr bei einem Zehntel der Grundwasserneubildung. Somit ergibt sich der Gesamtabfluss in Brandenburg fast vollständig aus der Grundwasserneubildung.

Die in Kapitel 2.1 angedeutete unvollständige Entwicklung eines Fließgewässernetzes trägt dazu bei, dass die Bedeutung von kanalisiertem Oberflächenabfluss aus den Einzugsgebieten für das Wasserdargebot der GWLE gering ist. Zu- und Abfluss des GWLE erfolgen bevorzugt über das Grundwasser. Vorhandene kanalisierte Oberflächenabflüsse sind oft anthropogenen Ursprungs und dienen der Drainage von Nutzflächen (Driescher, 2003).

Die Wasserflüsse zwischen dem GWLE und dem Grundwasserleiterkomplex können räumlich und zeitlich heterogen sein. Hierbei ist das Verhältnis der Druckpotenziale von GWLE und Grundwasser von entscheidender Bedeutung (Abbildung 5). An einem GWLE kann Wasser bei ausreichendem regionalem Strömungsgradienten auch gleichzeitig in- und exfiltrieren (Abbildung 5 c & d).

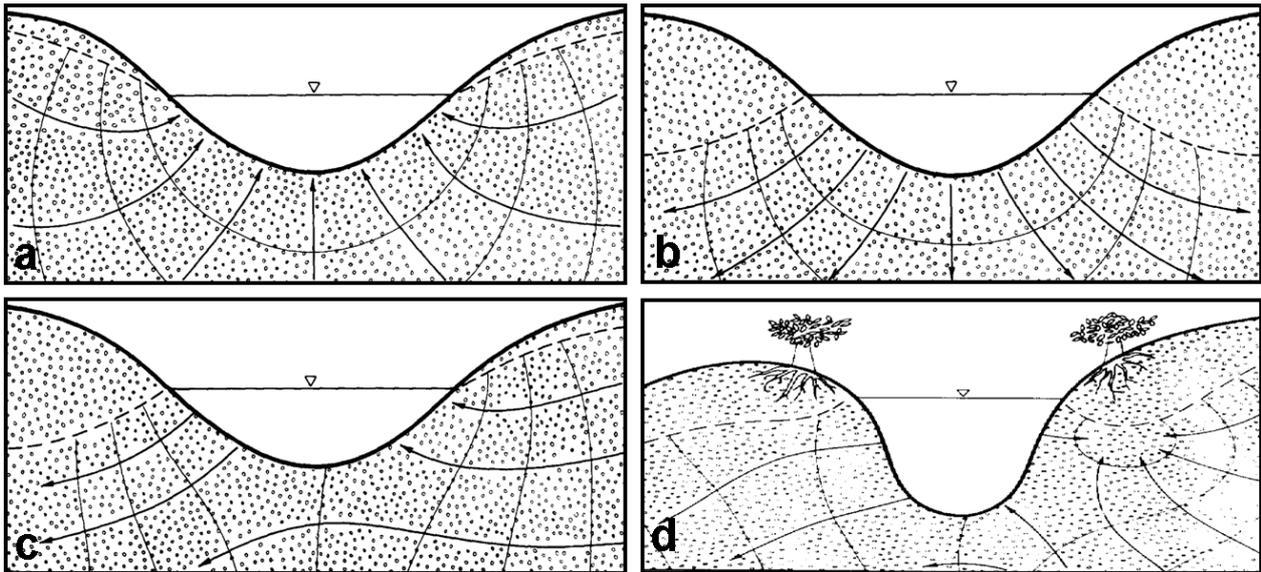


Abbildung 5 - Wechselwirkungen zwischen einem See und dem Grundwasser a) Exfiltration aus dem Grundwasser in den See b) Infiltration in das Grundwasser aus dem See c) Laterale Durchströmung des Sees d) Einfluss der ufernahen Vegetation (aus: Born et al., 1979)

Die Grundwasserleiter und -stauer im Nordostdeutschen Tiefland sind vor allem aus quartären und teilweise tertiären Lockersedimenten aufgebaut. Im Quartär schufen mehrere Vereisungsstadien mit unterschiedlicher Ausdehnung und Intensität geschichtete Porengrundwasserleiter und Stauer. Die Schichten lassen sich den drei Hauptkaltzeiten des Quartärs, Elster, Saale und Weichsel, mit je zwei bis drei Eisvorstößen zuordnen. Daraus ergeben sich insgesamt acht Grundwasserleiter- sowie acht Grundwasserstauerkomplexe (Jordan und Weder, 1995). Diese quartären Bildungen werden durch die tertiäre, mächtige Rupeltonschicht vom darunterliegenden stark mineralisierten Wasser getrennt. Die orts- und zeitabhängige Lage der Grundwasseroberfläche wird zum Einen durch die räumlich und zeitlich variable Grundwasserneubildung, zum Anderen durch die Grundwasserabstrommöglichkeiten bzw. Wasserentnahmen bestimmt.

Die GWLE stehen mit den oberen Grundwasserleitern in hydraulischer Verbindung. Das unterirdische Einzugsgebiet gibt die Flächen an, die zum Wasserdargebot des GWLE beitragen. Ein unterirdisches Einzugsgebiet wird durch die Kammlagen der Grundwasseroberfläche, die unterirdischen Wasserscheiden oder durch nicht Grundwasser leitende unterirdische Barrieren (z. B. Geschiebemergelkörper) begrenzt (Dyck und Peschke, 1995). Kommt es zu Veränderungen in der Grundwasserneubildung, wirken sich diese auf die Lage und Form der Grundwasseroberfläche aus und damit kann sich auch das unterirdische Einzugsgebiet verändern (Winter et al., 2003). Das unterirdische Einzugsgebiet kann sich vom oberirdischen unterscheiden. Besonders relevant können diese Unterschiede bei kleinen Einzugsgebieten und im Flachland sein (Dyck und Peschke, 1995). Die Ausweisung des unterirdischen Einzugsgebietes ist damit nicht durch die Landoberfläche allein vorgegeben. Doss (1993) sieht die Ursachen sich räumlich verändernder Grundwasserscheiden in einem Feuchtgebietssystem südlich des Michigan-Sees vor allem in dem sich verändernden Wasserbedarf für die Evapotranspiration der Feuchtgebiete. Holzbecher (2001) zeigt in einer modellgestützten Analyse, dass sich die unterirdischen Einzugsgebietsgrenzen einiger Seen im Nordostdeutschen Tiefland unter verschiedenen hydroklimatischen Randbedingungen ändern.

Betrachtet man die Grundwasserneubildung als Restglied der Wasserbilanz, ergibt sich:

$$P - R - ET - \Delta S_{Bod} + Q_{Kap} = GWN \quad (3)$$

mit

- $P$  - Niederschlag in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
- $R$  - Lateraler Abfluss in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
- $ET$  - Evapotranspiration in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
- $\Delta S_{Bod}$  - Speicheränderung im Boden in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
- $Q_{Kap}$  - Kapillarer Aufstieg in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$
- $GWN$  - Grundwasserneubildung in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

Einganggröße der Bilanz ist der Niederschlag. Die Evapotranspiration, die sich hier ebenfalls nach Gleichung (2) aus Evaporation, Transpiration der Pflanzen und Interzeptionsverdunstung zusammensetzt, gibt zeitverzögert Wasser in die Atmosphäre ab. Dabei fungiert die durchwurzelte Bodenzone als Wasserspeicher. Wie groß die Evapotranspiration ist, hängt zum Einen von den hydroklimatischen Randbedingungen ab. Zum Anderen bestimmen die pflanzenphysiologischen Eigenschaften, wie viel Wasser durch Evapotranspiration umgesetzt werden kann. Wenn das verfügbare Wasser in der Wurzelzone nicht mehr ausreicht, sinkt die Evapotranspiration. Liegt der Kapillarsaum des Grundwassers im durchwurzelten Bereich, kann über den kapillaren Aufstieg auch Grundwasser für die Transpiration genutzt werden. An diesen grundwassernahen Standorten kann die Evapotranspiration wesentlich höher als bei vergleichbaren grundwasserfernen Standorten sein (Lahmer et al., 2000). Übersteigt im Mittel der kapillare Aufstieg die Grundwasserneubildung, wirkt das Gebiet hinsichtlich seiner Wasserbilanz als Grundwasser-zehrend.

Im Winter ist die Evapotranspiration, entsprechend dem Jahresgang von Lufttemperatur und Globalstrahlung, aber auch infolge der Vegetationsruhe, sehr gering (Müller-Westermeier et al., 2001). Das Wasserdargebot aus dem Niederschlag übersteigt dadurch den Wasserbedarf für die Evapotranspiration, es gibt einen Wasserüberschuss. Dieser Überschuss füllt den Bodenspeicher bis zu seiner Haltekapazität auf, nicht haltbares Wasser sickert als Tiefenversickerung weiter nach unten. Tiefenversickerung ist die Versickerung unter die Wurzelzone. Die Tiefenversickerung kann dabei zeitversetzt zu einer Grundwasserneubildung werden, bei der das Wasser dem Grundwasser beiträgt. Im mitteleuropäischen Raum tritt die Grundwasserneubildung vor allem im Winter auf, wenn die Evapotranspiration gering ist und der Niederschlag dominiert (Dyck und Peschke, 1995).

### **2.3 Einfluss der Waldentwicklung auf die Grundwasserneubildung**

Auf bewaldeten Flächen wirken sich die Baumart und das Baumalter über die Evapotranspiration auf die Grundwasserneubildung aus. Die Größe des Interzeptionsspeichers wird vor allem von der Größe und Beschaffenheit der Oberfläche der Blätter, Äste und Stämme bestimmt, die wiederum neben der Baumart von der Jahreszeit abhängt. Ein Teil des Interzeptionswassers gelangt durch Stammabfluss zum Boden.

Tabelle 2 - Wasserhaushaltskomponenten von verschiedenen Waldstandorten, Ergebnisse aus Messungen und Modellrechnungen

Vegetationsform	Bestandesalter	Niederschlag	Interzeptionsverdunstung	Transpiration Baumvegetation	Evapotranspiration von Boden und Unterwuchs	Gesamtevapotranspiration	Tiefenversickerung	Standort	Quelle
Einheit	a	mm·a <sup>-1</sup>	mm·a <sup>-1</sup>	mm·a <sup>-1</sup>	mm·a <sup>-1</sup>	mm·a <sup>-1</sup>	mm·a <sup>-1</sup>		
Himbeer-Drahtschmielen-Kiefernforst	8	620				440	180	BB <sup>4</sup>	Müller (2002b)
- " -	14	620				544	76	BB	Müller (2002b)
- " -	28	620				620	0	BB	Müller (2002b)
- " -	50	620				602	18	BB	Müller (2002b)
- " -	84	620				542	78	BB	Müller (2002b)
Kiefer	21	587	247	284	52	583	4	BB	Anders et al. (1996)
Flattergras-Buchenwald	8	620				352	268	BB	Müller (2002b)
- " -	14	620				446	174	BB	Müller (2002b)
- " -	28	620				482	138	BB	Müller (2002b)
- " -	135	620				491	129	BB	Müller (2002b)
Buche	21	587	172	265	60	497	90	BB	Anders et al. (1996)
Buche	105	777	128	389	101	617	160	SH <sup>5</sup>	Herbst et al. (1999)
Buche		1060	187	287		474	586 <sup>6</sup>	NS <sup>7</sup>	Benecke (1984)
Kiefern-Buchen-Mischbestand	Ki:28 Bu:3	620				596	24	BB	Müller (2002b)
- " -	Ki:51 Bu:11	620				524	96	BB	Müller (2002b)
- " -	Ki:76 Bu:33	620				508	112	BB	Müller (2002b)
- " -	Ki:114 Bu:73	620				537	83	BB	Müller (2002b)
Kiefern-Buchen-Mischbestand	Ki:140 Bu:100	546	140	292	104	536	26	BB	Schulte-Bisping et al. (2005)
Eiche	135	628				527	102	BB	Müller (2002a)
Schwarzerle	60	777	121	539	109	768	9 <sup>8</sup>	SH	Herbst et al. (1999)
Fichte		1060	305	335		640	420 <sup>9</sup>	NS	Benecke (1984)

Baumartenspezifische Parameter wie Stammrauhigkeit und Kronenform spielen hier eine wichtige Rolle (Taniguchi et al., 1996). Das zum Boden gelangende Wasser wird zum großen Teil von der Baum- und Bodenvegetation transpiriert sowie von der Bodenoberfläche evaporiert. Beispiele für ermittelte Tiefenversickerungen in Abhängigkeit von Baumart und -alter

<sup>4</sup> BB: Brandenburg

<sup>5</sup> SH: Schleswig Holstein

<sup>6</sup> Hier: Sickerabfluss

<sup>7</sup> NS: Niedersachsen

<sup>8</sup> Hier: Grundwasserneubildung, da grundwassernaher Standort

<sup>9</sup> Hier: Sickerabfluss

sowie Niederschlag sind in Tabelle 2 aufgelistet. Die Vegetationsformen aus Müller (2002b) besitzen vergleichbare Randbedingungen, bei anderen Studien ist durch die unterschiedlichen Standortfaktoren sowie unterschiedliche Bilanzzeiträume ein direkter Vergleich nur bedingt möglich. Die Kiefernstandorte haben in allen Altersgruppen eine höhere Evapotranspiration als vergleichbare Altersgruppen der Buchen.

In zahlreichen experimentellen Studien wird untersucht, wie sich Veränderungen der Waldvegetation auf den Wasserhaushalt des Einzugsgebietes auswirken. Eine häufig angewandte Methode ist die Analyse des Abflusses von vergleichbaren Einzugsgebieten („paired catchment“ Studien), wobei in einem Einzugsgebiet die Vegetation verändert wird, das andere Einzugsgebiet zu Referenzzwecken möglichst unverändert bleibt. Hierbei werden vor allem Umwandlungen von Wald in landwirtschaftliche Nutzflächen bzw. – umgekehrt – Aufforstungen betrachtet. Brown et al. (2005) zeigt aus vielen Einzelstudien zusammenfassend, dass die Umwandlung von Bäumen zu Grasland zu höheren Abflussspenden führt. Bei Nadelbäumen sind die Wirkungen im Mittel größer als bei Laubbäumen. Bei dem Vergleich von Studien mit Eukalyptus zeigt sich eine Abhängigkeit vom mittleren jährlichen Niederschlag. Bei geringeren Niederschlägen verringern sich die Unterschiede der Abflussbildung.

Für experimentelle Einzugsgebietsstudien eignen sich vor allem Abholzungsmaßnahmen mit schneller Reaktion auf die Abflussbildung. Die Entwicklung eines Waldes ist ein Prozess, der viele Jahrzehnte dauert. Aus ökonomischen Gründen kann ein Wechsel von Baumarten erst beim Erreichen des Umtriebsalters erfolgen. Daraus folgt, dass ein nachhaltiger betriebener Waldumbau viele Jahrzehnte bis zur gewünschten Bestandeszusammensetzung benötigen kann. Somit liegt eine zu erwartende, sich ändernde Systemantwort auf den Wasserhaushalt auch in dieser zeitlichen Größenordnung. Für eine Folgenabschätzung solcher langfristigen Veränderungen bieten sich daher modellbasierte Szenarienanalysen an. Vor allem die Auswirkungen potentieller Änderungen lassen sich so abschätzen. So modelliert zum Beispiel Bolte et al. (2002) für ganz Deutschland die Tiefensickerung unter realer und natürlicher Waldbedeckung. Der Wald wird dabei in Nadel-, Laub- und Mischwald unterschieden. Durchschnittlich wird für die natürliche Vegetation ein Zuwachs der Tiefenversickerung von  $16 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  für ganz Deutschland durch den geringeren Nadelwaldanteil ermittelt. Für das niederschlagsarme Nordostdeutsche Tiefland sind die relativen Wirkungen am größten. Mey und Pfützner (2008) simulieren Managementoptionen, welche die aktuelle Wassermangelsituation für den sich nahe dem Spreewald/Brandenburg befindlichen Luchsee und das ihn umgebende Moor mindern sollen. Der Waldumbau von Kiefer zu Buche bei gleichen hydrometeorologischen Randbedingungen führt hierbei zu einem modellierten Grundwasseranstieg um bis zu 0,4 m auf den Umbauflächen und ca. 0,2 m für den See. Wattenbach et al. (2007) modelliert Aufforstungsszenarien und Waldumbauszenarien von Kiefern zu Laubwald für das Land Brandenburg. Für die Umwandlung von Kiefernbeständen in Laubwald auf 29% der Fläche Brandenburgs wird hier eine Zunahme der Grundwasserneubildung von  $3,1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  erreicht.

Die Kiefernforste sind mit ihrer vergleichsweise hohen Evapotranspiration im nordostdeutschen Tiefland spätestens seit dem 18. Jahrhundert die Hauptnutzungsart. Hofmann (1995) zeigt, dass es in nordostdeutschen Kiefernwäldern seit Ende der 1970er Jahre einen Wechsel von Vegetati-

onstypen gibt, der durch die Stickstoff-Akkumulierung ausgelöst wurde (Abbildung 6). Durch diese Entwicklung von eher spärlicher Waldbodenvegetation zu Grasdecken oder vitalen und dichten Strauchbeständen erhöht sich die Interzeptionskapazität wesentlich und es kommt zu einer Verringerung der Grundwasserneubildung (Hofmann, 1995). So geben Müller und Bolte (2002) in einer Studie im Nordostdeutschen Tiefland die Evapotranspiration der Sandrohrdecke mit ca. 50%, die der Drahtschmielendecke mit 38%, die einer Blaubeer-Drahtschmielendecke mit ca. 28% des mittleren jährlichen Niederschlages von 620 mm an. Somit ist davon auszugehen, dass die Grundwasserneubildung vor 1980 durch spärlichere Bodenvegetation auf einigen Standorten höher war. Untersuchungen, wie stark diese Veränderungen auf Einzugsgebietsebene auf den Wasserhaushalt – auch den der GWLE – wirkten, sind nicht bekannt.

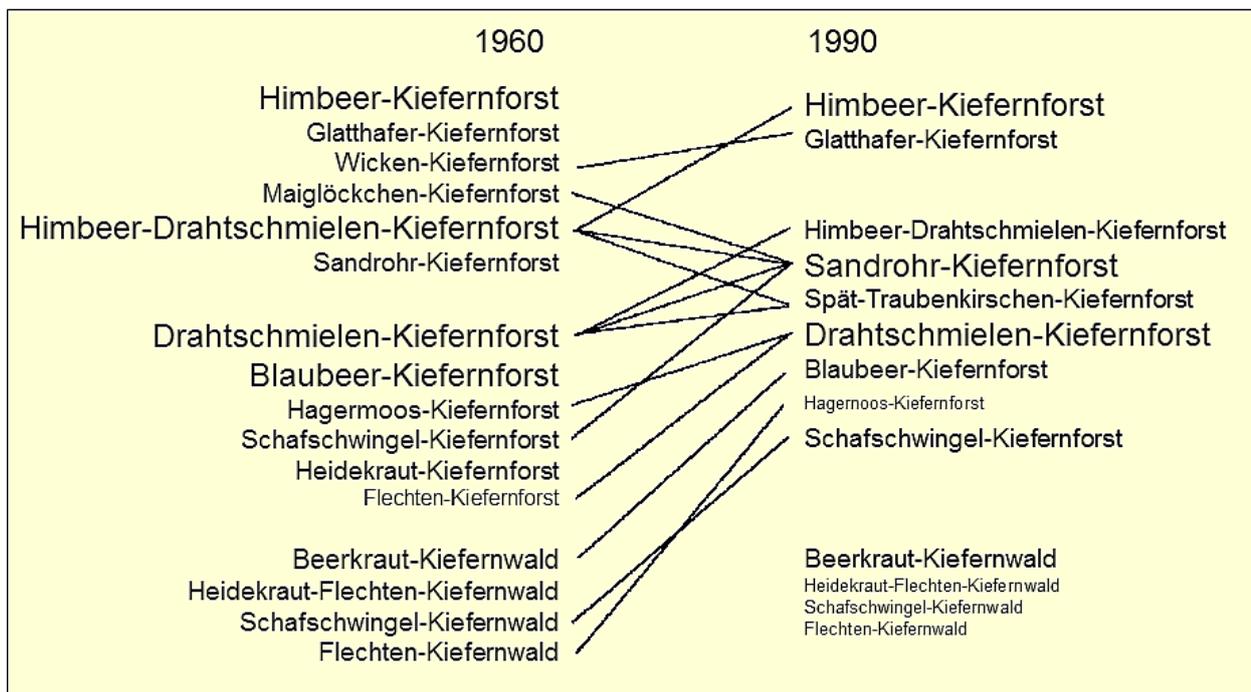


Abbildung 6 - Entwicklungslinien wichtiger Einheiten der Kiefernwald- und Forstvegetation des nordostdeutschen Tieflandes unter dem Einfluss atmosphärischer Fremdstoffeinträge, insbesondere von Stickstoffverbindungen (aus: Hofmann, 1995)

Die Altersstruktur der brandenburgischen Kiefern weist nach Müller (2007) im Jahr 2006 eine Überausstattung zwischen 40 und 59 Jahren auf (Abbildung 7). Diese lässt sich historisch mit dem 2. Weltkrieg und der darauf folgenden Notzeit begründen. Gestiegener Holzbedarf für den Wiederaufbau sowie Waldbrände aufgrund von Kampfhandlungen führten zu einem wachsenden Anteil der Kahlflächen von anfangs unter 1% auf 10%, hierauf folgten massive Wiederaufforstungen (Milnik, 1998). Die Altersgruppe bis 19 Jahre ist aktuell gering ausgestattet (Abbildung 7), was unter anderem mit der forstpolitischen Zielsetzung des Umbaus der Kiefernbestockung in Mischbestände zu erklären ist (Müller, 2007). Eine sich verändernde Dominanz bestimmter Altersgruppen über die Zeit kann zu Veränderungen im Wasserhaushalt führen. So wird als eine Ursache für den Wasserstandsrückgang des Niedermoores Meelake die ungünstige Altersstruktur der Kiefernbestände im Einzugsgebiet gesehen (Borgwardt et al., 2006), eine Quantifizierung des Einflusses auf den Wasserhaushalt erfolgt jedoch nicht. Studien welche den quantitativen Einfluss des Baumalters auf hydrologische Parameter untersuchen,

betrachten eher Chronosequenzen von Beständen (z. B. Müller, 2002b; Delzon et al., 2004 und Jagodzinski und Kalucka, 2008).

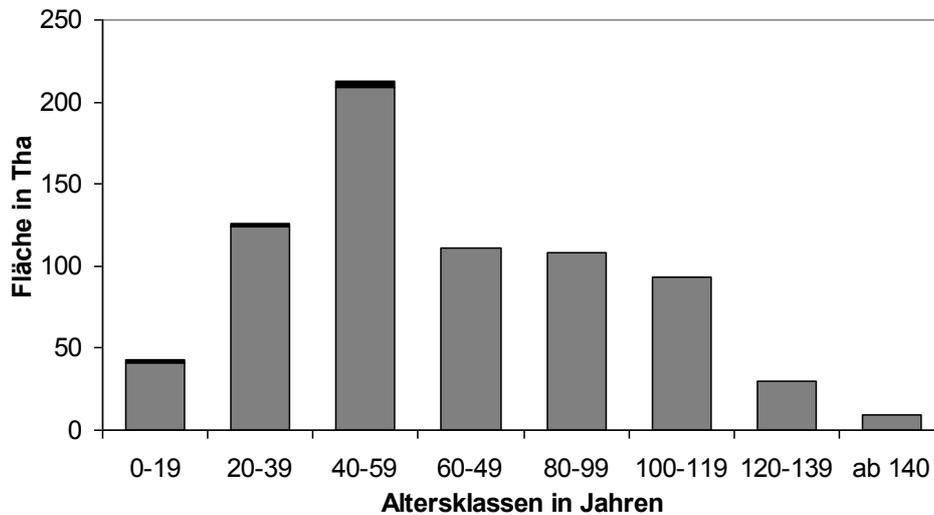


Abbildung 7 - Altersstruktur der Kiefer in Brandenburg, Stand 2006; Oberstand: grau; übrige Schichten: schwarz (aus Müller, 2007)

Weitere hydrologische Wirkungen durch Veränderungen der Waldvegetation werden von Jones et al. (2009) angesprochen. Forschungsbedarf wird in den Wirkungen von Waldbrand, Insekten-schäden, Waldbrandschneisen und dem Einfluss der Wegenetze im Wald gesehen.

## 2.4 Klimaänderungen

Ursachen von beobachteten Veränderungen der Grund- und Seewasserstände, zum Beispiel die hohen Wasserständen von Seen im 17. und 18. Jahrhundert (Driescher, 2003) und um 1930 (Thienemann, 1932) werden unter anderem beim Klima gesehen. In den letzten Jahrzehnten deutet sich ein Klimawandel an, dessen Ursachen auch auf menschlichen Aktivitäten basieren (Zebisch et al., 2005). Vor allem die mittleren Temperaturen zeigen einen Anstieg. In Abbildung 8 sind beispielhaft Jahresmitteltemperaturen von drei Stationen dargestellt, bei denen sich durchweg ein Temperaturanstieg abzeichnet.

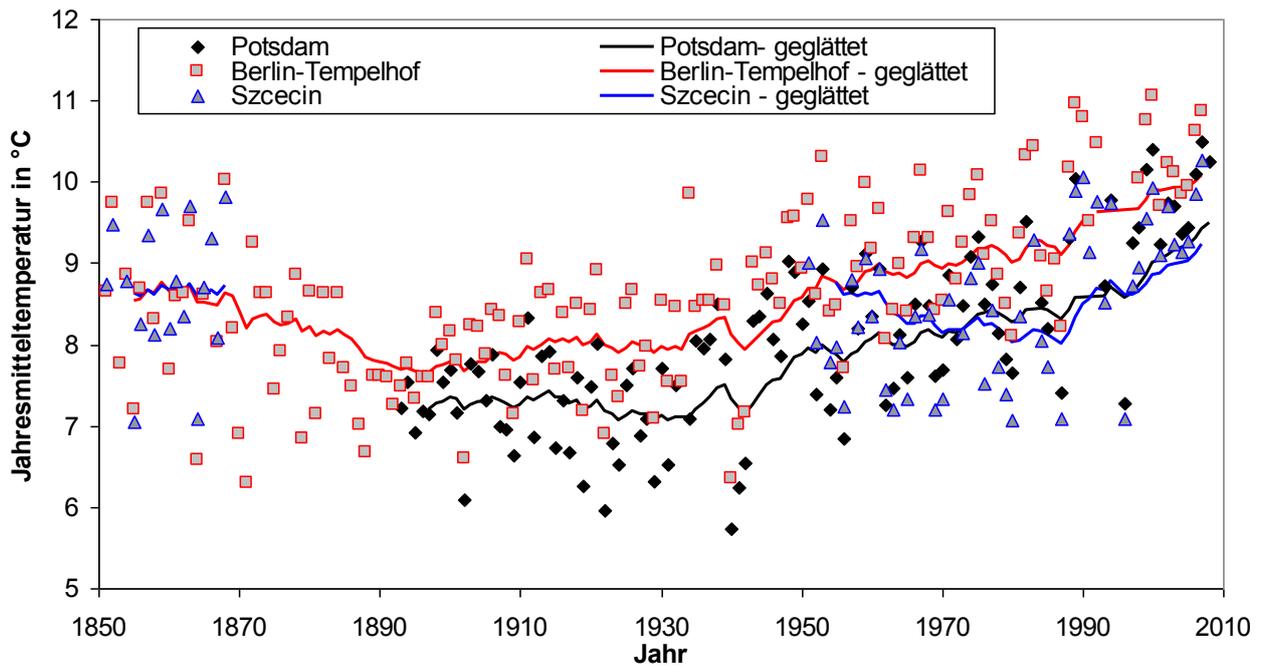


Abbildung 8 - Entwicklung der Jahresmitteltemperaturen einiger Stationen von 1850–2008, exponentiell geglättet; (Datenbasis: GHCN, 2009)

Die langjährige Entwicklung des mittleren jährlichen Niederschlages im Nordostdeutschen Tiefland ist in Abbildung 9 für fünf Stationen dargestellt. Von 1870 bis 1900 sinken die Kurvenverläufe der Stationen Berlin-Dahlem und Frankfurt (Oder), damit lag der Niederschlag im Mittel unter dem Durchschnitt. Der Zeitraum 1900 bis 1970 ist bei den Stationen überdurchschnittlich feucht, die Kurvenverläufe steigen. Seit 1970 liegen die Niederschläge eher unter dem Durchschnitt, die Kurvenverläufe sinken wieder.

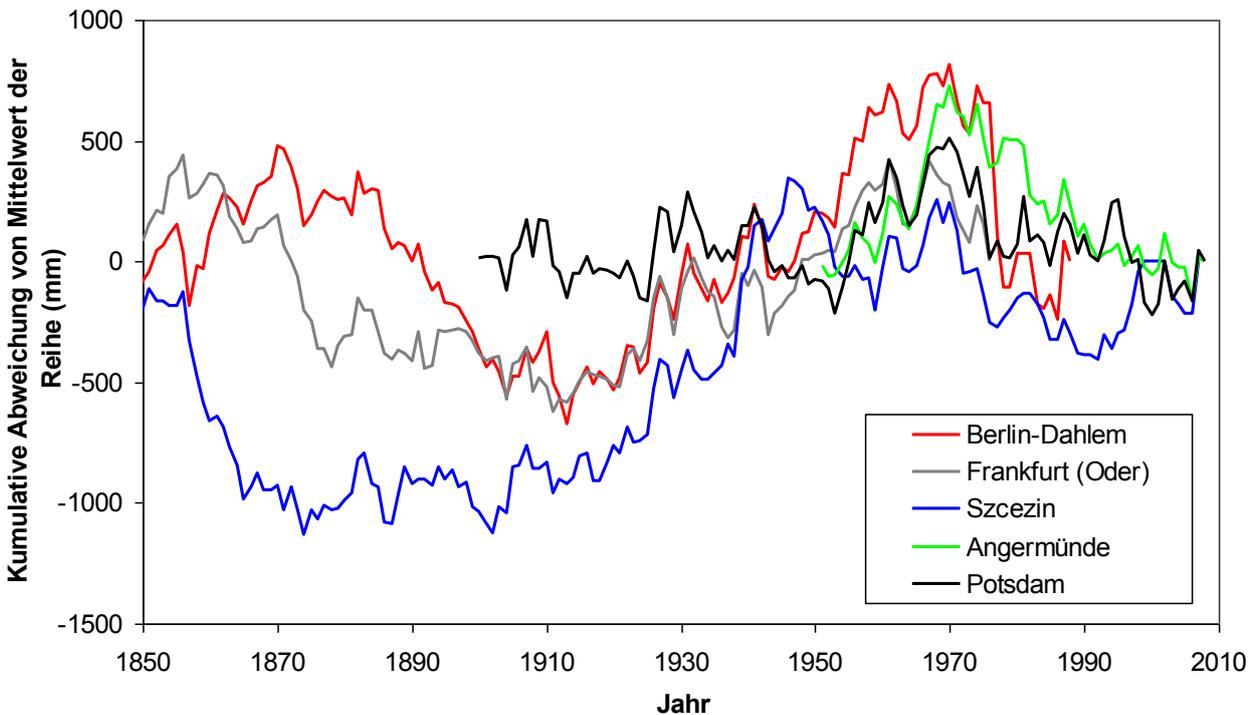


Abbildung 9 - Entwicklung des Niederschlages mehrerer Stationen als kumulative Abweichungen vom Mittelwert der Niederschlagsreihe (Datenbasis: GHCN, 2009; DWD, 2009)

Auch bei anderen hydroklimatischen Randbedingungen wurden in den letzten Dekaden weltweit, teils gegensätzliche Veränderungen festgestellt. Linacre (2004) beschreibt eine globale Reduktion der Seewasserevaporation um ca.  $0,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$  je Dekade, trotz steigender Temperaturen. Ursachen sieht er in einer Verringerung der Nettostrahlung durch die Zunahme der Bewölkung. Außerdem steigt die Taupunkttemperatur stärker als die Lufttemperatur, was zu einem geringeren Sättigungsdefizit führt. Für die Evapotranspiration von Landflächen wird in Linacre (2004) in trockenen Gebieten aufgrund erhöhter Niederschläge eine Zunahme durch steigende Bodenfeuchte beobachtet. Fu et al. (2009) führen als weiteren möglichen Grund für eine Reduktion der Evaporation von Wasserflächen eine beobachtete Verringerung der Windgeschwindigkeit an. Ruckstuhl et al. (2008) und Vautard et al. (2009) dagegen beobachten in Europa einen Rückgang der Aerosole in der Luft seit den 1980er Jahren durch verringerte Industrieemissionen und damit eine Zunahme der Nettostrahlung und eine erhöhte Temperatur.

Lahmer und Pfützner (2003) analysieren die klimabedingte Veränderung der Sickerwasserbildung zwischen 1961 und 1998 flächendeckend für Brandenburg, dabei überwiegt auf den Flächen in diesem Zeitraum die Abnahme der Sickerwasserbildung. Im Flächenmittel ergibt sich zwischen den Jahren 1961 und 1998 eine Abnahme von  $18,4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ , jedoch ist die Abnahme nur auf 4,4% der Flächen signifikant (Abbildung 10).

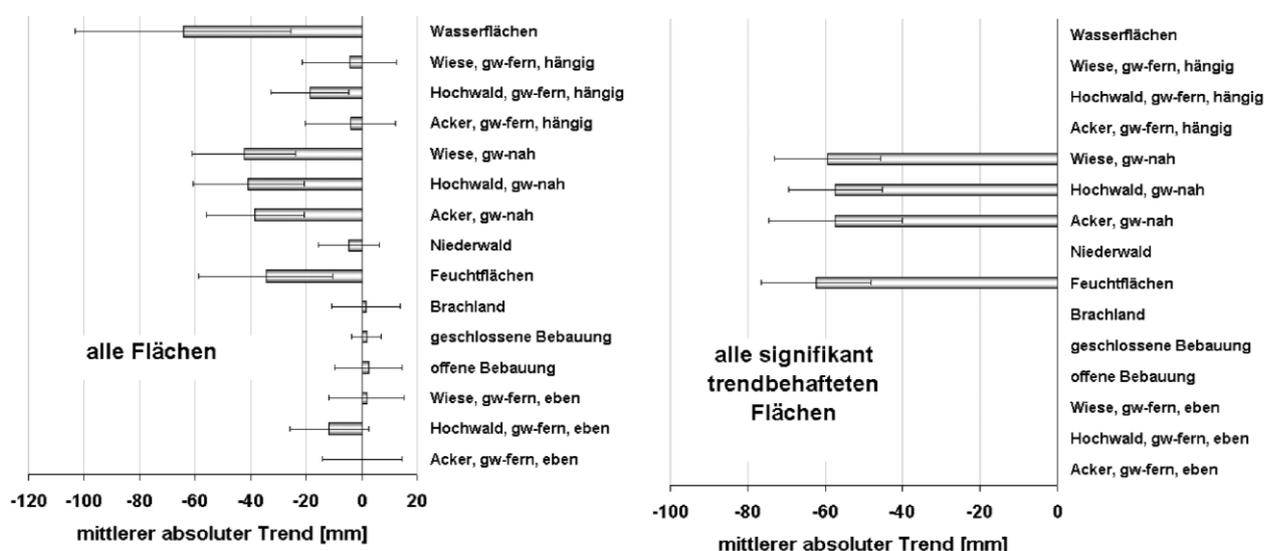


Abbildung 10 - Mittlerer absoluter Trend der Sickerwasserbildung für verschiedene Landnutzungsarten mit Standardabweichung; links: alle Flächen; rechts: nur Flächen mit signifikanten Änderungen (aus: Lahmer und Pfützner, 2003)

Im vierten Sachstandsbericht des IPCC werden Klimaszenarien bis 2100 vorgestellt (IPCC, 2007). Dabei wird zwischen den Szenariofamilien A1, A2, B1 und B2 unterschieden, das sind Kombinationen aus weniger oder mehr ausgeprägtem Umweltbewusstsein sowie Wissenstransfer. Aus diesen sozioökonomischen Entwicklungsszenarien werden Emissionsszenarien für Treibhausgase modelliert, welche die Randbedingungen für globale Klimamodelle bilden. Die großskaligen globalen Klimaszenarien können mittels Regionalmodellen räumlich feiner aufgelöst werden. Regionalisierte Zukunftsklimaszenarien für Deutschland bis zum Jahr 2100 stehen

unter anderem durch die REMO-Szenarien (Jacob et al., 2008) und WettReg-Szenarien (Spekat et al., 2007) zur Verfügung.

Das dynamische regionale Klimamodell REMO bildet für das Untersuchungsgebiet atmosphärische Prozesse in höherer Auflösung nach, und die Bedingungen an den Rändern des Untersuchungsfensters werden von globalen Zirkulationsmodellen übernommen. WettReg ist ein statistisches Verfahren, das aufgrund von hochauflösenden Informationen über Klima, Witterung und Wetter in der Vergangenheit die groben Informationen der globalen Zirkulationsmodelle verfeinert. Beide Modelle haben Vor- und Nachteile. Statistische Verfahren sind im Vergleich relativ robust und wenig rechenaufwändig, übernehmen allerdings z. T. Fehler und Unsicherheiten aus den globalen Zirkulationsmodellen. Extremereignisse können mit den meisten statistischen Methoden nicht entsprechend abgebildet werden. Dynamische, regionale Klimamodelle können auch komplexe Wetterphänomene (Extreme, Wind) darstellen, sind allerdings schwer zu kalibrieren, produzieren aufgrund ihrer Komplexität und Sensitivität zum Teil wenig realistische Ergebnisse und sind sehr rechenaufwändig. Bei der Anwendung von dynamisch regionalisierten Klimaszenarien wird deshalb für hydrologische Studien eine Biaskorrektur empfohlen (Fowler et al., 2007). Angewendet wurden Korrekturen zum Beispiel von Marx et al. (2009), Leander und Buishand (2007) und Hagemann et al. (2009). Methodische Vorgehensweisen für Biaskorrekturen werden zum Beispiel in Piani et al. (2008) vorgestellt.

Gemeinsam haben alle Klimaszenarien einen Temperaturanstieg bis 2100 um 2 bis 3,5°C. Für ganz Deutschland betrachtet nehmen die Niederschläge in allen Szenarien im Sommer ab und im Winter zu, wobei der Anteil des Schnees zurückgeht. In Abbildung 11 ist beispielhaft die Niederschlagsentwicklung des REMO-A1B-Szenarios für ganz Deutschland dargestellt.

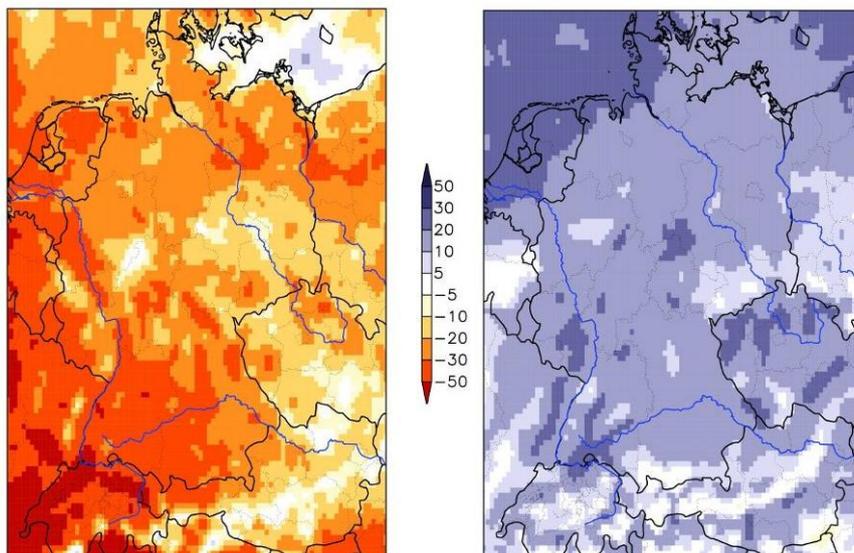


Abbildung 11 - Relative Änderung des Niederschlags im Sommer (links) und Winter (rechts) im Zeitraum 1961–1990 zum Zeitraum 2071–2100 des A1B-REMO-Szenarios für Deutschland in Prozent (aus: MPI, 2009)

## **2.5 Modellierung des Wasserhaushaltes grundwasserabhängiger Landschaftselemente**

### **2.5.1 Modelltypen**

Bei hydrologischen flächenbezogenen Modellkonzepten kann zwischen Blockmodellansätzen (lumped), räumlich differenzierten Ansätzen (fully distributed) sowie Mischformen (semi distributed) unterschieden werden. Der Grad der räumlichen Auflösung steht dabei oft in Verbindung mit dem Grad der physikalischen Interpretierbarkeit. Blockmodelle werden für kleinere Gebiete mit einfacheren empirischen Modellansätzen zum Beispiel in Blackboxmodellen genutzt. Hier werden die räumlich heterogen verteilten Parameter eines Gebietes zu einem Wert aggregiert, um Input-Output-Beziehungen zwischen beobachteten und modellierten Signalen mit möglichst geringem Aufwand zu bestimmen und nutzbar zu machen. Eine Kalibrierung dieser so genannten Verhaltensmodelle ist unumgänglich. Die Modellkonzepte der räumlich differenzierten Modelle sind von der Absicht einer weitgehenden Berücksichtigung und adäquaten Parametrisierung der maßgebenden hydrologischen Prozesse geleitet. Man spricht von physikalisch begründeten oder interpretierbaren Modellen. Nach McDonnell et al. (2007) basieren beinahe alle diese Modelle auf Freeze und Harlan (1969). Mit der Weiterentwicklung im Bereich der Datenerfassung und -verarbeitung sowie der numerischen Lösungsverfahren können die Modelle mit immer höheren räumlichen und zeitlichen Auflösungen arbeiten. Mischformen aggregieren räumliche Parameterverteilungen zu Flächen, die ähnliche hydrologische Eigenschaften (hydrological response unit, HRU) besitzen. Damit sinken der Rechenaufwand und der Parameterbedarf. Trotzdem können noch Heterogenitäten im Modellgebiet abgebildet werden. Auch diese beiden Modellklassen sind neben einer Verifizierung – dem grundlegenden Nachweis der quantitativ richtigen Nachbildung der Originalprozesse – der Kalibrierung und Validierung anhand gemessener Systemzustände zu unterziehen. Die Unterscheidung zwischen räumlich differenzierten und Mischformen ist nicht nur von den Modellansätzen, sondern auch von der Skale abhängig, auf der das Modell angewendet wird. Beven (1989) schätzt, dass die meisten räumlich differenzierten, physikalisch basierten Modelle als konzeptionelle Modelle eingesetzt werden. So muss zum Beispiel nach Refsgaard und Knudsen (1996) auch das räumlich differenzierte, physikalisch basierte Modell MIKE-SHE bei einer nicht angemessenen räumlichen Auflösung als ein detailliertes konzeptuelles Modell betrachtet werden.

Refsgaard und Knudsen (1996) vergleichen ein Blockmodell, ein räumlich differenziertes physikalisch basiertes Modell und eine Mischform auf ihre Modellgüte. Es zeigt sich, dass bei einer ausreichenden Möglichkeit zur Kalibrierung alle drei Modelle gut arbeiten. In derselben Studie wird diese Aussage auch durch andere Arbeiten bestätigt. Blockmodellansätze besitzen nach Abbott et al. (1986) einige Nachteile gegenüber den räumlich differenzierten physikalisch basierten Modellen. Sie benötigen ausreichend lange Datenreihen für die Kalibrierung, die nicht immer vorhanden sind. Aufgrund der unabdingbaren Modellanpassung ist eine physikalische Interpretierbarkeit schwierig, was dazu führt, dass zum Beispiel die Vorhersage von Einflüssen durch Landnutzungswandel nicht mit Sicherheit durchgeführt werden kann. Vorhandene

räumliche Strukturen, wie Verteilungen von Böden und Landnutzung, können nicht direkt im Modell genutzt werden.

Für prozessorientierte, prognostische Fragestellungen finden vor allem räumlich differenzierte deterministische, auf physikalischen Ansätzen basierende Modelle Anwendung. Gerade im Zusammenhang mit Szenariorechnungen klimatischer Entwicklungen sind diese Modelle ein wichtiges Werkzeug. Angesichts der immensen Zahl von Freiheitsgraden ist ihre Vorhersagegenauigkeit jedoch begrenzt. Es scheint, dass diese Art der Analyse aber als einzig bisher gangbarer Weg bei Szenarienrechnungen akzeptiert werden muss. Aufgrund der hohen Anzahl an Freiheitsgraden in diesen Modellen ergibt sich ein Effekt, der unter anderem durch Beven (1993) und Beven (2001) als Äquifinalität beschrieben wird. Das bedeutet, dass verschiedene Parameterkombinationen zum gleichen Endergebnis führen können, obwohl sich die Abläufe in Teilprozessen unterscheiden. Deshalb empfiehlt es sich, das Modell nicht nur auf das Endergebnis zu testen, sondern auch die adäquate Wiedergabe von Teilprozessen zu kontrollieren.

### 2.5.2 Modellkonzepte der Evapotranspiration

Ein häufig angewandtes Verfahren für die Berechnung der Evapotranspiration von Landflächen besteht darin, zuerst die pflanzenspezifische potentielle Evapotranspiration zu berechnen. Das Penman-Monteith-Modell ist hierfür ein physikalisch interpretierbares und häufig verwendetes Modell (Allen et al., 1998):

$$\lambda E = \frac{s \cdot (R_N - G) + \rho \cdot c_p \frac{(e_s - e)}{r_a}}{s + \gamma(1 + r_s/r_a)} \quad (4)$$

Mit

- $\lambda$  - Latente Verdunstungswärme in  $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$
- $E$  - Fluss latenter Wärme in  $\text{mm} \cdot \text{m}^{-2}$
- $s$  - Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve in  $\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$
- $R_N$  - Nettostrahlung in  $\text{Ws} \cdot \text{m}^{-2}$
- $G$  - Bodenwärmefluss in  $\text{Ws} \cdot \text{m}^{-2}$
- $\rho$  - Dichte der Luft in  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
- $c_p$  - spezifische Wärmekapazität der Luft bei konst. Druck in  $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
- $e_s$  - Sättigungswasserdampfdruck bei aktueller Lufttemperatur in hPa
- $\gamma_p$  - Psychrometerkonstante in  $\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$
- $r_s$  - Bulk-Oberflächenwiderstand in  $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$
- $r_a$  - Bulk-aerodynamischer Widerstand in  $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$

Danach wird die potentielle Evapotranspiration in die Komponenten Interzeptionsverdunstung, Transpiration sowie Evaporation vom unbedeckten Boden aufgeteilt. Anwendungen finden sich zum Beispiel in den Modellen MIKE-SHE (DHI, 2005); WaSiM-ETH (Schulla und Jasper, 2007) und CROPWAT (Smith, 1992). Dabei gehen pflanzenspezifische Parameter wie der Blattflächenindex, Vegetationsbedeckungsgrad und Interzeptionsspeicher in die Berechnungen ein. Die

reale Evapotranspiration kann durch Wasserstress bei kleinem Füllstand des Bodenwasserspeichers limitiert werden. Ein konzeptioneller Ansatz, wie er in WaSiM-ETH (Schulla und Jasper, 2007) genutzt wird, ist in Abbildung 12 dargestellt. Dieser Ansatz beinhaltet auch eine mögliche Reduzierung der Evapotranspiration durch zu feuchte, anaerobe Verhältnisse im Wurzelraum. Die Parametrisierung erfolgt pflanzenspezifisch.

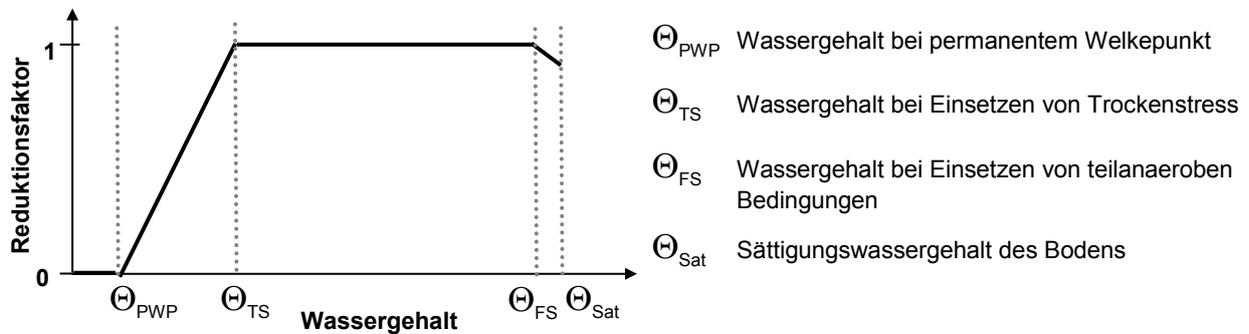


Abbildung 12 - Reduktion der Evapotranspiration durch Trockenstress bzw. nasse, anaerobe Verhältnisse, nach Schulla und Jasper (2007)

Um die Evaporation von Wasserflächen zu ermitteln, gibt es verschiedene empirische bis physikalisch begründete Ansätze. Richter (1997) ermittelte mittels Verdunstungsflößen am Stechlinsee eine empirische Formel für die Ermittlung der Verdunstung auf Tageswertbasis, die neben dem Dampfdruckgradienten auch die Windgeschwindigkeit enthält. Als ein physikalisch begründetes Verfahren sei hier die Penman-Methode vorgestellt, welches eine Kombination aus Energiehaushaltsgleichung und Dalton-Gleichung ist, wobei die Windfunktion  $f(v)$  empirisch ermittelt wird:

$$E_w = \frac{s \cdot R_n / L + \gamma_p \cdot f(v) \cdot (e_s(T) - e)}{s + \gamma} \quad (5)$$

mit

- $E_w$  - Evaporation einer Wasserfläche in  $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
- $s$  - Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve in  $\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$
- $R_n$  - Nettostrahlung in  $\text{Ws} \cdot \text{m}^{-2}$
- $L$  - Verdampfungswärme des Wassers in  $\text{Ws} \cdot \text{m}^{-2}$
- $\gamma_p$  - Psychrometerkonstante in  $\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$
- $e_s$  - temperaturabhängiger Sättigungsdampfdruck in hPa
- $e$  - Dampfdruck der Luft in hPa
- $f(v)$  - Windfunktion

Ausführliche Beschreibungen zur Penman-Methode, der Ermittlung der Eingangsgrößen und anderen Verdunstungsansätzen finden sich z. B. in DVWK (1996) und Winter (1981).

Durch Vegetation, wie zum Beispiel Schilf, kann die Evapotranspiration im Vergleich zur freien Wasserfläche erheblich variieren, siehe auch Kapitel 2.2. Für die Berücksichtigung bei der Berechnung werden oftmals empirische Verfahren angewendet. So stellt Kalmar (1982) (zitiert in

Kromp-Kolb et al. (2005)) für den Neusiedlersee ein Verfahren vor, welches empirisch die Schilf-Evapotranspiration berücksichtigt. Allen et al. (1998) geben empirische Korrekturparameter für die Grasreferenzverdunstung zur Berechnung von vegetationsbedeckten Feuchtgebieten an.

Die Abschätzung von Unsicherheiten bei der Ermittlung der Evapotranspiration von Wasserflächen ist schwierig, da eine Methode immer mit anderen Methoden verglichen wird, welche auch Fehler enthalten. Winter (1981) schätzt den Fehler von Energiebilanzmethoden für Jahreswerte auf ca. 10% oder geringer, für Monatswerte um 13%. Für 14-tägige Messintervalle geben Lenters et al. (2005) bei Evapotranspirationsberechnungen unter Einbeziehung von Temperatur und Strahlung Fehlerobergrenzen von 10% bis 22% an. Winter et al. (1995) vergleichen verschiedene Ansätze der Seewasserevaporation mit der Energiebilanzmethode für den Williamslake in Minnesota und findet die besten Übereinstimmungen bei modifizierten Priestley-Taylor- und Penman-Gleichungen. Auch bei der Ermittlung der direkten Evaporation mittels Dreiecksflößen und Eisenblechkesseln liegt der Fehler bei +3% bis +5% (DVWK, 1996).

### **2.5.3 Modellkonzepte des Wasserflusses in der ungesättigten Bodenzone und der Grundwasserneubildung**

Ein relativ einfaches Verfahren für die Ermittlung des Wasserflusses in der ungesättigten Zone sind konzeptionelle Speicher-Ansätze. Hier wird die Bodenzone als ein einzelner oder Kaskade mehrerer geschichteter Speicher betrachtet, die in Wechselwirkung mit der Umgebung stehen. Wasseraustausch findet ausschließlich vertikal statt. „Innere“ Entnahmefunktionen sorgen für eine bilanzgerechte vertikale Verteilung des Wasserentzugs für die Evapotranspiration. Die Infiltration wird über so genannte Kapazitäts-, Platten oder Säulenansätze beschrieben. Abflüsse aus dem Bodenspeicher in das Grundwasser entsprechen der Grundwasserneubildung und werden als Einzellinearspeicher über Exponentialfunktionen berechnet. Hier gehen bodenspezifische, teilweise empirische Parameter wie Feldkapazität, Bodenmächtigkeit oder Leitfähigkeit ein. Anwendung findet dieser Ansatz z. B. in den Modellen WaSiM-ETH-TOPMODEL (Schulla und Jasper, 2007), SWAT (Neitsch et al., 2007), ArcEGMO (BAH, 2008) und MIKE-SHE (DHI, 2005).

Ein hydraulischer Modellansatz ist das Richards-Modell. Ausgehend von der Kontinuitätsgleichung und der Darcy-Gleichung ergibt sich eine nicht analytisch lösbare partielle Differentialgleichung. Für die Lösung werden numerische Verfahren eingesetzt, dafür wird der Boden in kleine Schichten unterteilt. Die Wasserbewegung in der Bodenzone wird über Potentialgradienten angetrieben und durch wassergehaltsabhängige, im Labor oder in situ zu ermittelnde Bodenparameter bestimmt. Über die Potentialgradienten kann auch ein aufwärtsgerichteter Fluss, wie der Kapillaraufstieg, berechnet werden. Nachteil des Richards-Modells ist vor allem der höhere Bedarf an Bodenparametern. Weiterhin ist die numerische Lösung rechenaufwändiger und kann zu Instabilitäten bei der Berechnung führen. Implementationen finden sich z. B. in WaSiM-ETH Richards-Modell (Schulla und Jasper, 2007), MIKE SHE (DHI, 2005) und HYDROTEL (Fortin et al., 2001). Wegehenkel et al. (2001) vergleichen eine Wasserhaushaltssimulation mit dem Richards-Modell und einem Speicheransatz. Nachteile des Speichermodells zeigen sich hier bei Staunässe und grundwasserbeeinflussten Böden und bei Wassergehalten unter Feldkapazität.

## 2.5.4 Modellkonzepte des Grundwasserflusses

Der Wasserhaushalt eines Sees wird oft unter Vernachlässigung des Grundwassers modelliert, z. B. Croley (1983), Vassiljev et al. (1995), Calder et al. (1995) oder Crapper et al. (1996). Die Einbeziehung des Grundwassers in die Betrachtung eines Seewasserhaushaltes ist relativ neu. Born et al. (1979) und Verry (2003) sehen Forschungsbedarf in den Wechselwirkungen zwischen Seen und Grundwasser. Winter (1981) zeigt, dass viele Studien den Grundwasserzu- und -abstrom als Restglied nutzen, wobei die Fehler anderer Bilanzgrößen vernachlässigt werden und sich so entscheidend auf dieses Restglied auswirken können. Durch zahlreiche aktuellere Veröffentlichungen wird versucht, dieses Defizit zu reduzieren. Von Seiten der Grundwassermodellierung wurden abflussregulierte Seen oftmals als Randbedingungen mit definierten Wasserspiegellagen betrachtet. Abflusslose Seen fungieren als Grundwasserblänken, sie wirken ausgleichend auf Potenzialgradienten in ihrer Umgebung. Zusätzlich stellen Sie ein Grundwasserzehrungsgebiet dar. Eine Integration von Oberflächengewässern in ein Grundwassermodell wird z. B. in Genereux und Bandopadhyay (2001) und Smerdon et al. (2007) vorgestellt.

Bei der Modellierung des Grundwasserabflusses auf Einzugsgebietsebene finden, ähnlich zur ungesättigten Zone, allerdings jetzt lateral orientiert, noch gelegentlich einfache konzeptionelle Speicheransätze Anwendung, bei denen ein unterirdisches Einzugsgebiet als homogener Speicher betrachtet wird. Die Grundwasserabgabe an die Vorflut wird über Einzellinearspeicher in Abhängigkeit vom Füllstand des Grundwasserleiters und hydraulischen Parametern modelliert. So nimmt zum Beispiel Brust (2007) für die SWAT-Modellierung des Grundwasserzustromes in den Redernswalder See an, dass das gesamte Wasser aus dem unterirdischen Einzugsgebiet, welches in seiner räumlichen Ausdehnung konstant bleibt, zuströmt. Damit wird die in Kapitel 2.2 beschriebene veränderliche Ausdehnung des unterirdischen Einzugsgebietes vernachlässigt.

Es gibt aber auch räumlich höher aufgelöste Modelle, bei denen die aus Grundwasserneubildung und Wirkung von Randbedingungen resultierende Wasserbewegung über Potentialgradienten ermittelt wird. Diese Grundwasserströmungsmodelle beinhalten numerische Lösungsverfahren und ermöglichen eine höhere Parametrisierung. Anwendungen finden sich z. B. in WaSiM-ETH (Schulla und Jasper, 2007) und MIKE SHE (DHI, 2005). Vor allem Grundwassermodelle nutzen diesen Weg, z. B. MODFLOW (Chiang, 2005); FEFLOW (Diersch, 2009) und PCGEOFIM (Sames und Boy, 2009). Bei diesen Modellen ergeben sich die Richtung des Grundwasserflusses und damit die Lage der Wasserscheiden aus den zeitabhängig berechneten räumlich differenzierten Grundwasserhöhen. Das hat, im Gegensatz zu dem im Voraus definierten unterirdischen Einzugsgebiet bei den Speicheransätzen, den Vorteil, dass sich auch zeitlich veränderliche Randbedingungen, wie zum Beispiel die Grundwasserneubildung, auf die modellierte Einzugsgebietsfläche auswirken können. Voraussetzung für den Aufbau eines numerischen Grundwassermodells ist ein hydrogeologisches Modell, das vereinfacht den Aufbau des Grundwasserstockwerkes beschreibt. Dazu gehören die räumliche Schichtenverteilung von Leitern und Nichtleitern, deren Mächtigkeiten sowie hydraulischen Leitfähigkeiten und Speicherkennwerte, darüber hinaus die räumlich-zeitliche Verteilung der Grundwasserhöhen sowie der Wasserstände und ggf. Flüsse entlang von bzw. über Randbedingungen. Um die Einflüsse des unter Umständen unsicher abgrenzbaren Modellrandes auf die Untersuchungsge-

biete gering zu halten, ist es möglich, das Modellgebiet über die Grenzen des Untersuchungsgebietes zu erweitern und so eine Pufferzone zu erhalten.

Zur Modellsicherheit von Grundwassermodellen stellen Konikow und Bredehoeft (1992) fest, dass Grundwassermodelle wissenschaftliche Hypothesen sind und deshalb per Definition nur getestet und falsifiziert werden können, nicht aber validiert.

Mey und Pfützner (2008) präsentieren Analysen mit dem gekoppelten Oberflächen-Grundwassermodell ArcEGMO\_ASM. Des Weiteren wurden Modelle entwickelt, die die Wechselwirkungen zwischen See und Grundwasser beschreiben, z. B. Turner und Townley (2006), Smerdon et al. (2007). Eine einfache Beziehung der Grundwassergefälle wendet Zlotnik et al. (2009) für die Ermittlung der unterirdischen Zu- und Abflüsse an. Brust (2007) modelliert den Redernswalder See als einen abflusslosen Oberflächenspeicher, aus dem Wasser in das Grundwasser infiltrieren kann. Die Höhe der Infiltration wird über einen Einzellinearspeicheransatz mit einem Durchlässigkeitsbeiwert modelliert. Die Höhe des Durchlässigkeitsbeiwertes wird über Kalibrierung bestimmt. Das Grundwasser wird durch Einzellinearspeicher modelliert. Nachteilig wirkt sich bei dem verwendeten Modellansatz die nicht rückgekoppelte Verbindung zwischen See und Grundwasser aus: Der Wasserstrom in den See ist nicht vom Seewasserhaushalt abhängig, der Abstrom aus dem See nicht von der Höhe des Grundwassers. Bidirektionale Rückkopplungen sind jedoch ein funktionales Element von Modellansätzen, in denen die Wasserbewegung über Gradienten angetrieben wird.

### **2.5.5 Modellkonzepte der Seen und Feuchtgebiete**

Bei der Modellierung der GWLE wird unterschieden, ob es sich um freie Wasserflächen, wie Seen, oder eher terrestrische Standorte handelt. Ein See wird in einigen Modellen als ein einfacher Speicher betrachtet, wie zum Beispiel in SWAT. Der oberirdische und unterirdische Abfluss wird durch füllstandsabhängige Abgabe-Funktionen gesteuert. Die Zuflüsse ergeben sich aus den Abgaben des Einzugsgebietes. Zusätzlich gehen bei der Berechnung der Niederschlag und die Evaporation der Wasserfläche in die Bilanz ein.

Im räumlich differenzierten Modell WaSiM-ETH können sich Seen in Senken bilden, in denen das Grundwasser aus dem Boden exfiltriert, oberirdische Zuflüsse Wasser liefern oder der Niederschlag (temporär) die Evapotranspiration übersteigt und das sich oberflächlich sammelnde Wasser nicht abläuft. Der Wasseraustausch zwischen See und Grundwasser erfolgt rasterzellenweise, angetrieben durch Druckgradienten (Abbildung 13). Dadurch kann sich die Richtung der Wasserflüsse in Abhängigkeit der Grund- und Seewasserstände ändern und auch räumlich differenziert erfolgen. In dem Seenmodul wird die Evaporation der Wasserflächen berechnet, beim Trockenfallen ergibt sich die Evapotranspiration aus einer a priori definierten Landnutzung. Innerhalb des Sees gibt es einen horizontalen Wasseraustausch, der für eine ausgeglichene Wasserspiegellage sorgt. Über das Seenmodul werden zahlreiche Wasserhaushaltsgrößen eines Sees ausgegeben.

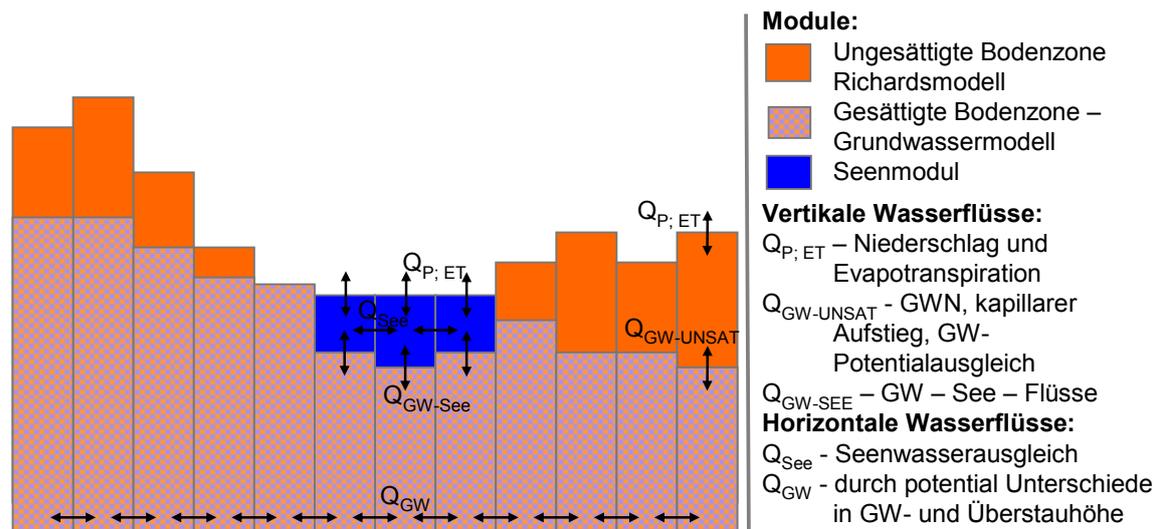


Abbildung 13 - Modellschema der möglichen Flüsse zwischen Bodenzone, Grundwasser und einem See in WaSiM-ETH

In den Feuchtgebieten mit ausgeprägter Vegetationsdecke werden Ansätze der Evapotranspiration von Landflächen eingesetzt. Die Bodenmodelle arbeiten ähnlich der ungesättigten Zone mit Speicher- oder Richards-Modellen, allerdings wird der hohe Grundwasserstand berücksichtigt. Ein Beispiel ist das Modul WABI in WBalMo (Dietrich et al., 2007).

### 3 Material und Methoden

#### 3.1 Untersuchungsgebiet

Die zu untersuchenden GWLE sind der Redernswalder See und der Briesensee bei Poratz im nordöstlichen Brandenburg, westlich von Angermünde (Abbildung 14). Der Redernswalder See gehört zum Landkreis Barnim, der Briesensee zum Landkreis Uckermark. Zwischen den beiden Seen gibt es einen Abstand von 2,5 km. Beide Seen befinden sich im UNESCO-Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin.

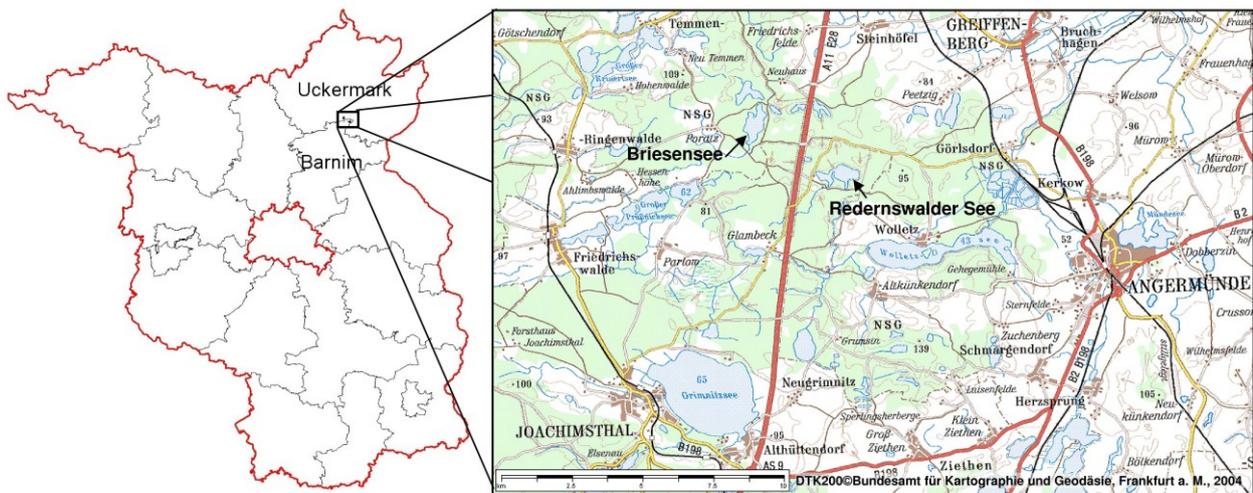


Abbildung 14 - Lage der untersuchten Seen in Brandenburg. Links: Kreisgrenzen (GEOBASIS-BB, 2003), rechts: Topographische Karte 1:200 000 (BKG, 2004)

Der Redernswalder See ist ein geschichteter Klarwasserseesee. Er ist in ein Ostbecken und ein kleineres, aber tieferes Westbecken durch eine Halbinsel geteilt. Der Briesensee ist ein sehr windbeeinflusster, polymiktischer, primär mesotroph-alkalischer und im Jahr 1997 hocheutropher Flachsee (Mauersberger und Mauersberger, 1997). Seit den 1980er Jahren verzeichnen beide Seen einen um mehr als 3 m starken Wasserspiegelrückgang (Abbildung 3). Auf ständige Wasserstandsschwankungen auch vor den Pegelmessungen seit 1976 deuten erbohrte Sedimente (Mauersberger und Mauersberger, 1997). Bereits auf dem Königlich Preußischen Urmess-tischblatt von 1888 ist der Redernswalder See mit einem Wasserstand von 53,5 m angegeben, der damit ca. 2 m unter dem gemessenen Höchststand von 1982 liegt.

Beide Seen besitzen keinen oberirdischen Abfluss. Der Briesensee dient mehreren entwässerten Mooren, dem Klaren See bei Poratz und schließlich dem Behlensee über Entwässerungsgräben als Vorflut. Diese Wasserzufuhr wurde durch das Trockenfallen des Behlensees gestoppt. Weiterhin besitzt der höher gelegene Laagensee zum Briesensee einen Rohrdurchlass, der bei hohen Wasserständen des Laagensees wirksam werden kann. In den Redernswalder See wurde ebenfalls über Gräben Wasser aus Moorentwässerungen eingeleitet. Durch das Trockenfallen der Moore waren die Gräben im Bearbeitungszeitraum allerdings selten wasserführend. In feuchten Jahren, bei hohem Grundwasserstand erweitern diese Gräben die oberirdischen

Einzugsgebiete. Bereits in den Königlich Preußischen Urmesstischblättern von 1888 sind die Entwässerungsgräben in ihrer heutigen Ausdehnung eingezeichnet.

Im Abstand von ca. 5 km zu den Seen befinden sich die Wasserwerke Steinhöfel und Görlsdorf. Durch die geringen Pumpraten der Wasserwerke<sup>10</sup> ergibt sich keine oder nur eine sehr geringe Wirkung auf den Grundwasserspiegel im Untersuchungsgebiet. Beim Wasserwerk Görlsdorf werden diese Wirkungen noch durch Fischteiche gemindert, die zwischen Wasserwerk und dem Untersuchungsgebiet liegen.

Die höchste Erhebung im Untersuchungsgebiet ist der Kienberg mit 109 Metern. Die tiefste Stelle der Sohle des Briesensees liegt bei 51,8 müNHN, die des Redernswalder Sees bei 40,8 müNHN (Abbildung 15).

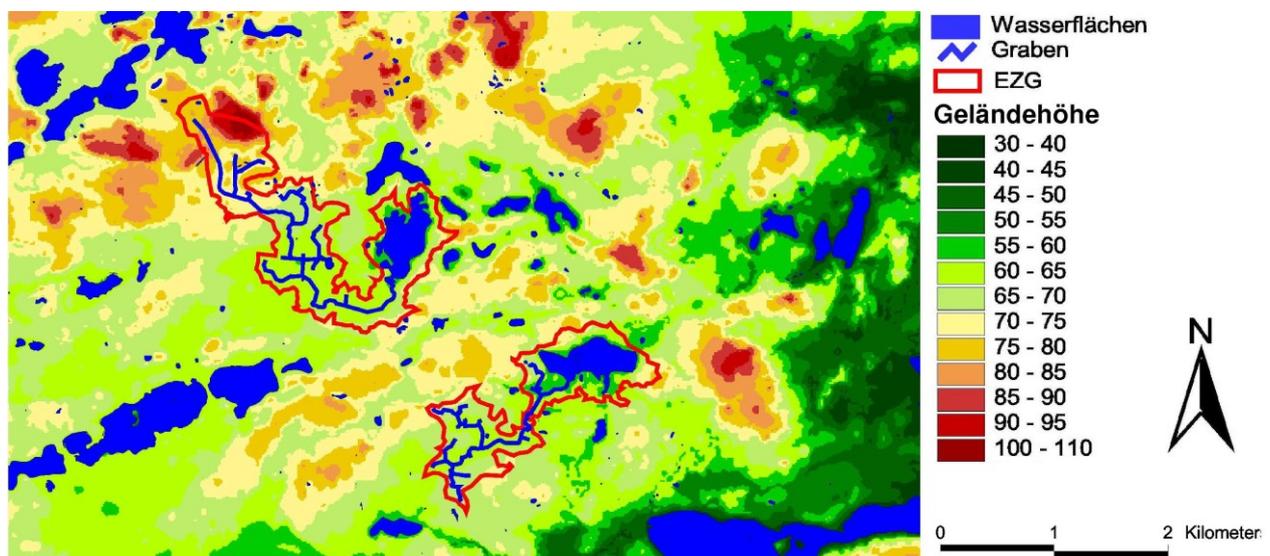


Abbildung 15 - Geländehöhen (GEOBASIS-BB (2005)) des Untersuchungsgebiets und Abgrenzung der oberirdischen Einzugsgebiete (EZG)

Die Station Angermünde ist die nächstgelegene Niederschlagsmessstation des DWD zum Untersuchungsgebiet. Im Sommer ist der Niederschlag am höchsten, der Juni ist der Monat mit der größten Niederschlagshöhe (Abbildung 16). Der mittlere Niederschlag war im Vergleich des Zeitraumes 1979–2008 zum Zeitraum 1951–1980 um  $46 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  geringer, vor allem die feuchten 1960er Jahre machen sich hier bemerkbar (Tabelle 3).

Kältester Monat in Angermünde ist der Januar, heißester der Juli (Abbildung 16). Im Vergleich der Zeiträume 1951–1980 und 1979–2008 ist die Jahresmitteltemperatur um  $0,7 \text{ K}$  gestiegen, besonders in den Monaten Januar bis März mit mehr als einem Kelvin. Auch längerfristige Betrachtungen zeigen den Temperaturanstieg in der Region (Abbildung 8).

<sup>10</sup> Die mittlere Pumprate der Jahre 1997–2007 (Steinhöfel =  $2,4 \text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$ ; Görlsdorf =  $66 \text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$ ) ergibt eine Wasserstandsabsenkung der Brunnen kleiner 1 m. (Datenbasis: AKS, 2008)

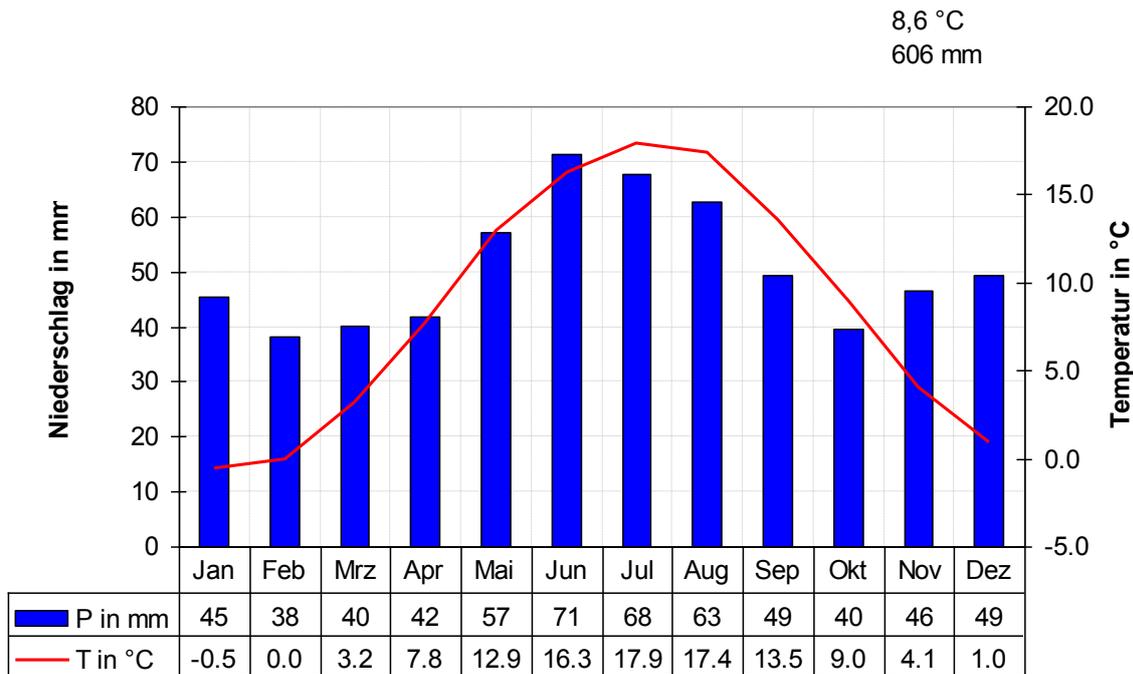


Abbildung 16 - Klimadiagramm der Station Angermünde Zeitraum 1951–2008 (Niederschlag korrigiert; Datenbasis: DWD, 2009)

Tabelle 3 - Statistische Daten zum Niederschlag der Station Angermünde; korrigierte Werte (Datenbasis: DWD, 2009)

<i>Mittelwerte</i>		<i>Extrema im Zeitraum 1951-2008</i>		
Mittlere Jahresniederschläge		Jahr mit	Jahr	P in mm·a <sup>-1</sup>
Zeitraum	P in mm·a <sup>-1</sup>	höchstem Jahresniederschlag 2007 797		
1951–2008	606	niedrigstem Jahresniederschlag 1982 375		
1951–1980	628	Längste Zeiträume ohne Niederschlag		
1979–2008	584	Anfang	Ende	Anzahl Tage
Mittlere Anzahl der Regentage 1951–2008 pro Jahr	166	23.07.1995	25.08.1995	34
		08.07.1982	07.08.1982	31
		18.07.1969	15.08.1969	29

Die Geologie des Untersuchungsgebietes ist eiszeitlich geprägt, an einigen Stellen von holozänen Bildungen überlagert. Der Briesensee und der Redernswalder See befinden sich auf kuppigen Grundmoränenflächen der Angermünder Staffel, deren Eisrandlage süd-westlich der Seen verläuft. Die Zichow-Golmer-Eisrandlage grenzt die Grundmoränenflächen in Richtung Norden ab. Im Osten befindet sich der Angermünder Sander, in dem die Welse in Richtung Norden abfließt (Abbildung 17).

Im Untersuchungsgebiet gibt es vor allem sandige bis lehmig-sandige Braunerden, teilweise podsoliert, lessiviert und vergleht. In Abhängigkeit der pleistozänen Bildung liegen die Böden über Moränenkarbonatlehmsand oder Schmelzwassersanden. In grundwasserbeeinflussten Senken bildeten sich Erdnieder Moore aus Torf. Auf den landwirtschaftlichen Nutzflächen finden sich auch Fahlerden.



## **3.2 Eingesetzte Modelle**

### **3.2.1 Das Wasserhaushaltsmodell WaSiM-ETH**

In dieser Arbeit wird das Wasserhaushaltsmodell WaSiM-ETH mit dem Richards-Modell eingesetzt. Es ist ein deterministisches, modular aufgebautes, räumlich aufgelöstes Modell, welches entwickelt wurde, um die Auswirkungen klimatischer Variationen auf hydrologische Systeme zu untersuchen (Schulla und Jasper, 2007). Dabei wurde zum Einen Wert auf ausreichende physikalische Grundlagen der verwendeten Modellansätze gelegt. Zum Anderen wurde versucht, den räumlich und zeitlich aufgelösten Datenbedarf mit der allgemeinen Datenlage in den Untersuchungsgebieten in Einklang zu bringen (Schulla und Jasper, 2007; Schulla, 1997).

Die wichtigsten Prozesse des Wasserkreislaufes sind in Teilmodellen zusammengefasst. Bei der Modellierung wird immer ein Teilmodell für das ganze Raster abgearbeitet, bevor das nächste Teilmodell startet. Nachdem alle Teilmodelle abgearbeitet wurden, wird mit dem nächsten Zeitschritt begonnen. Je nach Aufgabe und Datenlage können verschiedene Teilmodelle und Modellansätze ausgewählt werden.

Die Abarbeitung der Teilmodelle startet mit dem Einlesen und der Bearbeitung der Eingangsdaten (Abbildung 19). Neben der räumlichen Interpolation der Eingangsdaten können teilweise auch fehlende Eingangsdaten geschätzt, eine höhenabhängige Regression durchgeführt und Niederschlag korrigiert werden. Es sind weiterhin topographiebedingte Korrekturen der Strahlung und der Temperatur möglich. Danach erfolgt die Berechnung der potentiellen und realen Evapotranspiration, wobei die verfügbare Energie auch für die Schneeschmelze und die Interzeptionsverdunstung genutzt werden kann. Über ein Infiltrationsmodell wird der Wasserfluss zwischen Oberflächenabfluss und in die ungesättigte Bodenzone aufgeteilt. In der ungesättigten Zone wird der Wasserfluss durch das Richards-Modell berechnet. Für den Oberflächenabfluss stehen Ansätze zur Translation, Wellenabflachung durch Retention, Diffusion und Überlagerung von Abflüssen aus verschiedenen Teilgebieten des Einzugsgebietes im Gerinne zur Verfügung. Die horizontale Grundwasserströmung wird mit einem räumlich differenzierten Grundwassermodell berechnet, welches auf der Kontinuitätsgleichung und der Darcy-Gleichung beruht. Für die Berücksichtigung von Seen gibt es ein spezielles Modul (siehe Kapitel 2.5.5), über das zahlreiche Wasserhaushaltsgrößen, wie Wasserstand, Speichervolumen, Zu- und Abflüsse ausgegeben werden. Moore können durch entsprechende Vegetations- und Bodenparametrisierung definiert werden und die Anbindung an das Grundwasser erfolgt durch hohe Grundwasserstände.

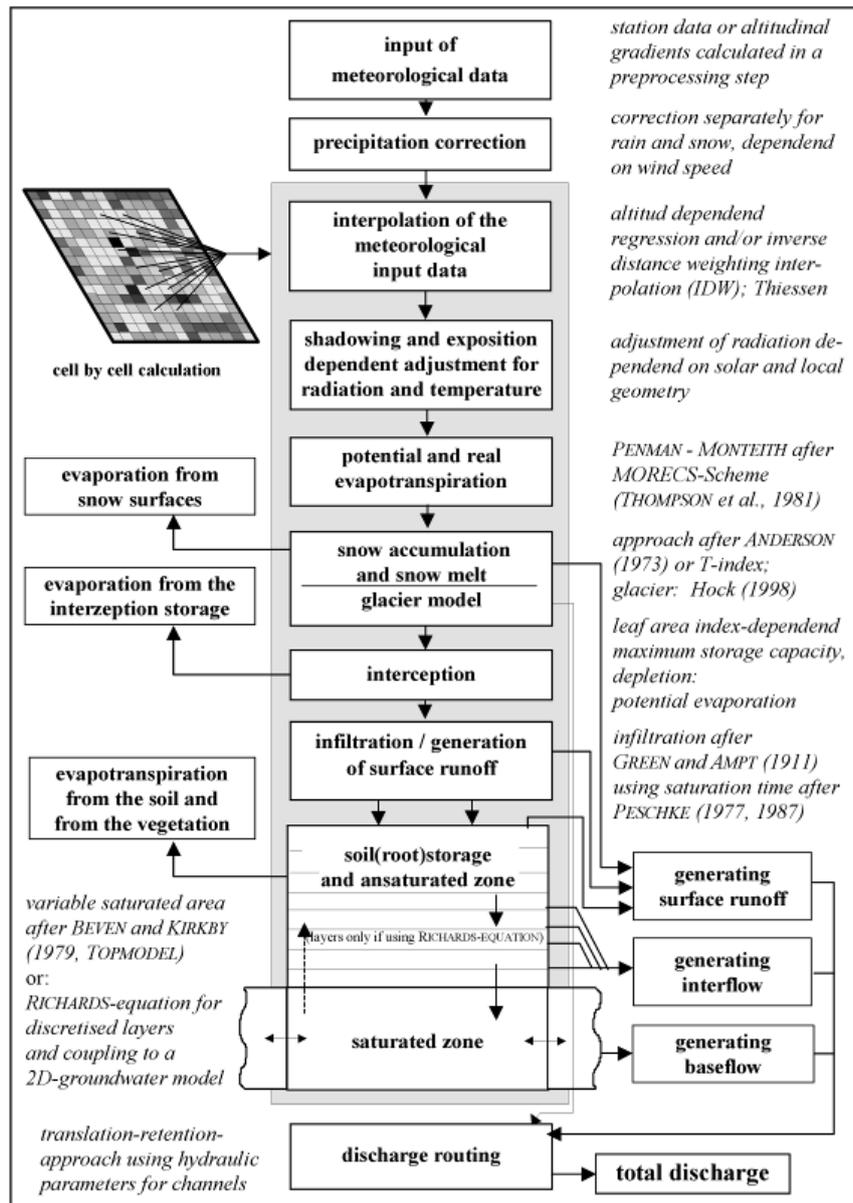


Abbildung 19 - Modellstruktur des WaSiM-ETH (aus Schulla und Jasper, 2007)

WaSiM-ETH benötigt für die Modellierung eine Steuerdatei, Raster-Dateien sowie Zeitreihen-Dateien. In der Steuerdatei werden Steuerparameter für den Programmablauf, Namensdeklarationen für Ein- und Ausgabedaten und Modellparameter definiert. Die Parametrisierung der räumlich verteilten Landnutzung und des Bodens erfolgt in WaSiM-ETH auf zwei Ebenen. Die räumliche Verteilung wird über Identifikationsnummern (ID) in Raster-Dateien definiert. Innerhalb der Steuerdatei werden jeder Landnutzungs- und Boden-ID dann Parameter zugeordnet. Ein Boden kann aus mehreren Horizonten bestehen, wobei jeder Horizont parametrisiert werden muss (Abbildung 20). Für die numerische Lösung kann jeder Horizont in Schichten unterteilt werden. Andere räumliche Informationen werden direkt mittels Raster-Dateien eingegeben. Hydroklimatische Randbedingungen werden über Zeitreihen-Dateien eingelesen.

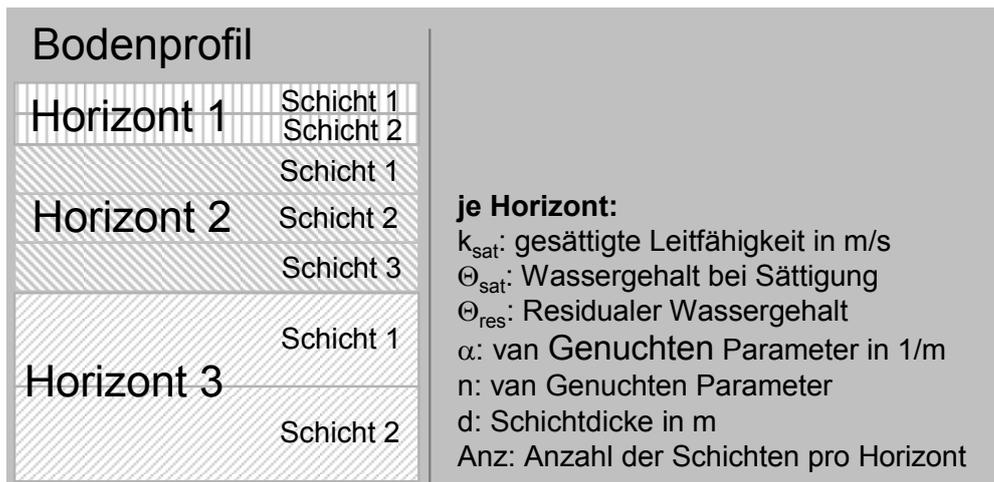


Abbildung 20 - Vertikaldiskretisierung des Bodens und die für die Modellierung benötigten Parameter im WaSiM-ETH-Richards-Modell

WaSiM-ETH bietet die Option, auch die Vegetation in mehreren Schichten zu modellieren, die dann kaskadenförmig abgearbeitet werden. Die Parametrisierung der Vegetationsschichtung erfolgt in einer Tabelle der Steuerdatei. In einer weiteren Tabelle werden die einzelnen Vegetationsarten parametrisiert. Diese vegetationsbeschreibenden Eingangsparameter sind in Tabelle 4 aufgelistet. Einige Parameter können mit einem Jahresgang mittels Stützstellen parametrisiert werden.

Tabelle 4 - Parameter der Vegetation in WaSiM-ETH

Parameter	Einheit	zeitliche Auflösung	Bezug
Wurzelverteilungs-funktionsparameter	-	-	reale Transpiration: Verteilung der Wasseraufnahme durch die Wurzel
Theta - Grenzwert für gesättigte Wurzelzone	-	-	reale Transpiration: Reduktion durch anaerobe Bedingungen
Reduktionsfaktor für gesättigte Wurzelzone	-	-	reale Transpiration: Reduktion durch anaerobe Bedingungen
Saugspannung für anfangenden Wasserstress	m	-	reale Transpiration: Reduktion durch Wasserstress
Interzeptionskapazität	mm	-	Interzeptionsspeicher
Albedo	-	Jahresgang	Evapotranspiration
Stomatawiderstand	s·m <sup>-1</sup>	Jahresgang	Evapotranspiration
LAI	-	Jahresgang	Evapotranspiration, Interzeption
Effektive Vegetationshöhe	m	Jahresgang	Evapotranspiration
Vegetationsbedeckungsgrad	-	Jahresgang	Evapotranspiration, Interzeption
Wurzeltiefe	m	Jahresgang	reale Transpiration: Wasseraufnahme durch die Wurzel

### 3.2.2 Das Grundwasserströmungsmodell FEFLOW

Für die Modellierung der Grund- und Seewasserstände wird das Modell FEFLOW der DHI-WASY GmbH verwendet. Im Gegensatz zum 2D-Grundwassermodell von WaSiM-ETH arbeitet es 3-dimensional, wodurch sich die Informationen aus den Karten ohne Generalisierungen übertragen lassen.

Die räumliche Diskretisierung erfolgt über Prismen mit dreieckigen Grundflächen als finite Elemente. Dadurch lässt sich die räumliche Diskretisierung an die lokalen Gegebenheiten wie Flussverläufe und Seen anpassen. In FEFLOW lassen sich neben instationären auch stationäre Lösungen berechnen, was das Verständnis der Strömungsprozesse im Grundwasser unterstützen kann. Für die numerische Lösung stehen dabei mehrere Verfahren zur Verfügung. Die Zeitschrittsteuerung kann automatisiert gesteuert und a priori festgelegt werden. Zahlreiche wählbare Iterationsverfahren bieten Anpassungsmöglichkeiten an das jeweilige Problem. Weiterhin bietet FEFLOW zahlreiche Optionen für eine Visualisierung des Grundwassermodells, wodurch die Grundwasserströmung und die Wasserspiegellagenentwicklung besser nachvollzogen werden kann.

Alle in dieser Arbeit präsentierten Ergebnisse wurden mit der FEFLOW-Version 5.4 erstellt. Für detaillierte Informationen zu FEFLOW sei auf die Modelldokumentation Diersch (2009) verwiesen.

Der Aufbau des Grundwasserströmungsmodells basiert auf hydrogeologischen Kartenwerken sowie eigenen Sondierungen. Die Grundwasserneubildung als obere Randbedingung wird über die Modellierung mit WaSiM-ETH ermittelt und nach einer Formatanpassung an das FEFLOW-Modell übergeben.

### **3.3 Meteorologische Daten**

#### **3.3.1 Gemessene meteorologische Größen**

Innerhalb des Untersuchungsgebietes gibt es keine Routinemessungen der meteorologischen Größen durch den DWD. Die nächste Klimastation zum Untersuchungsgebiet ist die ca. 10 km entfernte DWD-Station Angermünde. Von dieser Station liegen Tageswerte für den Zeitraum 1951–2008 vor (Tabelle 5). Datenlücken müssen durch Regressionsanalysen mit anderen Klimastationen aufgefüllt werden. Im Gegensatz zum Niederschlag werden diese Daten ohne weitergehende räumliche Differenzierung für das gesamte Untersuchungsgebiet übernommen.

Die Datenreihen der mittleren Tagestemperatur, der relativen Luftfeuchte, der Windgeschwindigkeit und der Sonnenscheindauer wurden aufgefüllt. Fehlende Einzeltage wurden durch das arithmetische Mittel von Vortag und nachfolgendem Tag aufgefüllt. Mehrtägige Datenlücken wurden durch Korrelation mit der Klimastation Zehdenick ergänzt.

Die Messwerte der Windgeschwindigkeit (Messhöhe 2 m) liegen für die Station Angermünde in der Maßeinheit Beaufort vor. Anhand einer Umrechnungstabelle des DWD (DWD, 2010) wird der Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit in  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  und Beaufort hergestellt.

**Tabelle 5 - Für die Modellierung verwendete meteorologische Daten der DWD-Station Angermünde (Datenbasis: DWD, 2009)**

Größe	Einheit	Anzahl der Fehltage 1951–2008
Tagesniederschlag	mm	0
Mittlere Tagestemperatur	°C	7
Sonnenscheindauer	h	323
Relative Luftfeuchte	%	1
Windstärke	Bft	617

Die tägliche Sonnenscheindauer liegt absolut in Stunden vor. In WaSiM-ETH wird die relative tägliche Sonnenscheindauer benötigt. Sie ergibt sich aus dem Verhältnis absoluter und maximal möglicher Sonnenscheindauer. Die maximal mögliche Sonnenscheindauer wurde nach Allen et al. (1998) berechnet.

### **3.3.2 Räumliche Verteilung des gemessenen Niederschlags und dessen Korrektur**

Um das Untersuchungsgebiet gibt es mehrere Niederschlagsmessstationen des DWD (Abbildung 21), innerhalb des Untersuchungsgebietes gibt es keine DWD-Routinemessungen. Um die räumliche Variabilität des Niederschlages im Untersuchungsgebiet erfassen zu können, wurden zusätzlich zwei Niederschlagsmesser installiert. Detaillierte Informationen über diese Niederschlagsmesser befinden sich in Tabelle AI - 16. Anhand der vorhandenen Niederschlagsdaten lässt sich die räumliche Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet über Lineares Kriging interpolieren. Durch kürzere Messzeiträume und Fehltage einiger Stationen ist eine Anpassung erforderlich. Die Interpolation ergibt im Untersuchungsgebiet ein um ca. 50 mm·a<sup>-1</sup> von West nach Ost abnehmendes Niederschlagsgefälle (Abbildung 21).

Nach der räumlichen Interpolation der mittleren jährlichen Niederschlagssummen weisen die eigenen Stationen Redernswalde und Poratz im Vergleich zur Station Angermünde um 3% und 6% höhere Werte auf. Die gemessene Niederschlagssumme über den gesamten Messzeitraum liegt von Redernswalde um 4%, die von Poratz um 12% über der zeitgleichen Summe von Angermünde.

Als Eingangsdaten für die Modellierung werden die drei nächsten DWD-Stationen Angermünde, Friedrichswalde, Greiffenberg sowie die eigenen Stationen Poratz und Redernswalde eingesetzt. Zum Auffüllen der nur kurzen Zeitreihen Poratz und Redernswalde wurden die Daten der Station Angermünde mit einem Aufschlag als Mittel zwischen den räumlich interpolierten Werten (Abbildung 21) und durch lineare Regression der gemessenen Werte von 9% und 4% genutzt (Tabelle AI - 16).

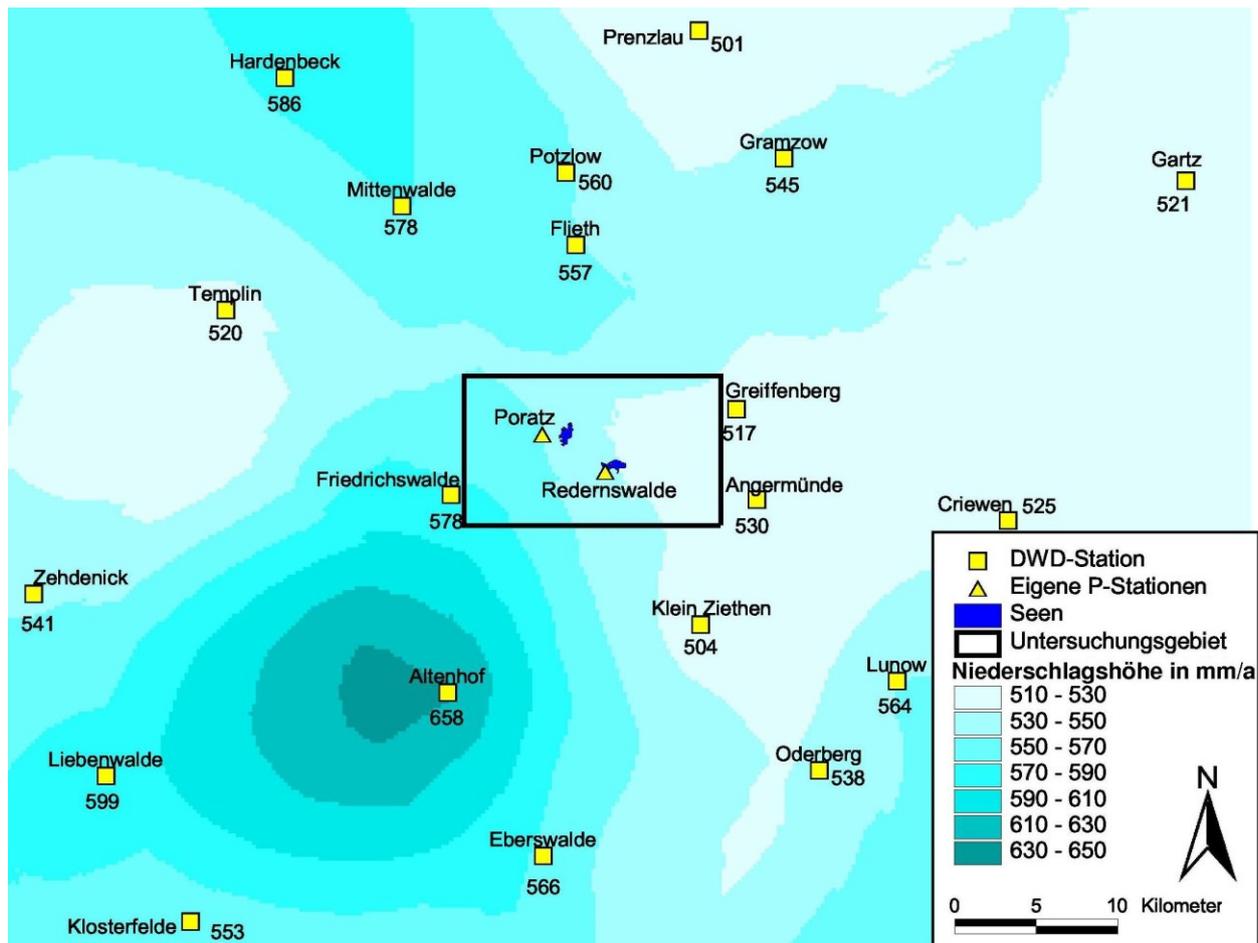


Abbildung 21 - Niederschlagsstationen und Niederschlagsverteilung in der Umgebung des Untersuchungsgebietes. Zahlenwerte geben den mittleren Jahresniederschlag<sup>11</sup> (unkorrigiert) an (Interpolationsverfahren: Lineares Kriging; Datenbasis: DWD, 2009)

Die bei der Niederschlagsmessung auftretenden systematischen Fehler durch Benetzungs- und Verdunstungsverluste sowie Windfehler werden nach Richter (1995) in Abhängigkeit von dem Geschütztheitsgrad des Messstandortes, Art des Niederschlages und Jahreszeit, getrennt nach Windverlusten und Benetzungsfehler korrigiert. Als Entscheidung, ob Niederschlag als Schnee oder Regen fällt, wurde 0 °C als Temperaturgrenzwert angenommen.

### 3.3.3 Biaskorrektur der Klimaszenarien

Für die Zukunftsszenarien bis zum Jahr 2100 werden die zwei Realisierungen A1B und B1 des REMO-Modells verwendet (Jacob, 2005a und Jacob, 2005b). Um systematische Fehler der simulierten meteorologischen Größen zu verringern, wird in dieser Arbeit eine Biaskorrektur nach Piani et al. (2008) eingesetzt. Dafür werden gemessene und beim Niederschlag um Wind- und Benetzungsfehler korrigierte (Angermünde beobachtet) und modellierte (REMO-Kontrolllauf, Jacob, 2005c) Zeitreihen über den Zeitraum 1951–2000 miteinander verglichen (Tabelle 6). Neben Differenzen in den mittleren Jahressummen zwischen beobachteter und modellierter Reihe unterscheidet sich auch die Anzahl der regenfreien Tage wesentlich. Bei der eingesetzten Korrektur über die Anpassung der empirischen Häufigkeitsfunktionen werden

<sup>11</sup> Bezieht sich auf den Zeitraum 1951–2005, fehlende Daten wurden durch eine lineare Regressionsanalyse mit der Station Angermünde ergänzt, um für alle Stationen den gleichen Zeitraum als Basis zu haben.

neben den absoluten Größen auch deren Häufigkeiten, also zum Beispiel die Anzahl der Regentage, angepasst.

Tabelle 6 - Vergleich von beobachteten und modellierten meteorologischen Größen im Zeitraum 1951–2000 (Datenbasis: DWD, 2009; Jacob, 2005c)

	Angermünde beobachtet; korrigiert	REMO-Kontrolllauf
mittlere Jahressumme:	609 mm·a <sup>-1</sup>	678 mm·a <sup>-1</sup>
Anteil regenfreie Tage:	54%	14%
Maximaler Tagesniederschlag in mm:	123,8 mm	79,5 mm

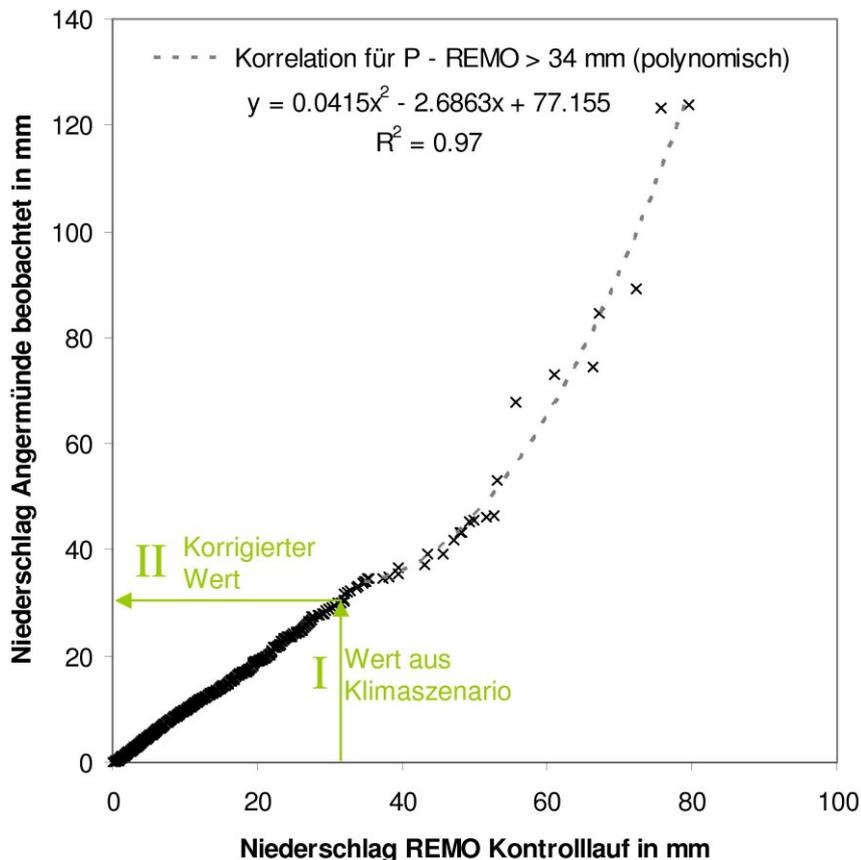


Abbildung 22 – Korrelation der nach Größe geordneten, beobachteten und modellierten Tagesniederschläge (Datenbasis: DWD, 2009, Jacob, 2005c), Grün: Schematisches Vorgehen bei Biaskorrektur; I: Auftragen des unkorrigierten Wertes; II: Ablesen des biaskorrigierten Wertes

Die 50jährigen Zeitreihen der beobachteten und modellierten Tagesniederschläge werden der Größe nach sortiert miteinander verglichen (Abbildung 22). Für die Biaskorrektur der modellierten Niederschläge wird für Regentage mit Werten unter 34 mm die empirischen Häufigkeiten verwendet. Hierdurch wird die beste Anpassung bezüglich der langjährigen Niederschlagssummen erreicht. Für die Biaskorrektur der modellierten Niederschläge mit Werten über 34 mm wird eine polynomische Korrelationsgleichung eingesetzt, da zum Einen die Ereignisdichte oberhalb dieses Wertes abnimmt (Abbildung 22), zum Anderen so eine Extrapolation über beobachtete Extremereignisse hinaus ermöglicht wird.

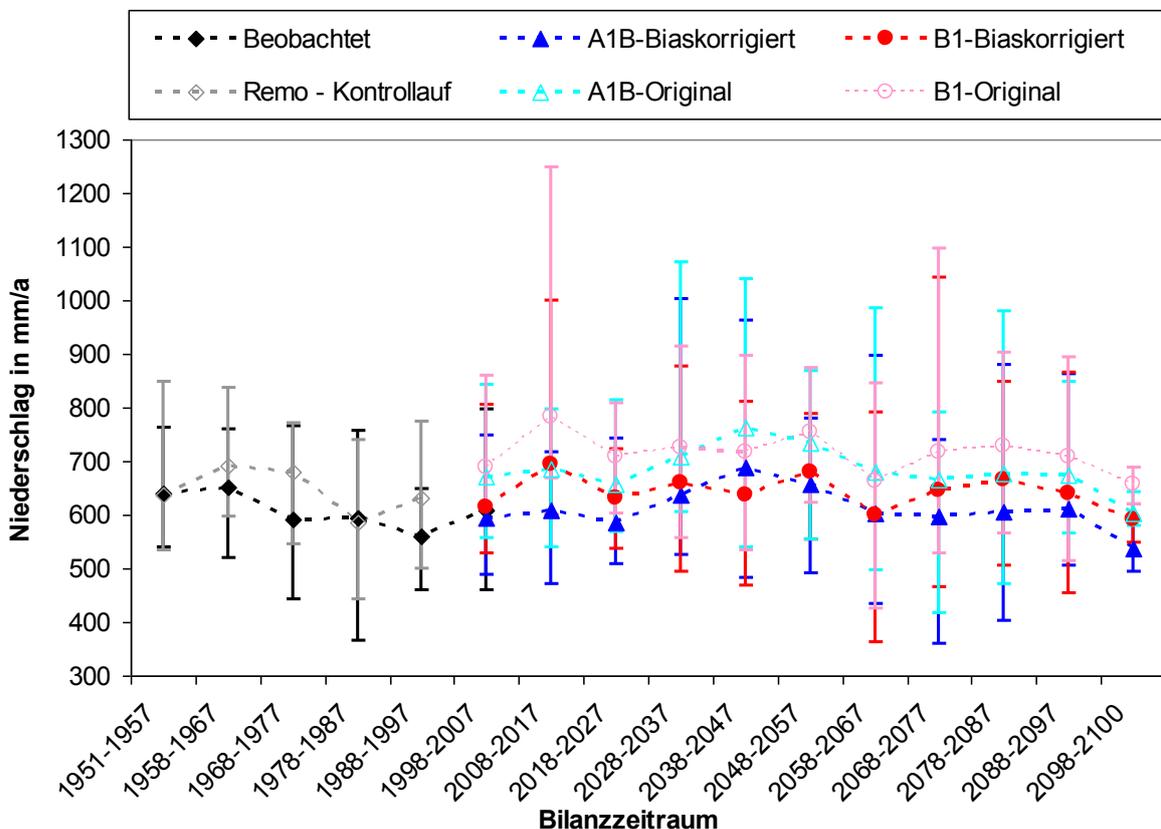
Die Rohdaten des A1B- und vor allem des B1-Szenarios weisen hohe Extremniederschläge auf (Tabelle 7). Dadurch, dass im Zeitraum 1951–2000 die beobachteten Extremwerte höher waren

als die des REMO-Kontrolllaufes, werden die Extremwerte für die Zukunftsszenarien durch die Korrektur weiter erhöht. Um in einem physikalisch möglichen Bereich zu bleiben, wurde ein Grenzwert des Niederschlags von 182 mm·d<sup>-1</sup> basierend auf der Extremwertstatistik der Station Angermünde aus dem KOSTRA-Atlas (DWD, 2005) festgelegt, siehe auch A II.

**Tabelle 7 - Ausgesuchte Kenngrößen für den Zeitraum 2001–2100 der REMO-Szenarien A1B und B1 für das Untersuchungsgebiet (Datenbasis: Jacob, 2005a und Jacob, 2005b)**

	A1B Original	A1B Biaskorrigiert	B1 Original	B1 Biaskorrigiert
Mittlere Jahressumme des Niederschlags in mm·a <sup>-1</sup>	689	617	719	646
Maximaler Tagesniederschlag in mm	132	182	606	182
Tagesmitteltemperatur in °C	10,8	10,3	10,3	9,8
Mittlere relative Luftfeuchtigkeit in %	65	76	66	77
Mittlere relative Sonnenscheindauer in %	33	34	34	35
Mittlere Windgeschwindigkeit in m·s <sup>-1</sup>	3,0	3,0	3,0	3,0

Für einen konsistenten Datensatz werden neben dem Niederschlag auch alle anderen klimatischen Größen nach dem gleichen Verfahren biaskorrigiert (Tabelle 7). Durch die Biaskorrektur wird der Niederschlag im Mittel um ca. 10% nach unten korrigiert (Abbildung 23). Neben großen Differenzen im Niederschlag unterscheidet sich vor allem die relative Luftfeuchte im REMO-Kontrolllauf im Vergleich zu den gemessenen Werten des gleichen Zeitraumes. So wird die relative Luftfeuchte nach Biaskorrektur im Mittel ca. 10% höher (Abbildung 24) und führt zu einer geringeren potentiellen Evapotranspiration.



**Abbildung 23 - Mittlere Jahressummen und Spannweiten des Niederschlags für die beobachteten Daten und die Klimaszenarien original und biaskorrigiert (Datenbasis: DWD, 2009, Jacob, 2005a; Jacob, 2005b und Jacob, 2005c)**

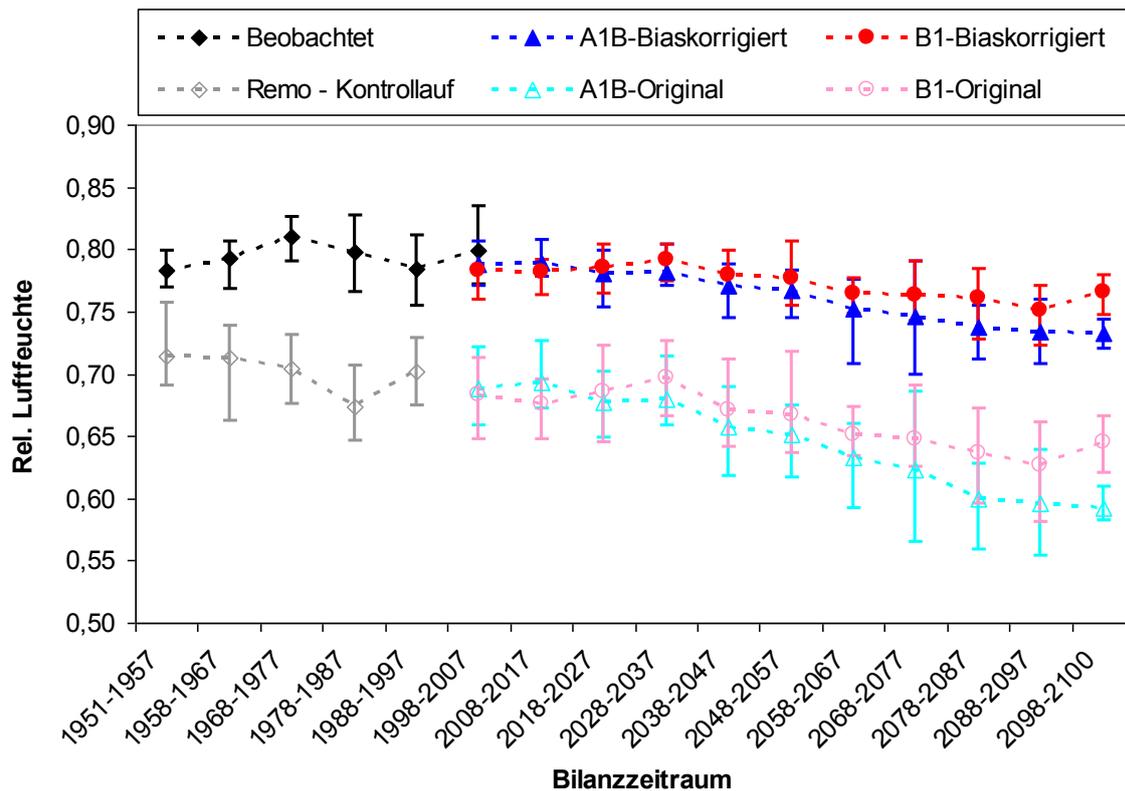


Abbildung 24 - Mittlere relative Luftfeuchte und Spannweiten für die beobachteten Daten und die Klimaszenarien original und biaskorrigiert (Datenbasis: DWD, 2009, Jacob, 2005a; Jacob, 2005b und Jacob, 2005c)

### 3.4 Landnutzungsdaten

#### 3.4.1 Räumliche Verteilung

Detaillierte Informationen über den brandenburgischen Wald liefert der Datenspeicher Wald (DSW) der Landesforstanstalt Eberswalde (Simon, 2006). Hier sind neben Baumarten auch Bestandesmischungen, Alter, Höhe, Bonität und andere forstwirtschaftliche Informationen angegeben. Der verfügbare DSW beschreibt den Zustand im Jahr 2006. Die kleinste Flächeneinheit des DSW im Untersuchungsgebiet ist die Forstabteilung. Die Flächen, welche nicht im DSW erfasst sind, werden durch die Biotoptypenkarte (BBG; MUNR, 1995) beschrieben, die flächendeckend für das Land Brandenburg vorliegt. Dies trifft auch für Flächen zu, auf denen die Biotoptypenkarte Moore oder Wasserflächen ausweist, die aber im DSW als Wald klassifiziert sind.

Für die Modellierung mit WaSiM-ETH ist es nötig, die Informationen des DSW für die Rasterzellen zu aggregieren. Dabei werden die Parameter Baumart, Mischungsinformation und Bestandesalter mitgeführt. Im DSW werden verschiedene Arten der Baumartenmischung definiert. Es kann eine vertikale Mischung geben. Die ist zum Beispiel der Fall, wenn unter noch vorhandenem Baumholz Jungwuchs wächst. Weitere Mischungen sind horizontale baumweise Mischung und horizontale Gliederung von Waldvegetationen innerhalb der Abteilung. In dieser Arbeit wird die vertikale Mischung von zwei Baumarten berücksichtigt, die dann über das Schichtenmodell von WaSiM-ETH modelliert wird. Horizontal kann eine Abteilung in zwei Vegetationsformen unterteilt werden. Ausgehend von den Oberbeständen werden die zwei dominierenden Vegetationsformen verwendet. Da Informationen über die räumliche Lage

fehlen, werden diese zwei Vegetationsformen dann flächengewichtet regelmäßig auf die Forstabteilung verteilt (Abbildung 25).



Abbildung 25 - Schematische Darstellung der Übertragung und Aggregation der Landnutzungsdaten vom Datenspeicher Wald auf ein Raster

Um das Bestandesalter in der Modellierung berücksichtigen zu können, werden drei Altersklassen gebildet:

1. Anwuchs/Jungholz (bis 14 Jahre)
2. Dickung/Stangenholz (15 bis 44 Jahre)
3. Baumholz (ab 45 Jahre)

Die im DSW erfassten 27 Baumarten im Untersuchungsgebiet werden aufgrund der Flächenanteile und Ähnlichkeiten verschiedener Baumarten zu sechs Klassen zusammengefasst (Tabelle AV - 21). Von der Biotoptypenkarte werden die Hauptgruppentypen verwendet. Damit ergeben sich im Untersuchungsgebiet neben dem DSW 10 Landnutzungen (Tabelle AV - 22), nach weiterer Aggregation sechs Gruppen (Tabelle 8). Das Landnutzungs-Raster enthält neben den Landnutzungsklassen bei den Waldflächen auch Informationen zu Bestandesaltersklasse und eventueller Bestandesmischung.

Tabelle 8 – Für die Modellierung benutzte Daten der aktuellen Landnutzung

Landnutzung	Anteil in %	Fläche in km <sup>2</sup>
Ackerflächen	19,2	28,0
Gras-Staudenfluren	14,3	20,9
Wasserflächen	8,2	12,0
Moore	3,9	5,7
Siedlung	1,1	1,6
Wald (außerhalb DSW)	5,5	8,0
DSW-Wald	47,8	69,8
Kiefern-Reinbestände	19,0	27,7
Kiefern-Mischwald	11,6	16,9
Nadelwald	1,0	1,5
Buchenwald	11,9	17,4
Eichenwald	2,2	3,2
Erlen	1,4	2,0
Laubwald	0,6	0,9
Gesamt	100	146

### 3.4.2 Entwicklung des Waldes in den Jahren 1951–2007

In dieser Arbeit sollen Veränderungen im Bestandesalter des Waldes im Zeitraum 1951–2007 berücksichtigt werden. In Abbildung 26 ist die Altersstruktur der Kiefer als Hauptbaumart für das Untersuchungsgebiet dargestellt. In den Kriegsjahren wurden im Allgemeinen weniger Bestände begründet, in den Jahren danach etwas mehr. In der zweiten Hälfte der 1970er bis in die 1980er gab es eine verstärkte Bestandesbegründung. Seit den 1990er Jahren nimmt die Aktivität ab. Dieses geht mit der aktuellen Forstpolitik der Verminderung der Kiefernmonokulturen einher, allerdings sind sehr junge Bäume noch nicht im DSW erfasst und werden somit nicht berücksichtigt.

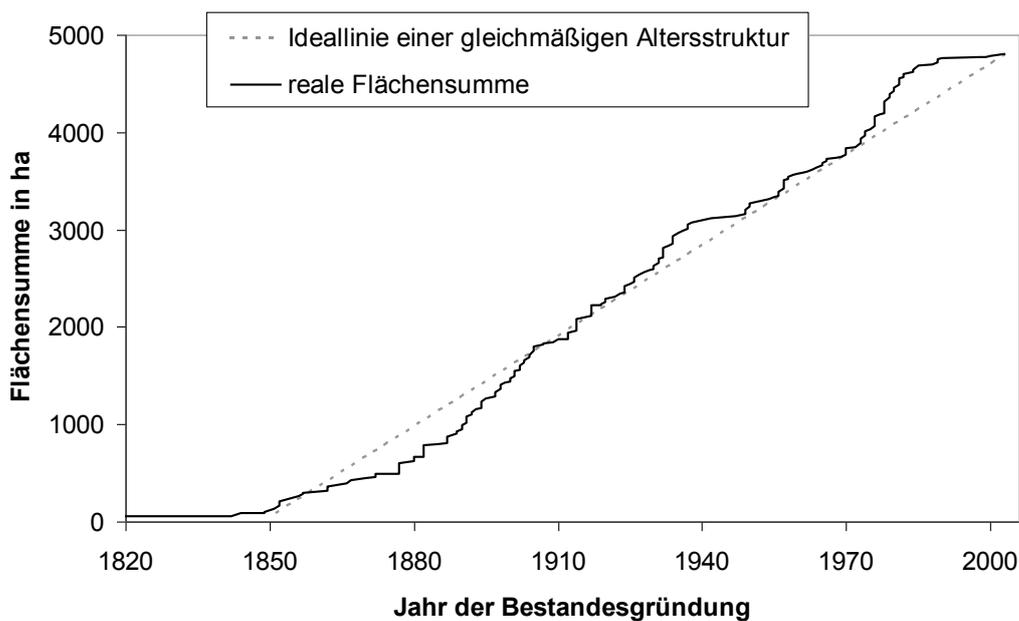


Abbildung 26 - Altersstruktur der Kiefer im Untersuchungsgebiet (Datenbasis: LFE, 2006)

Für die flächenhafte Entwicklung der Altersstruktur wird ausgehend vom Waldzustand 2006 rückschreitend in Dekadenschritten die Altersstruktur in Dekadenschritten im Untersuchungsgebiet rekonstruiert. Dafür wurden folgenden Regeln festgelegt:

1. Wenn es 2006 einen Reinbestand gibt, dann gab es auch vorher einen Reinbestand der gleichen Art.
2. Das Bestandesalter ergibt sich aus dem Bestandesalter 2006, verringert um die entsprechende Zeitspanne.
3. Wenn das Bestandesalter null Jahre unterschreitet, dann wird die Umtriebszeit des vorherigen Bestandes angesetzt.
4. Wenn es 2006 einen Mischbestand gibt, dann gab es im Allgemeinen auch vorher einen Mischbestand.
5. Wenn der Unterwuchs das Bestandesalter null Jahre unterschreitet, dann wird zunächst der Oberbestand als Reinbestand definiert.
6. Mit der Altersdifferenz des Oberbestandes zum Unterwuchs von 2006 wird ein neuer Oberbestand definiert, dabei wird der Oberbestand von 2006 zum Unterwuchs der jeweiligen Dekade.

Damit ergeben sich für den Zeitraum 1951 bis 2007 sechs Waldzustände, die sich vor allem in der Altersverteilung, aber auch in ihrer Baumartenmischung unterscheiden. Demnach hat beim Oberholz der Anteil des Baumholzes in den letzten Dekaden kontinuierlich zugenommen (Abbildung 27). In 1980er Jahren gab es ein Maximum an Jungholz. Der Anteil des Unterwuchses war in der Vergangenheit geringer, darin ist wiederum der Anteil von Baumholz geringer, der von Dickung/Stangenholz höher.

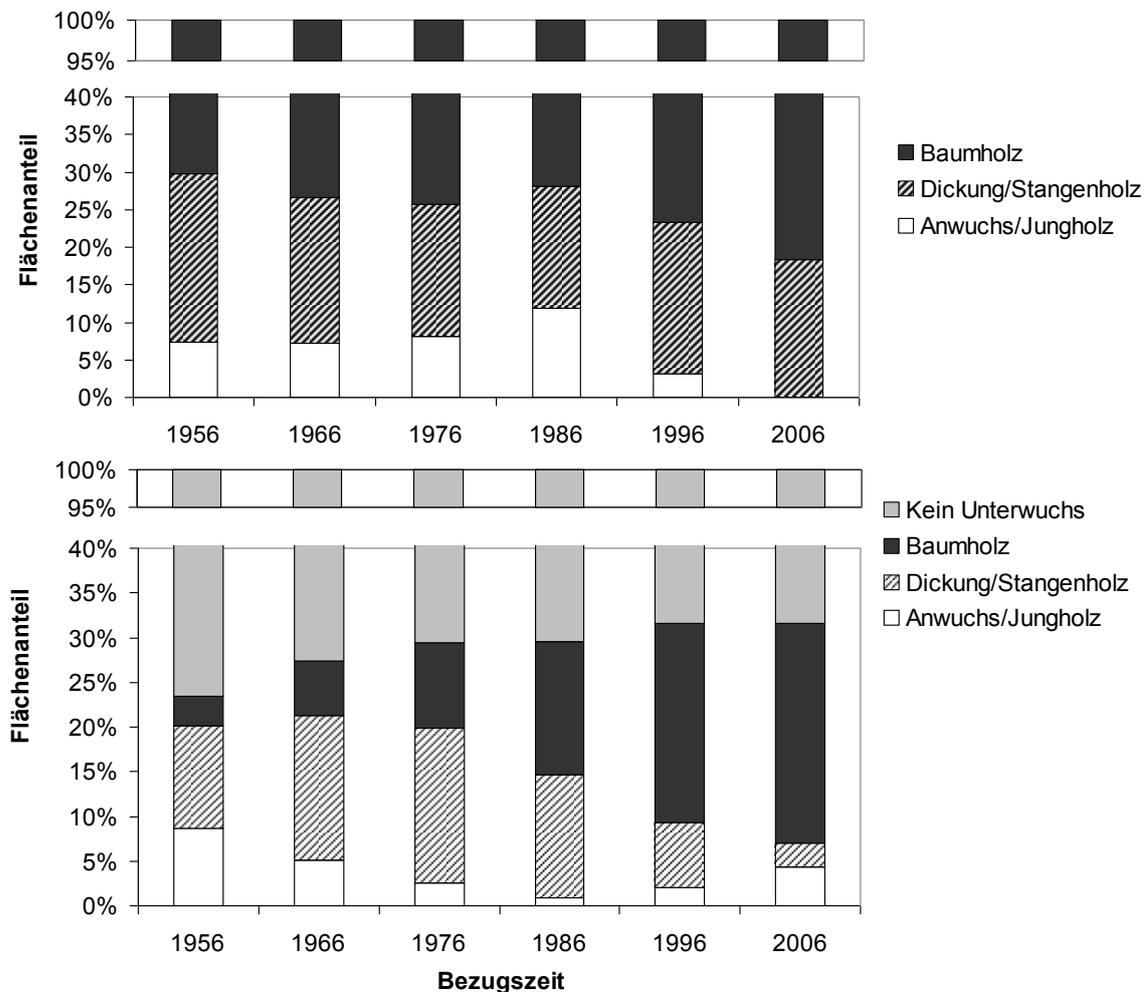


Abbildung 27 - Entwicklung der Anteile der Altersgruppen des Oberbestandes (oben) und des Unterwuchses (unten) im Untersuchungsgebiet

Für die Modellierung des Vergrasungseffektes werden alle Kiefernaltersgruppen und der Nadelwald bis 1980 ohne Bodenvegetation gerechnet. Eine detaillierte räumlich und zeitlich differenzierte Veränderung wird aufgrund fehlender Informationen diesbezüglich nicht realisiert. Somit kann das daraus abgeleitete Szenario als ein Extremum betrachtet werden.

### 3.4.3 Zukünftige Waldentwicklung

Innerhalb des NEWAL-NET-Projektes wurden für die Modellregion durch Dr. M. Jenssen vom Waldkundeinstitut Eberswalde zwei Zukunfts-Waldentwicklungsszenarien realisiert (Jenssen, 2009b). Zum Einen wurde eine Waldentwicklung simuliert, die sich an der aktuellen forstpolitischen Ausrichtung orientiert. Dieser Szenarienstrang wird im Folgenden als „Fortanschreibung DSW“ bezeichnet. Der zweite Entwicklungsstrang entspricht einer „klimaplastisch optimierten“

Entwicklung nach dem NEWAL-NET-Leitbild. Ausgehend vom DSW2006 wird für beide Szenarienstränge der Waldzustand in den Jahren 2020, 2040, 2060, 2080 und 2100 beschrieben (Abbildung 28). Diese Szenarien besitzen die gleiche Datenstruktur wie der DSW2006 und werden nach den gleichen in Kapitel 3.4.1 beschriebenen Algorithmen für die Modellierung aggregiert. Für die nicht vom DSW erfassten Flächen wird keine Veränderung angenommen, hier wird die aus der Biotoptypenkarte ermittelte Landnutzung beibehalten.

Bei beiden Szenarien wird der Kiefernanteil an den Wäldern abnehmen. Auch das Szenario Fortschreibung DSW zeigt Veränderungen der Waldzusammensetzung, da der Zustand 2006 nicht mehr den aktuellen Regeln der Waldwirtschaft entspricht. Im Untersuchungsgebiet sinkt der Anteil der nadelwalddominierten Flächen an der gesamten Waldfläche beim Szenario Fortschreibung DSW von 66% auf 45% im Jahr 2100. Beim Szenario klimaplastisch optimiert ist der Rückgang auf 10% im Jahr 2100 allerdings wesentlich stärker (Abbildung 28).

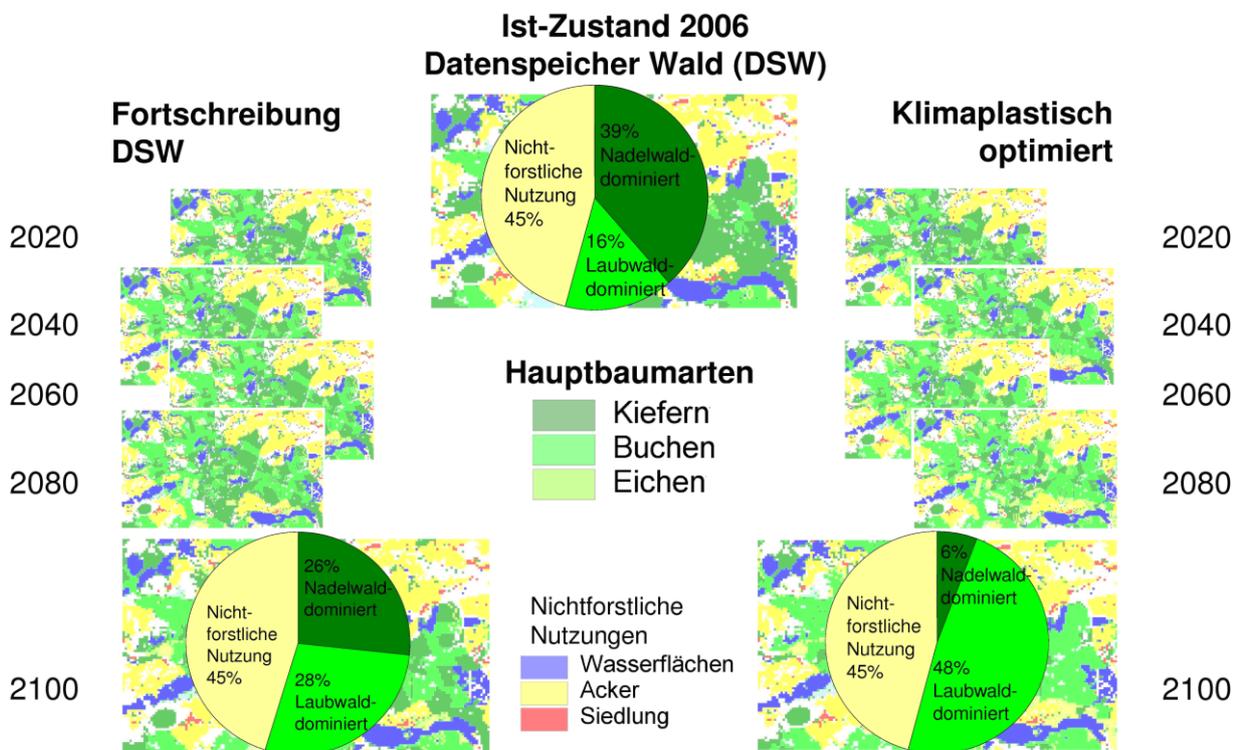


Abbildung 28 - Waldentwicklungsszenarien ausgehend vom DSW2006; rechts: Fortschreibung DSW, links: Klimaplastisch optimiert

### 3.4.4 Parametrisierung

Für jeden Vegetationstyp werden 11 Parameter benötigt, wovon 6 einen Jahresgang besitzen können (Tabelle 4). Da keiner dieser Parameter direkt bestimmt werden konnte, erfolgt die Parametrisierung als erstes über Literaturangaben, vor allem Schulla (1997), Hörmann et al. (2003), Anders et al. (2002) und Acreman und Weng (2003).

Danach werden Modellergebnisse einzelner Vegetationstypen mit Messwerten auf Plausibilität verglichen. Im Einzelnen sind dies Bestandes- und Freilandniederschlagsmessungen von Dr. M. Jenssen (Waldkundeinstitut Eberswalde); Bodenwassergehalte von Dr. U. Schindler (ZALF); Tiefenversickerungen aus Lysimetern von Dr. J. Müller (vTI).

### 3.5 Bodendaten

Die Datengrundlage für die Zuweisung der Böden im Untersuchungsgebiet bilden die digitale Bodenübersichtskarte im Maßstab 1: 300 000 (BÜK300) und das ergänzende Bodenformeninventar. Die räumliche Auflösung erfolgt in Polygone bodensystematischer Einheiten. Diesen sind mehrere Bodenformen mit Informationen zum Flächenanteil in Brandenburg zugeordnet. Für eine Zuweisung der Bodenformen wird das Untersuchungsgebiet in Flächen mit landwirtschaftlichem und forstwirtschaftlichem Nutzungsbezug unterteilt und die Bodenformen mit hohem Flächenanteil werden im Bodenformeninventar ausgewählt.

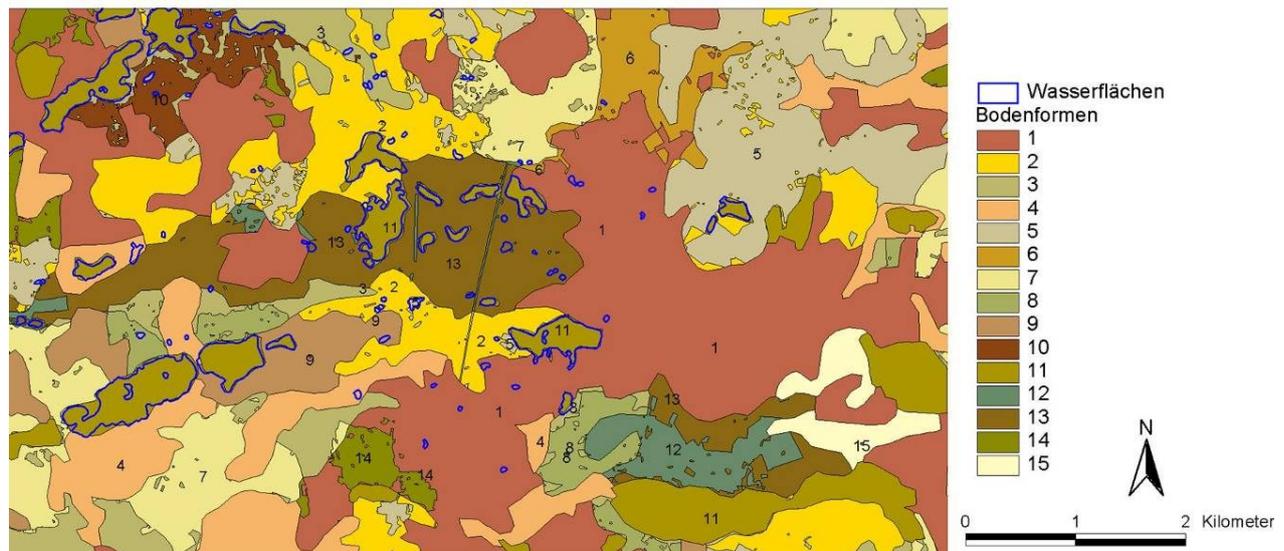


Abbildung 29 - Verteilung der Bodenformen im Untersuchungsgebiet auf Grundlage BÜK 300 (LGRB, 2007); Bedeutung der Boden-ID in Tabelle 9

Tabelle 9 - Bodenformen im Untersuchungsgebiet nach BÜK300 und Bodenformeninventar des LGRB (2007)

Boden-ID	Bodenform	Kurzzeichen (BÜK300)	Flächenanteil in %
1	Podsolige Braunerden aus Sand über Schmelzwassersand	pBB:p-s(Sp)/f-s(Sgf)	28
2	Podsolige, lessivierte Braunerden aus Lehmsand über Schmelzwassersand	pLBB:p-ls(Sp)/f-s(Sgf)	11
3	Fahlerde-Braunerden aus Sand über Moränencarbonatlehmsand	pLF-BB:p-s(Sp)/p-l(Mg)	5
4	Erdniedermoore aus Torf über Flusssand	HNv:og-Hn/f-s(Sf)	9
5	Lessivierte Braunerden, aus Sand über Schmelzwassersand	LBB:p-s(Sp)/f-s(Sgf)	9
6	Lessivierte Braunerden, aus Sand über deluvialem Lehmsand	LBB:p-s(Sp)/pas-ls(Sgf)	2
7	Braunerde-Fahlerden aus Lehmsand über Lehm	LLn:p-ls(Sp)/p-l(Mg)	7
8	Fahlerde-Braunerden aus Sand über Lehm	LF-BB:p-s(Sp)/p-l(Mg)	2
9	Gley-Fahlerden aus Lehmsand über Lehm	LF-GG:p-ls(Sp)/p-l(Mg)	3
10	pseudovergleyte Fahlerde-Braunerden, aus Sand über Lehm	sLF-BB:p-s(Sp)/p-l(Mg)	2
11	Braunerde-Gleye aus Lehmsand über Beckenton	BB-GG:p-ls(Sp)/f-t(b)	9
12	Braunerden aus Sand über Schmelzwassersand	BBn:p-s(Sp)/f-s(Sgf)	2
13	Braunerden aus Sand über Lehm	BBn:p-s(Sp)/ p-l(Lg)	8
14	Vergleyte Braunerden aus Sand über Schmelzwassersand	gBB:p-ls(Sp)/f-s(Sgf)	2
15	Humusgleye aus Flusssand	GGh:f-s(Sf)	2

Weiterführende Analysen von Kartenwerken, vor allem der Topografischen Karte im Maßstab 1: 10 000 (TK10) sowie eigenen Felduntersuchungen, auch in Hoffmann (2008) führen zu einer Modifikation der Bodenkarte. Dies betraf vor allem die grund- und oberflächenwassernahen

Bereiche, die nicht durch die BÜK300 aufgelöst werden. Für die Seen wurden aufgrund von Felduntersuchungen Böden über Beckenton definiert.

Die Parametrisierung der Böden erfolgt auf Basis des Bodenformeninventars. Hierin sind für jede Bodenform detaillierte Informationen über die Horizontabfolge, Horizontmächtigkeit, Textur, gesättigte Leitfähigkeit enthalten. Zusätzlich müssen die van-Genuchten-Parameter ermittelt werden. Diese Parameter werden mit dem Programm ROSETTA (Schaap et al., 2001) aus der Textur über Pedotransferfunktionen berechnet.

Für die Übernahme der Daten des Bodenformeninventars in das WaSiM-ETH-Modell wurden die Bodenhorizonte in Abhängigkeit von der Heterogenität und den Horizontmächtigkeiten in zwei bis drei Horizonte pro Boden aggregiert. Der WaSiM-ETH-Modellansatz der ungesättigten Zone verlangt als untere Randbedingung den Grundwasserstand. Deshalb muss durch eine ausreichende Mächtigkeit gewährleistet sein, dass das Grundwasser zumindest die unterste Modellschicht der ungesättigten Zone erreicht. Um dies zu gewährleisten, wurde unterhalb der ausgewiesenen Bodenhorizonte ein fiktiver 80 m mächtiger gut leitender Horizont angefügt. In der Modellierung werden jedoch nur die Schichten oberhalb der Grundwasseroberfläche wirksam. Die im Untersuchungsgebiet eingesetzten Bodenparameter sind in Tabelle AIII - 18 zusammengefasst.

### 3.6 Hydrogeologischer Aufbau des Untersuchungsgebietes

Die Schichtung und räumliche Verteilung der Grundwasserleiter (GWL), ihre Mächtigkeiten und Leitfähigkeiten werden aus der Hydrogeologischen Karte 1: 50 000 (HYKA50) abgeleitet. Die Datengrundlage dabei ist gering, so werden viele Grundwasserleiter mit nur einem Aufschluss pro 80 km<sup>2</sup> großem Kartenausschnitt festgelegt.

**Tabelle 10 - Schichtung der Quartären Grundwasserleiter (GWL) und Grundwasserstauer (GWS), nach Tiefe sortiert (aus Voigt, 1987)**

Nummer	Name	Material
1.GWL	Weichsel 2/3	Nachschüttsande (W2/3n)
1.GWS	Weichsel II/III	Geschiebemergel (WII/WIII)
2.GWL	Weichsel 1	Nachschüttsande bis Weichsel 2/3 - Vorschüttsande (W1n - W2/3v)
2.GWS	Weichsel I	Geschiebemergel (WI)
3.GWL	Saale 3	Nachschüttsande bis Weichsel 1 - Vorschüttsande (S3n - W1v)
3.GWS	Saale III	Geschiebemergel (WI)
4.GWL	Saale 2	Nachschüttsande bis Saale 3 - Vorschüttsande (S2n - S3v)
4.GWS	Saale II	Geschiebemergel (SII)
5.GWL	Saale 1	Nachschüttsande bis Saale 2 - Vorschüttsande (S1n - S2v)
5.GWS	Saale I	Geschiebemergel (SI)
6.GWL	Elster 2	Nachschüttsande bis Saale 1 - Vorschüttsande (E2n - S1v)
6.GWS	Elster II	Geschiebemergel (EII)
7.GWL	Elster 1	Nachschüttsande bis Elster 2 - Vorschüttsande (E1n - E2v)
7.GWS	Elster I	Geschiebemergel (EI)

Um die Daten möglichst unverändert übernehmen zu können, wird die neuere, von Manhenke et al. (1995) im Land Brandenburg eingeführte hydrogeologische Gliederung in Grundwasserleiterkomplexe (GWLK) nicht verwendet. Aus den älteren Lithofazieskarten Quartär 1: 50 000 (LKQ50) lassen sich die Mächtigkeiten der Stauer (GWS) ableiten.

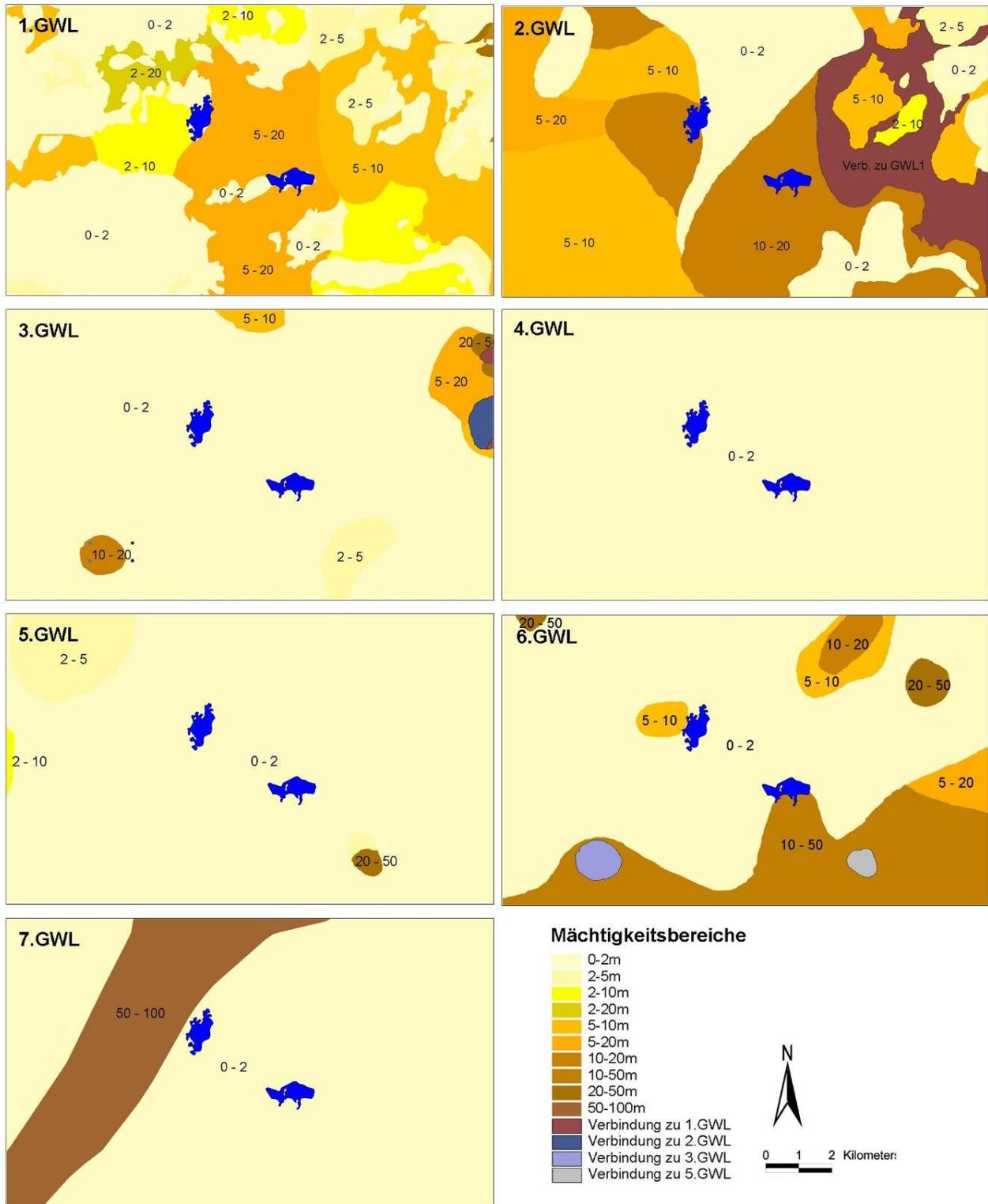


Abbildung 30 - Mächtigkeitsbereiche der quartären Grundwasserleiter im Untersuchungsgebiet (Datenbasis: HYKA50; ZGI, 1984) und die Lage von Briesensee und Redernswalder See

Im Untersuchungsgebiet sind vor allem der 1.GWL und der 2.GWL verbreitet (Abbildung 30). Der 1.GWL ist im Untersuchungsgebiet bis zu 20 m mächtig. Im Nordwesten und Südwesten ist er nicht vorhanden oder geringmächtig, ebenso westlich des Redernswalder Sees. Der 2.GWL hat eine Mächtigkeit bis zu 20 m, im Osten ist er teilweise mit dem 1.GWL verbunden. Der 3.GWL und der 5.GWL sind nur lokal vorhanden. Der 4.GWL wird im Untersuchungsgebiet nicht angetroffen. Der 6.GWL ist südlich des Redernswalder Sees mit einer Mächtigkeit bis 50 m ausgeprägt. Der 7.GWL ist in Form einer vom Briesensee südwestlich verlaufenden glazialen Rinne vorhanden.

Die HYKA50 gibt für die GWL Wertebereiche für die Mächtigkeiten, die hydraulische Leitfähigkeit und den entwässerbaren Porenraum an. Für das hydrogeologische Modell werden die Klassenmitten (Tabelle AIV - 19, Tabelle AIV - 20) angenommen. Die Mächtigkeiten der Stauer ergeben sich aus den Isohypsen der Lithofazieskarten abzüglich der Mächtigkeiten der Grundwasserleiter.

Die äußeren Randbedingungen und damit die Ausdehnung des Modellgebietes werden anhand von Gewässerlinien der TK10 und den Angaben der HYKA50 festgelegt (Abbildung 31). Der südliche und südwestliche Rand des Modellgebietes wird durch die Welse beziehungsweise durch die Uferlinien der von ihr durchflossenen Seen definiert. Der südöstliche Rand wird ebenfalls durch die Welse abgegrenzt, der nordöstliche Rand durch die Sernitz. Im Osten wird die in ihrem Verlauf als stabil angenommenen 40 m-Isohypse der HYKA50 als Randbedingung eingesetzt. Im Norden und nördlichen Westen bilden Hauptgrundwasserscheiden die Grenze.

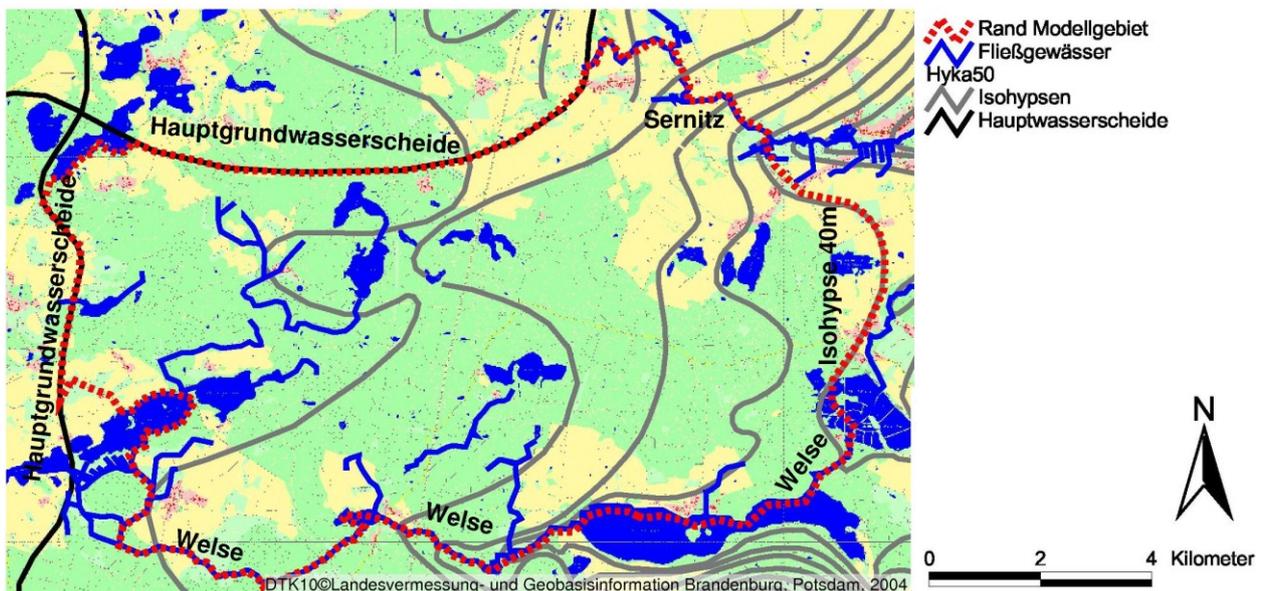


Abbildung 31 - Abgrenzung des Modellgebietes im Untersuchungsgebiet nach HYKA50 (ZGI, 1984) und TK10 (GEOBASIS-BB, 2004)

Flächenhafte Informationen der Grundwasserhöhen im Modellgebiet sind durch die Hydro-Isohypsenkarte der HYKA50 (Stand 1983) gegeben. Unter der Annahme dass die Seewasserstände den Grundwasserständen entsprechen, lässt sich aus Seewasserständen der TK10 (Stand 1994) ebenfalls eine Grundwasseroberfläche interpolieren (Abbildung 32). In vielen Bereichen stimmen die beiden Karten in Grundwasserhöhen und -gradienten überein. Eine Bewertung der

Güte beider Karten ist schwierig, da die eigentliche Datengrundlage nicht zu klären ist. Für die Erstellung der Hydro-Isohypsenkarte der HYKA50 wurden neben vorhandenen Grundwasserständen aus Stichtags- und Langzeitbeobachtungen auch Seewasserstände aus topographischen Karten genutzt (Voigt, 1987). Die Angaben der Seewasserstände der TK10 (Stand 1994) scheinen wiederum nicht auf einem homogenen, aktuellen Stand zu sein, denn einige Seen besitzen trotz beobachteter Wasserstandsänderungen die gleichen Höhenangaben wie ältere topografische Karten.

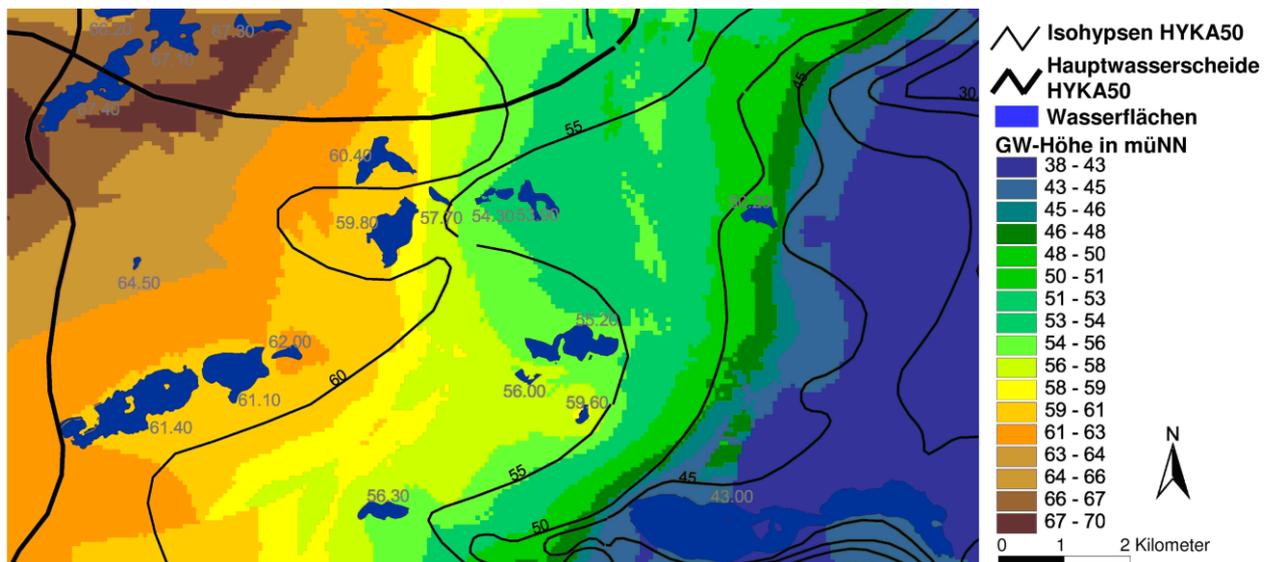


Abbildung 32 - 5-Meter-Isohypsen und Hauptwasserscheiden (fett) der HYKA50 und Interpolation der Grundwasserhöhen aus Seewasserständen (farbig)

### 3.7 Daten für die Kalibrierung und Validierung

Für die Kalibrierung von Vegetationsparametern können Interzeptions- und Stammabflussmessungen eingesetzt werden. Innerhalb des NEWAL-NET-Projektes wurden durch das Waldkunde-Institut Eberswalde im Untersuchungsgebiet und Umgebung Bestandes- und Stammabflussmessungen in verschiedenen Waldbeständen durchgeführt. Mehrjährige Bodenwasserhalts- und Saugspannungsganglinien des Standortes Beerenbusch des LEVEL-II-Monitoringprogramms (Schindler et al., 2008) nordwestlich des Untersuchungsgebietes liefern Informationen der Wasserdynamik im Boden. Aus den Tiefenversickerungsraten der Lysimeterstation Britz südlich des Untersuchungsgebietes lassen sich für Kiefern- und Buchenbestände die Sickerwasserspense und die Grundwasserneubildung ableiten. Um die Parametrisierung der Vegetation ohne die Einflüsse der Heterogenität des Bodens, der Lage und des Klimas im Untersuchungsgebiet anpassen und prüfen zu können, werden die Vegetationstypen einzeln in einem Säulenmodell getestet. Der berechnete Wasserhaushalt der Vegetationstypen wird untereinander und mit den vorhandenen Daten ähnlicher Standorte verglichen.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes gibt es mehrere Grund- und Seewasserstandsmessstellen des Biosphärenreservates, des Landesumweltamtes und innerhalb dieses Projektes durch das ZALF installierte Messstellen (Abbildung 33).



Abbildung 33 - Lage der Grund- und Seewasserstandmessstellen im Untersuchungsgebiet

Tabelle 11 - Fließgewässerpegel, Grund- und Seewasserstandmessstellen im Untersuchungsgebiet und ihre Eckdaten; Betreiber: Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin (BSC); Landesumweltamt Brandenburg (LUA); Leibniz-Zentrum für Agrarlandschaftsforschung (ZALF)

Messstelle	Betreiber	Zeitliche Auflösung	Start der Messreihe	Bemerkung
Pegel Mellensee; Welse	BSC	1 Monat	1998	gemessen: Wasserstand in rückgestauten Moor
Pegel Görlsdorf; Welse	LUA	1 Monat	1965	Fehljahre:1973-1978; 1982
Pegel Greiffenberg; Sernitz	LUA	1 Monat	1979	Daten bis 1990
GW_Goerlsdorf	BSC	1 Monat	6.1995	
GW-Brie_1	ZALF	2 Wochen	3.2006	
GW-Brie_2	ZALF	2 Wochen	5.2006	
GW-Brie_3	ZALF	1 Stunde	5.2006	
GW-Brie_4	ZALF	1 Stunde	4.2006	
GW-Brie_5	ZALF	1 Stunde	5.2006	
GW-Brie_6	ZALF	1 Stunde	5.2006	
GW-Heil_1	ZALF	2 Wochen	6.2006	
GW-Heil_2	ZALF	2 Wochen	1.2007	
GW-Heil_3	ZALF	2 Wochen	1.2007	
GW-Peetzig	LUA	1 Monat	5.1954	
GW-Poratz	LUA	1 Monat	11.1968	
GW-Red_1	ZALF	1 Stunde	3.2006	
GW-Red_2	ZALF	1 Stunde	3.2006	
GW-Red_3	ZALF	1 Stunde	3.2006	
GW-Red_4	ZALF	1 Stunde	3.2006	
GW-Red_5	ZALF	1 Stunde	3.2006	
GW-Red_6	ZALF	2 Wochen	4.2006	oft trocken
GW-Wolletz	LUA	1 Monat	11.1979	
See-Behlensee	BSC	1 Monat	8.2000	trockengefallen
See-Briesensee	BSC	1 Monat	1.1976	Lücke: 10.1990 - 12.1993
See-Briesensee WS	ZALF	1 Stunde	2.2006	
See-Heilsee_WS	ZALF	1 Stunde	4.2006	
See-Kie(h)nsee	BSC	1 Monat	8.1996	
See-Klarer See	BSC	1 Monat	8.2000	
See-Laagensee	BSC	1 Monat	1.1976	Lücke: 6.1991 - 12.1993
See-Liptowsee	BSC	1 Monat	11.1996	Keine absolute Höhe
See-Redernswalder See	BSC	1 Monat	1.1976	Lücke: 12.1984 - 12.1994
See-Redernswalder_See_WS	ZALF	1 Stunde	2.2006	
See-Warnitzsee	BSC	1 Monat	1.1976	Lücke: 6.1991 - 12.1993

Länge und zeitliche Auflösung der Zeitreihen sind unterschiedlich (Tabelle 11). Einige Zeitreihen der Seewasserstände besitzen mehrjährige Datenlücken Anfang der 1990er Jahre, andere Seepegel sind trocken gefallen. Die innerhalb dieser Arbeit installierten Pegel sowie die vorhandenen Lattenpegel des Briesensees und des Redernswalder Sees wurden mit mehreren Festpunkten auf eine Bezugshöhe nivelliert, dabei waren der Nullpunkt des Lattenpegels Briesensee um 0,95 m, der des Redernswalder Sees um 0,81 m nach unten zu korrigieren.

Die maximale Amplitude der Messreihe des Redernswalder Sees von ca. 4 m zwischen den 1980er Jahren und den aktuellen Wasserständen steht in Widerspruch zu ufernahen 70 bis 90-jährigen Rotbuchen, die bei den Höchstwasserständen um ca. 0,6 m einige Monate überstaut gewesen wären. Vermutlich wurde bei der Neuinstallation des Lattenpegels im Jahr 1995 eine andere Bezugshöhe als die des vorherigen Pegels verwendet. Um eine plausiblere Zeitreihe zu erhalten, werden die Pegelhöhen im Zeitraum 1976 bis 1984 um einen Meter verringert. Der Wasserstand des Laagensees zeigt im Gegensatz zu den anderen Seen im Untersuchungsgebiet keinen abnehmenden Trend, schwingt aber nach der Datenlücke 1991 bis 1993 um einen anderen Mittelwert (Abbildung 34). Hier gab es wahrscheinlich ebenfalls eine Verschiebung der Bezugshöhe. Diese Unstimmigkeiten in den Zeitreihen durch längere Datenlücken und Umsetzen der Lattenpegel lassen vermuten, dass auch andere Zeitreihen der Lattenpegelmessungen nicht ganz konsistent vorliegen.

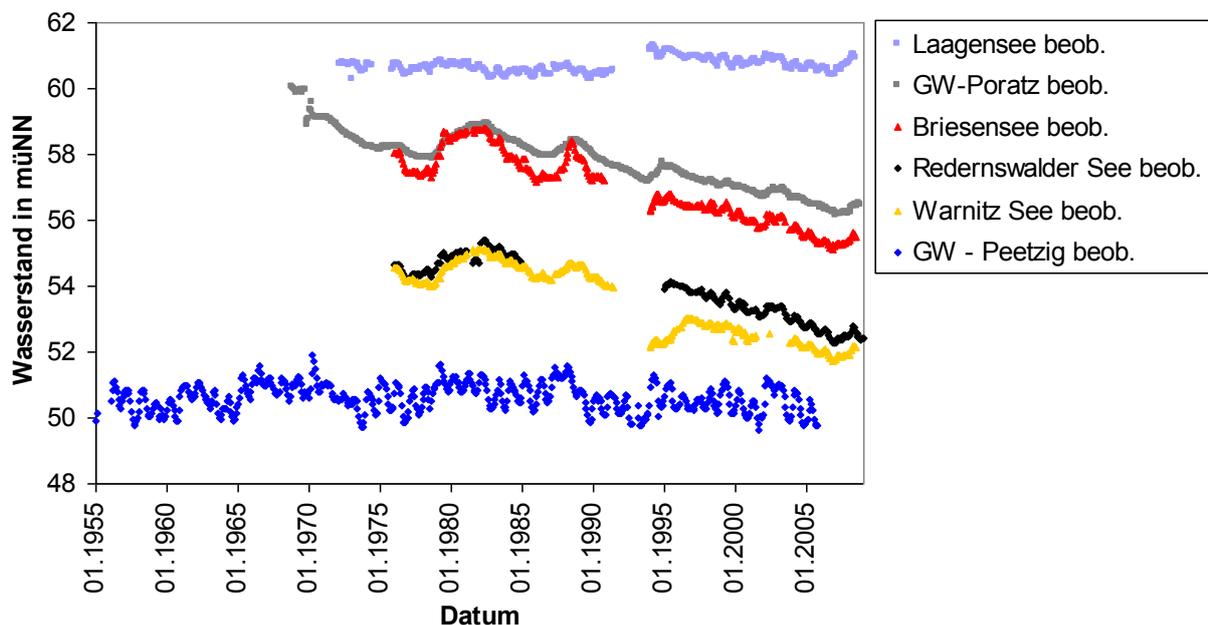


Abbildung 34 - Wasserstandsganglinien einiger Seen und Grundwassermessstellen innerhalb des Untersuchungsgebietes (Quelle: Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin; Landesumweltamt Brandenburg)

Der gesamte Datenbestand der Pegelmessungen wird für die Kalibrierung des Grundwassermodells eingesetzt. Eine Datenvorhaltung für eine spätere Validierung, zum Beispiel mit der Split-Sample-Methode nach Klemes (1986), erscheint nicht möglich, da sich die maximale Amplitude der Wasserstände über den gesamten Zeitraum erstreckt und diese maximale Amplitude für die Kalibrierung von großer Bedeutung ist.

Eine Validierung der modellierten Grundwasserneubildung im Modellgebiet ist nicht direkt möglich. Für die Validierung lassen sich jedoch die modellierten Gebietsabflüsse mit Abflussmessungen von Fließgewässern über den Rand des Modellgebietes vergleichen. Damit ergibt sich eine integrale Kontrolle der gesamten Modellierung von den klimatischen Eingangsdaten über die Vegetation, den Boden, zum Grundwasser bis zum Abfluss. Für die Welse stehen zwei Pegel zur Verfügung. Am Mellnsee wurde im Rahmen eines Wiedervernässungsprojektes (Gottwald et al., 2010) an einem Wehr der Wasserstand vor dem Wehr und die Höhe der Wehroberkante zwischen 1998–2008 gemessen. Der Pegel Görlsdorf liegt östlich vom Modellgebiet. Dort wird das Einzugsgebiet der Welse mit 203 km<sup>2</sup> angegeben. Die Sernitz hat ihr Quellgebiet nordöstlich des Modellgebietes. Daten stehen für den Pegel Greiffenberg östlich des Modellgebietes zur Verfügung. Innerhalb einer Wiedervernässungsstudie (Dannowski et al., 1996) wurden zusätzliche Stichtagsmessungen im Oberlauf sowie eine Ganglinienseparation am Pegel Greiffenberg durchgeführt, bei der ein vergleichsweise hoher Gebietsabfluss mit großem Basisabflussanteil festgestellt wurde, der vor allem durch ein Quellmoor vor dem Pegel Greiffenberg gespeist wird. Die modellierten Abflussdaten lassen sich weiterhin mit anderen modellierten Abflussdaten vergleichen. Flächendetailliert stehen für ganz Brandenburg mit dem Wasserhaushaltsmodell ABIMO modellierte mittlere Wasserhaushaltsdaten für den Zeitraum 1976–2005 bereit (LUA, 2009b).

### **3.8 Modellszenarien**

Um die Einflüsse von Veränderungen der hydroklimatischen Randbedingungen und des Waldzustandes auf den Wasserhaushalt separieren zu können, wird für die Modellierung des Wasserhaushaltes mit WaSiM-ETH von 1951 bis 2007 neben den beobachteten meteorologischen Daten über den gesamten Zeitraum der in DSW2006 beschriebene Waldzustand eingesetzt (DSW2006). Somit bleibt in diesem Lauf der Waldzustand unverändert und nur die Änderungen in den hydroklimatischen Randbedingungen verändern den Wasserhaushalt. Der zweite Lauf erfolgt unter der Annahme, dass sich die Altersstruktur des Waldes veränderte. Hierfür wird das Bestandesalter in 10-Jahresscheiben basierend auf dem DSW2006 rekonstruiert (Altersstruktur dynamisch). Als drittes Waldänderungsszenario wird zusätzlich zur dynamischen Altersstruktur eine geringere Vergrasung der Nadelwälder vor 1981 angenommen (Vergrasungseffekt). Die Szenarien mit den Veränderungen im Wald lassen sich mit dem DSW2006-Szenario vergleichen und damit der Einfluss der Veränderung des Waldes auf den Wasserhaushalt ableiten.

Die Jahre 1951 bis 1954 werden zum Einschwingen von WaSiM-ETH genutzt. Für die Betrachtung der zeitlichen Entwicklung des Wasserhaushaltes werden ab dem Jahr 1958 10-Jahres-Bilanzzeiträume gebildet. Bezugspunkt ist hierbei der Wechsel vom beobachteten Zeitraum zum Zukunftsszenario 2007/2008 (Abbildung 35). Für die Modellläufe mit FEFLOW werden die Jahre 1955 bis 1964 zur Einstellung der Wasserstände genutzt, um den Einfluss der Anfangsbedingungen zu verringern.

Um den Einfluss möglicher zukünftiger Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt separiert betrachten zu können, wird mit gleichbleibendem Waldzustand Stand 2006 gerechnet

(DSW2006). Ebenso werden die zwei Zukunfts-Waldentwicklungsszenarien (Jenssen, 2009b) „Fortschreibung DSW“ und „klimaplastisch optimiert“ mit den zwei Klimaänderungsszenarien kombiniert. Somit ergeben sich sechs Zukunftsszenarien, bei denen sich die Einflüsse unterschiedlicher klimatischer Randbedingungen und der sich ändernden Waldvegetation getrennt voneinander betrachten lassen (Abbildung 35).

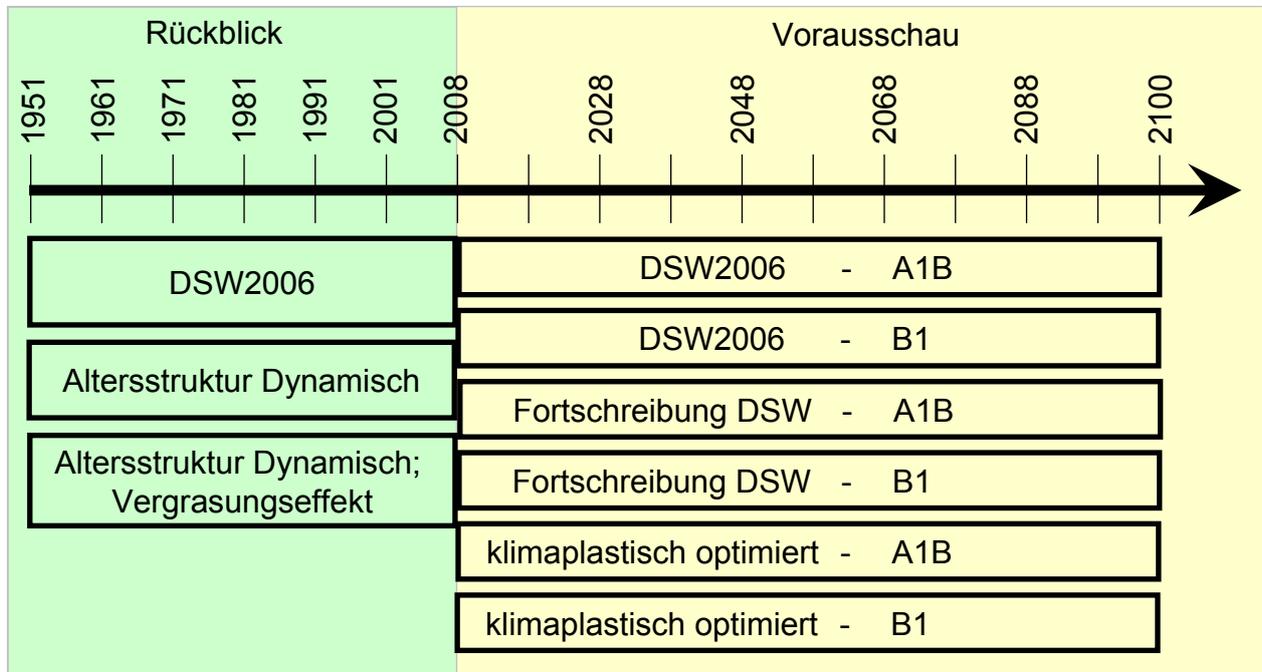


Abbildung 35 - Modellläufe: Drei Läufe 1951–2007 und sechs Läufe 2008–2100 mit DSW2006; Fortschreibung DSW und klimaplastisch optimierter Waldentwicklung in Kombination mit den REMO Klimaszenarien A1B & B1

## 4 Modellaufbau und -test

### 4.1 WaSiM-ETH

Während dieser Arbeit wurde WaSiM-ETH durch seine Entwickler weiterentwickelt, sodass im Laufe der Bearbeitung verschiedene WaSiM-ETH-Versionen zum Einsatz kamen. Die präsentierten Ergebnisse wurden einheitlich mit der WaSiM-ETH - Richards-Version 8.04.00 gerechnet. Für die Lösung des Wasserflusses in der ungesättigten Zone wird das Richards-Modell eingesetzt. Das Grundwassermodell wird als Zwei-Schichtmodell parametrisiert, wobei die obere Schicht aus den 1. und 2. GWL des hydrogeologischen Modells gebildet wurde. Die 2. Schicht ist ein konzeptioneller Ersatzgrundwasserleiter, der auf einer Zusammenfassung der tieferen GWL basiert. Die zeitliche Auflösung des Modells ist 1 Tag, da die meteorologischen Reihen in dieser Auflösung vorliegen. Das Modul für die Berechnung der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone besitzt eine interne Zeitschrittsteuerung, die es ermöglicht die Zeitschritte zugunsten einer besseren numerischen Stabilität zu verkleinern. Die räumliche horizontale Auflösung beträgt 100 m in einem gleichmäßigen Gitternetz.

Für die Parametrisierung der Vegetation wurden die Vegetationstypen einzeln in einem 1D-Modell getestet. Berechnet werden hierfür Wasserhaushaltsgrößen der Jahre 1995 bis 1999, da für diesen Zeitraum die Datenlage für Vergleiche am besten war. Die modellierten Ergebnisse (Abbildung 36) sind plausibel und liegen in den von Müller (2002b) mitgeteilten Bereichen, siehe Tabelle 2.

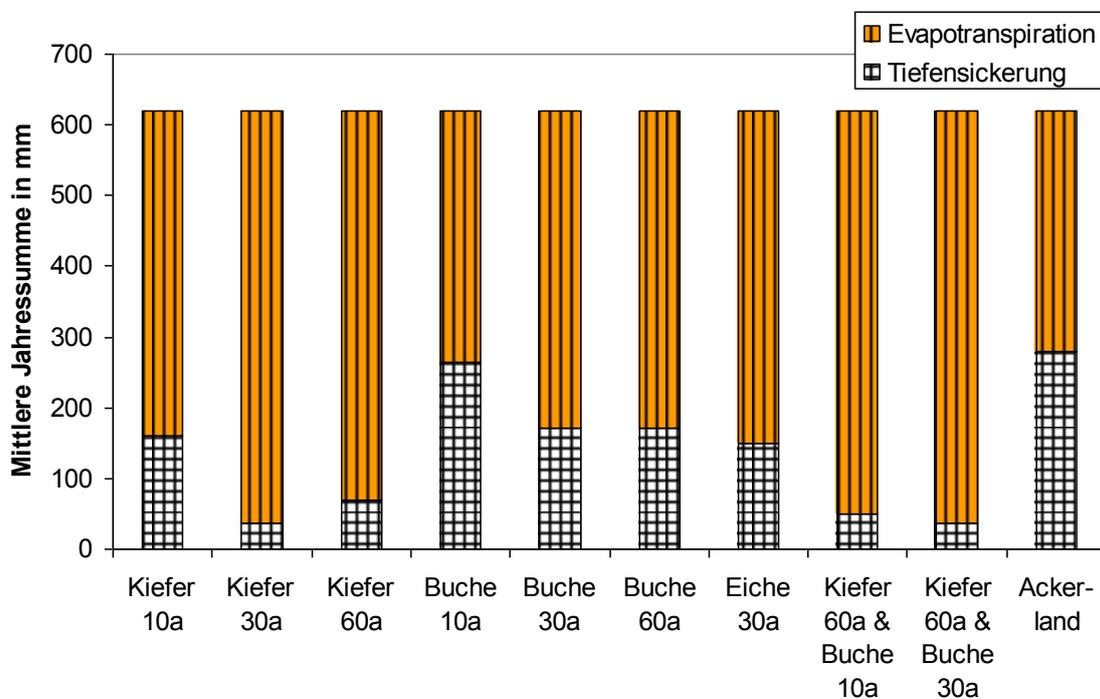


Abbildung 36 - Modellierter Evapotranspiration und Tiefensickerung verschiedener Vegetationstypen verschiedenen Alters auf einem grundwasserfernen, mittel- bis grobsandigen Standort; mittlerer Niederschlag  $619 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ; Mittelwerte 1995–2000

Bei der Betrachtung des mittleren Jahresganges der Evapotranspiration steigt, phänologisch durch die Blattentwicklung bedingt, die der Buche später als die der Kiefer (Abbildung 37). Am Jahresanfang ist die Evapotranspiration der 30-jährigen Kiefer am höchsten. Bei niedrigen Niederschlägen wird der Bodenwasservorrat aufgebraucht, und von Juni bis August sinkt die Evapotranspiration dieses Bestandes unter das Niveau der 60-jährigen Kiefer. Für eine Ackernutzung ist dieser mittel- bis grobsandige Standort durch die geringe Wasserhaltekapazität des Bodens im durchwurzelten Bereich eher ungeeignet und deshalb die Evapotranspiration vergleichsweise gering.

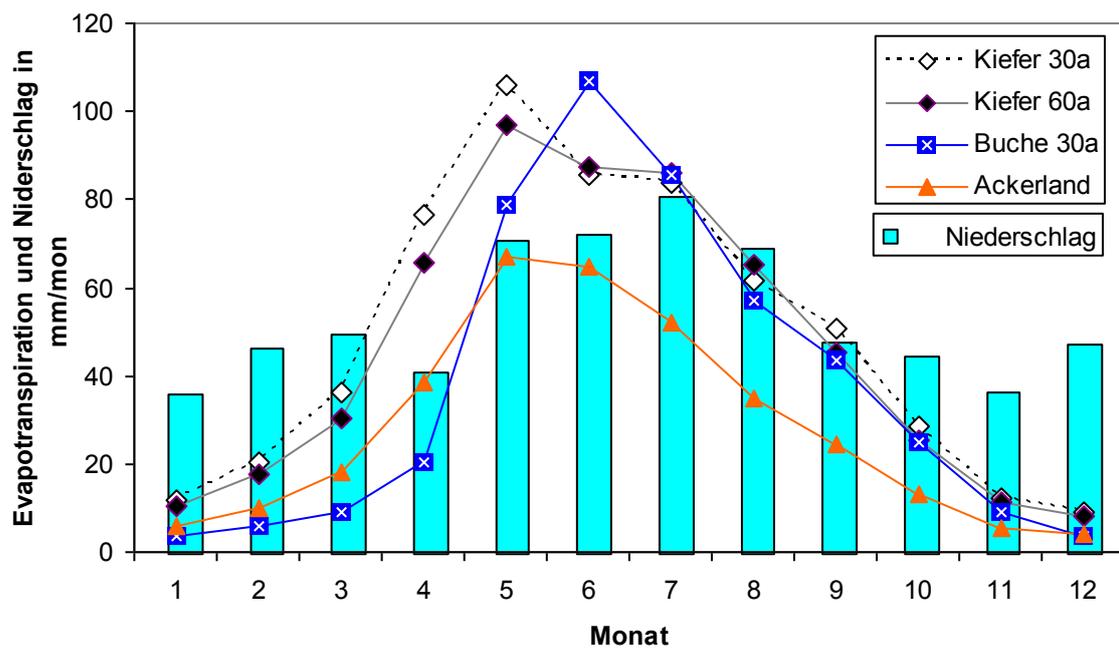


Abbildung 37 - Modellierter Jahresgänge der Evapotranspiration verschiedener Vegetationstypen und des Niederschlags auf einem grundwasserfernen mittel- bis grobsandigen Standort (Mittelwerte 1995–1999)

Modellierte Bestandesniederschläge wurden mit beobachteten Daten (durchtropfender Niederschlag plus Stammabfluss) von Dr. M. Jenssen vom Waldkunde Institut Eberswalde verglichen und die Interzeptionsspeicher im Modell angepasst. Beobachtete und modellierte Werte lassen sich gut als lineare Funktionen darstellen (Abbildung 38). Stammabfluss wird in WaSiM-ETH nicht explizit modelliert, kann aber durch die Parametrisierung der Interzeption berücksichtigt werden. Für die Waldvegetation konnten so gute Übereinstimmungen zwischen beobachteten und modellierten Werten erreicht werden.

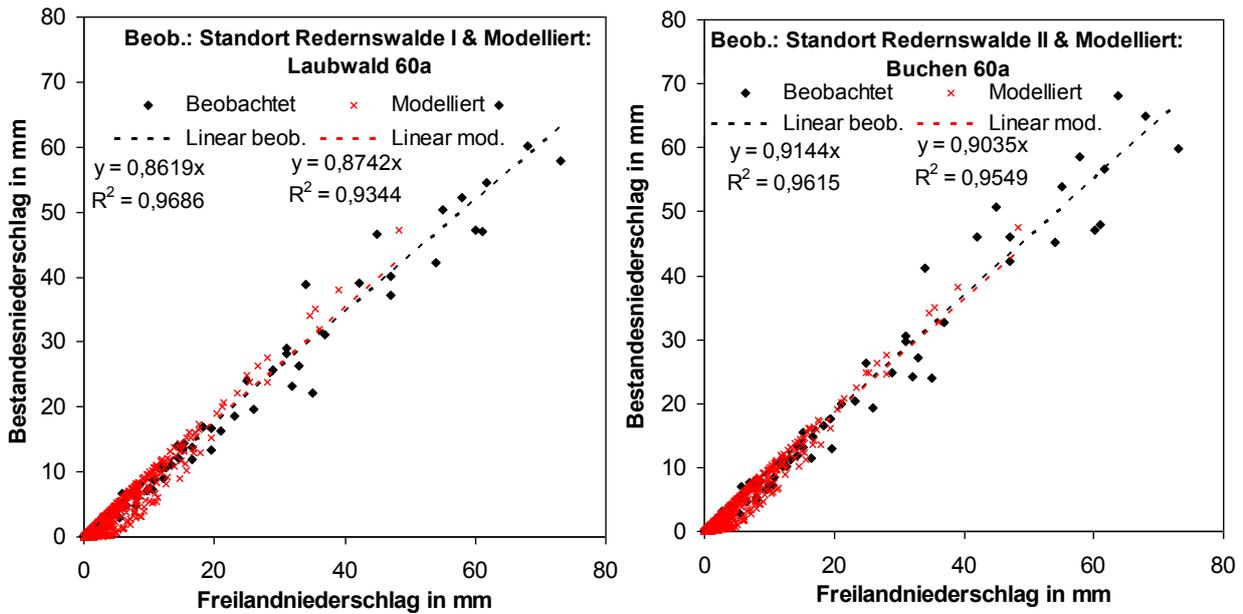


Abbildung 38 - Beziehung zwischen Bestandesniederschlag und Freilandniederschlag für beobachtete Werte (2006–2008; schwarz) und modellierte Tageswerte (1995–1999; rot) für den Standort Redernswalde I Laubwald 60a (links) und Redernswalde II Buchen 60a (rechts) (gemessene Daten: Jenssen, 2009a)

Der Vergleich der modellierten mit der gemessenen Bodenfeuchte eines 60- bis 80-jährigen Buchenbestandes (LEVEL-II-Standort Beerenbusch; Schindler et al., 2008) zeigt eine gute Abbildung des Jahresgangs (Abbildung 39). Die beobachteten Tagesspitzen bei starken Niederschlagsereignissen werden im Modell nicht erreicht. Vergleiche zeigen aber, dass die Jahressummen der Tiefenversickerung in 5 m Tiefe dadurch nicht mehr beeinflusst werden.

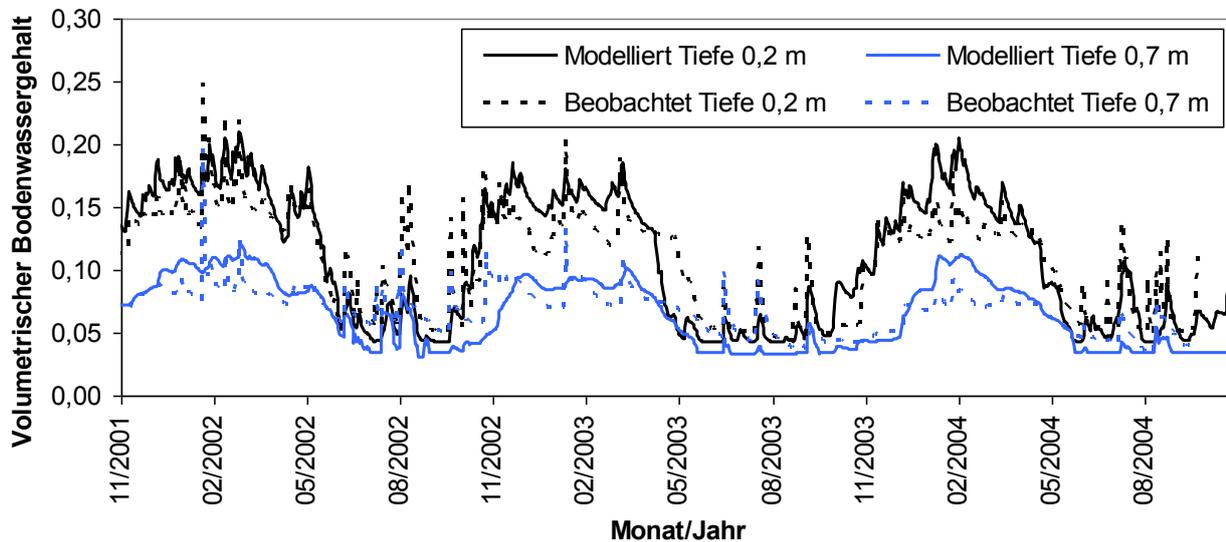


Abbildung 39 - Beobachteter und modellierter Verlauf des Bodenwassergehaltes in zwei Tiefen eines Buchenstandortes (gemessene Daten: Schindler et al., 2008)

Für Kiefern und Buchen, die im Modellgebiet die häufigsten Baumarten darstellen, konnten modellierte Tiefenversickerungen mit beobachteten sechsjährigen Reihen der Lysimeterstation Britz des vTI verglichen werden (Abbildung 40). Die beobachteten Unterschiede zwischen Kiefern- und Buchenstandorten konnten im Modell gut wiedergegeben werden. Unterschiede zwischen modellierter und beobachteter Tiefenversickerung finden sich vor allem bei der Kiefer

in trockenen Jahren. Während der gemessene Abfluss hier Null beträgt, fließen im Modell immer geringe Mengen, die sich auch nicht bei einer Veränderung der Bodenparameter stoppen ließen. Ähnliche Ergebnisse der Modellanpassung mit dem Modell MIKE-SHE bei gleicher beobachteter Datengrundlage finden sich in Fröhlich et al. (2008). Auch dort wird ebenfalls die modellierte Tiefenversickerung der Kiefer überschätzt.

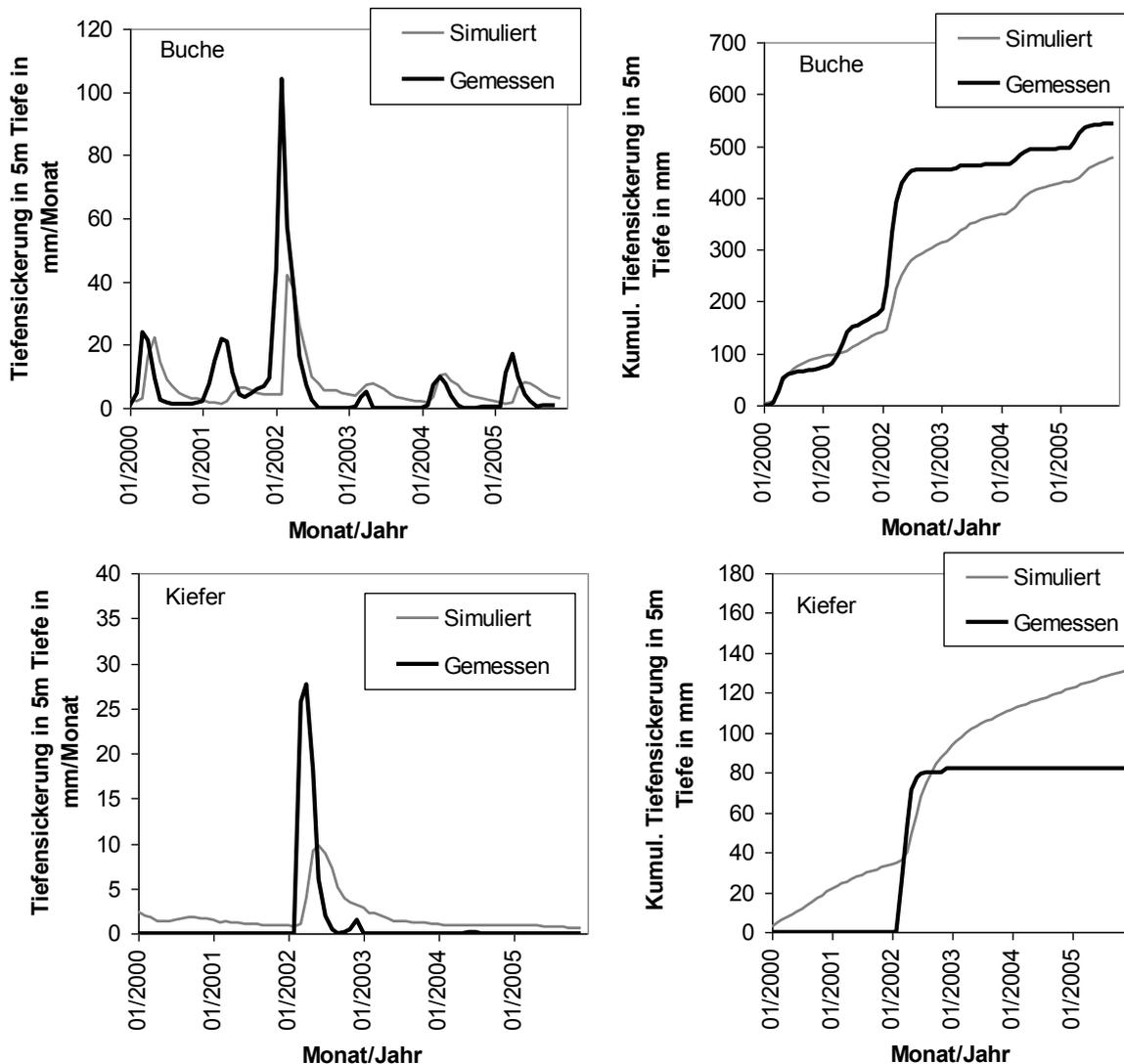


Abbildung 40 - Gemessene und modellierte Tiefenversickerung für Buchen und Kiefernstandorte der Lysimeterstation Britz (Links: Monatssummen; rechts: kumulativ; gemessene Daten: Müller, 2008)

Bei Nutzung der Defaultparameter in WaSiM-ETH für die Evaporation von Wasserflächen ergab sich im Vergleich zum langjährigen Mittelwert der mit Penman berechneten Evaporation in Brust (2007) eine Überschätzung um mehrere hundert Millimeter pro Jahr. Durch Anpassung der Parameter für die Seewasserevaporation konnte die Abweichung auf wenige Millimeter reduziert werden. Diese Anpassung erscheint als ausreichend genau, da Winter (1981) einen Bilanzfehler um 10% bei der Berechnung der Seewasserevaporation angibt. Die in der Modellierung eingesetzten Parameter finden sich in Tabelle AV – 23.

Für die Berechnung und Übergabe der Grundwasserneubildung von WaSiM-ETH an das Grundwasserströmungsmodell FEFLOW werden sich hydrologisch gleichartig verhaltende

Flächen zu Hydrotopen zusammengefasst. Die Kriterien für das Zusammenfassen sind gleiche Landnutzung, Boden und Niederschlagszonen. Damit ergeben sich im Modellgebiet mehr als 100 Hydrotopotypen in Abhängigkeit von dem verwendeten Landnutzungsszenario.

Eine weitere wichtige Größe, die auf die Höhe der Grundwasserneubildung wirken kann, ist der Grundwasserflurabstand. Da dieser eine dynamische Größe ist und die Hydrotope im Voraus festgelegt wurden, konnte der Grundwasserflurabstand nicht explizit bei der Hydrotopbildung beachtet werden. Jedoch sind die Landnutzung und der Boden oft abhängig vom Grundwasserflurabstand. Dadurch ergibt sich in den erstellten Hydrotopen eine a-priori-Gruppierung der Grundwasserflurabstände, die sich auch in einer nachträglichen Kontrolle der Verteilung der Grundwasserflurabstände in den Hydrotopen zeigte.

Die Berechnung der Grundwasserneubildung für die Hydrotope ergibt sich aus:

$$GWN = P - ET - \Delta S_{Bod} - \Delta S_{Int} \quad (6)$$

mit

GWN - Grundwasserneubildung in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

P - Niederschlag in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

ET - Evapotranspiration in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

$\Delta S_{Bod}$  - Speicheränderung in der ungesättigten Bodenzone in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

$\Delta S_{Int}$  - Änderung im Interzeptionsspeicher in  $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$

Die Berechnung der Grundwasserneubildung aus den Ausgabedaten von WaSiM-ETH wird über ein von Radmila Natkhina erstelltes VBA-Makro in Microsoft Access durchgeführt. Hierbei werden auch die Tageswerte zu Monatswerten aggregiert und in ein von FEFLOW importierbares Format konvertiert.

## **4.2 FEFLOW**

### **4.2.1 Aufbau des Modells**

Der Aufbau des hydrogeologischen Modells in FEFLOW erfolgte innerhalb des NEWAL-NET-Projektes am ZALF durch Dipl.-Geol. D. Hoffmann unter Betreuung von Dr. R. Dannowski. Die Schichtung des numerischen Grundwasserströmungsmodells basiert dabei auf der Schichtung in den hydrogeologischen Kartenwerken und wurde den hydrogeologischen Bedingungen vor Ort und den Zielen der Modellierung der Wasserstände der GWLE angepasst (Tabelle 12). Schicht 2 ist eine geringmächtige fiktive Schicht mit den Leitfähigkeitsparametern von Schicht 1 und wurde eingeführt, um die Seen als Wasserkörper in das Grundwassermodell einbinden zu können. Der 5.GWL wird aufgrund seiner geringen Verbreitung und Verbindung zum 6.GWL mit diesem zusammengefasst.

**Tabelle 12 - Schichten des numerischen Modells (GWL: Grundwasserleiter; GWS: Grundwasserstauer)**

Schicht des numerischen Modells	GWL/GWS nach HYKA50
1.	1.GWL / 1. GWS
2.	1.GWL / 1. GWS Zwischenschicht
3.	2.GWL
4.	2.GWS
5.	3.GWL
6.	4.GWS
7.	5.GWS
8.	6.GWL
9.	6.GWS
10.	7.GWL

Für die horizontale Diskretisierung (Triangulation) wird ein automatisches Verfahren von FEFLOW eingesetzt, welches sich an manuell ausgewählten topographischen „Supermesh“-Strukturen wie Seen, Gräben oder auch Straßen orientiert. Damit wurden 22017 Prismen pro Schicht generiert. Die extrem hohe Prismendichte zum Beispiel im Redernswalder See erwies sich im Nachhinein als nicht erforderlich, wurde aber aus pragmatischen Gründen beibehalten.

Bei den äußeren Randbedingungen werden die Fließgewässer als Randbedingung 3. Art definiert, die Seen und die 40 m-Isohypse als Randbedingung 1. Art. Die Wasserscheiden fungieren als dichter Gebietsrand (Randbedingung 2. Art). Die unterste Schicht (7.GWL) hat im Modell keinen hydraulischen Austausch nach unten mit den tertiären Bildungen.

#### 4.2.2 Modellkalibrierung und -test

Für die Kalibrierung und den Modelltest des Grundwassermodells wurde als obere Randbedingung die mit der dynamischen Altersstruktur und dem Vergrasungseffekt modellierte Grundwasserneubildung von 1955–2007 eingesetzt. Dieses Modellszenario scheint nach dem Wissensstand das der Realität nächste zu sein. Obwohl die beobachteten Wasserstandsreihen erst ab den 1970er Jahren vorhanden sind, wird das Modell 1955 gestartet. Dies hat den Vorteil, dass der Einfluss der unsicheren Anfangsbedingungen gering ist und die modellierten Wasserstände sich durch die vorherige Grundwasserneubildung einstellen.

Als numerisches Lösungsverfahren wird das Predictor-corrector Scheme mit dem Forward Adams-Bashforth/Backward Trapezoid (AB/TR) Algorithmus (Diersch, 2009) eingesetzt, da es im Vergleich zu den anderen Verfahren bei Testläufen für dieses Modellgebiet numerisch am stabilsten lief. Tests mit dem Lösungsverfahren Aggressive Target-based Strategies erschienen für dieses Modellgebiet numerisch instabiler. Jeder Monatsanfang wird von der automatischen Zeitschrittsteuerung angesteuert, um die Werte der monatlichen Grundwasserneubildung zu aktualisieren. Die Zeitschrittweite ist innerhalb eines Monats variabel. Als Konvergenzkriterium für den Abbruch der Iteration wird das Verfahren Euclidian L2 Integral (RMS) norm eingesetzt, die Fehlertoleranz entspricht dem empfohlenen Wert  $10^{-3}$ .

Für die Modellierung der freien Wasseroberfläche lassen sich den Schichtgrenzen (Slices) in FEFLOW Eigenschaften zuweisen (Diersch, 2009). Im Modell wurde die oberste Schichtgrenze (Slice 1) als freibeweglich festgelegt (free & movable), somit entspricht sie der jeweils errechneten Grundwasseroberfläche. Die Eigenschaften der folgenden Schichtgrenzen (Slice 2 bis 10) werden modellintern festgelegt (unspecified), und die unterste Schichtgrenze (Slice 11) besitzt unveränderliche Lageeigenschaften (fixed). Diese Kombination zeigte im Modelltest das plausibelste Verhalten bezüglich der Wasserstandsdynamik.

Um die modellierten Wasserstände den beobachteten Wasserständen und der HYKA50 anzupassen, wird ausgehend vom Briesensee Richtung Osten die Transmissivität angehoben, um den Grundwasserfluss vom Briesensee aus dem Modellgebiet in Richtung Sernitz zu erhöhen. Nachdem die Erhöhung der Leitfähigkeit und Mächtigkeit des 1.GWL von der Klassenmitte auf die Klassenmaxima nur geringen Einfluss hatte, wurde in folgenden Schritten die Leitfähigkeit bis auf  $10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  und die Mächtigkeit des 1. GWL um ca. 20 m erhöht. Die Ausmaße des angepassten Bereiches ergeben sich aus Leitfähigkeiten und Mächtigkeiten des 1.GWL (Abbildung 41). Weiterhin wurde die Modellgrenze im Westen in östliche Richtung verschoben (Abbildung 41). Ziel war es, das Grundwasserneubildungsgebiet zu verkleinern und somit auch den Grundwasserzustrom zu verringern. Die neue Modellgrenze orientiert sich dabei an der oberirdischen Wasserscheide nach der TK10 mit der Annahme, dass hier auch durch den Höhenzug eine gewisse geohydraulische Abgrenzung erfolgt. Durch diese Maßnahme konnte der Wasserstand des Briesensees weiter abgesenkt und eine bessere überjährige Dynamik modelliert werden.

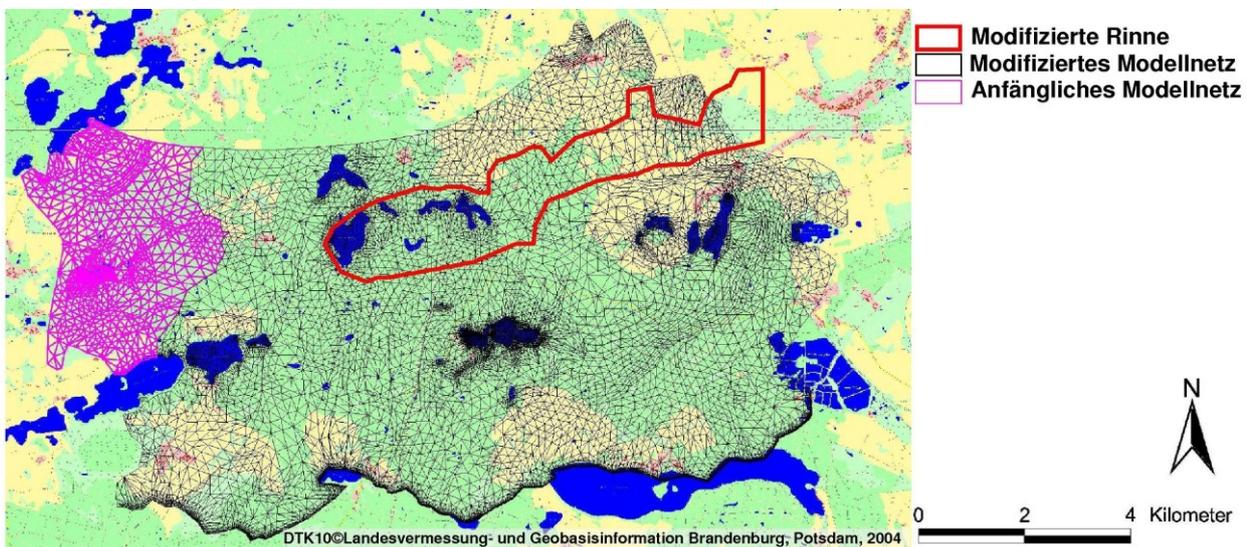


Abbildung 41 - Verkleinerung des Modellgebietes; Lage der Rinne mit angepasster, erhöhter Transmissivität

Weitere Modifikationen der Leitfähigkeiten und Mächtigkeiten, um die Differenzen zu den beobachteten Wasserständen weiter zu verringern, führten bei Beachtung der möglichen, realistischen Wertebereiche zu keinen wesentlichen Verbesserungen im Bereich des Briesensees und der westlich gelegenen Grundwassermessstellen. Durch Wechselwirkungen wurden dann der Redernswalder See oder die überjährige Dynamik negativ beeinflusst, sodass die Kalibrierung in diese Richtung nicht weiter verfolgt wurde.

Das modifizierte, nun teilweise konzeptionelle Grundwassermodell zeigt im Vergleich zum unkalibrierten Modell eine deutlich verbesserte Anpassung an die Hydro-Isohypsenskarte der HYKA50 (Abbildung 42).

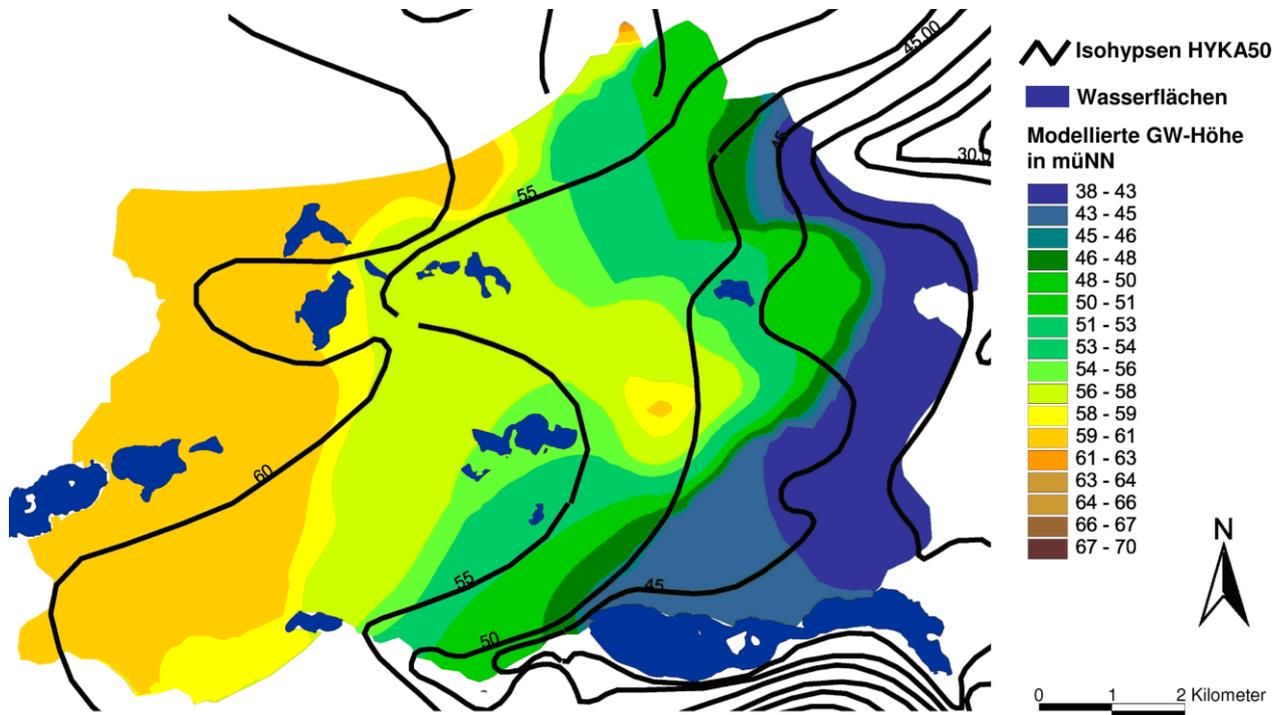


Abbildung 42 - Modellierte Grundwasserhöhen für den Januar 1983 (farbig) und Isohypsen der HYKA50

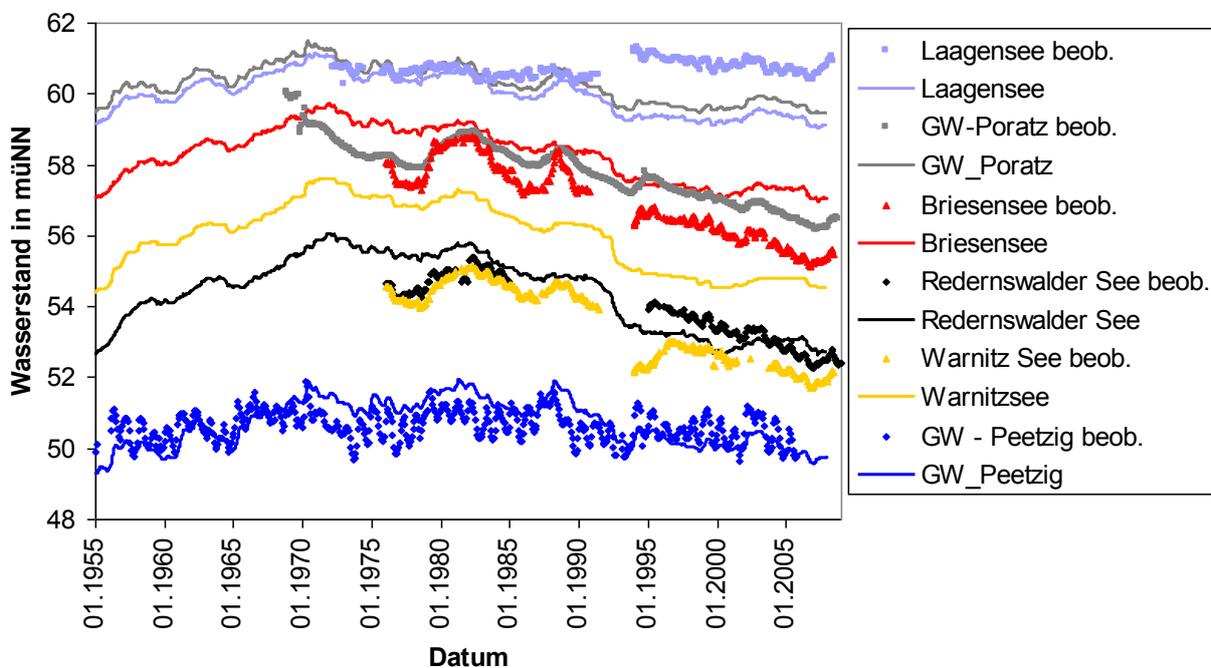


Abbildung 43 - Modellierte und beobachtete Pegelganglinien von Seen und Grundwassermessstellen

Die Wasserstandsentwicklung des Laagensees unterscheidet sich von den anderen beobachteten Seen durch ihre überjährlich stabilen Wasserstände (Abbildung 43). Die modellierte Wasserstandsentwicklung ähnelt im Verlauf denen der anderen Seen und der Grundwassermessstelle

Poratz. Woher das abweichende Verhalten des Laagensees kommt, ist aus den vorhandenen hydrogeologischen Karten nicht erkennbar. Für eine weitere Analyse der Situation wären detaillierte Untersuchungen vor Ort zur Hydrogeologie nötig.

Der Wasserstand der Grundwassermessstelle Poratz liegt modelliert ca. 2 m über dem beobachteten. Der gemessene Wasserstand der Grundwassermessstelle Poratz liegt 0 m bis 0,5 m über dem des Briesensees. Auch im überjährigen Verlauf ähneln sich diese Messstellen. Modelliert liegt der Wasserstand der Grundwassermessstelle Poratz eher in der Höhe des Laagensees.

Die modellierten Wasserstände des Briesensees liegen im Mittel über den beobachteten. Bei den Höchstständen Anfang der 1980er Jahre werden die beobachteten Wasserstände um nur wenige Dezimeter überschätzt, doch wird das beobachtete Absinken des Wasserstandes in der darauffolgenden Zeit nur gedämpft vom Modell abgebildet. Damit beträgt die Differenz zwischen beobachtetem und modelliertem Wasserstand am Ende des Modelllaufes 2 m.

Die beobachteten Wasserstände des Redernswalder Sees werden 1976 und gegen Ende des Modelllaufes gut reproduziert. Die überjährige Dynamik des modellierten Wasserstandes entspricht in der maximalen Auslenkung der beobachteten. Unterschiede im Modellverhalten gegenüber den beobachteten Wasserstandsentwicklungen des Redernswalder Sees und des Briesensees zeigen sich ab den 1990er Jahren. Die hohen modellierten Wasserstände sinken schneller als die beobachteten ab. Danach tritt eine Stabilisierung der modellierten Wasserstände im Gegensatz zu den beobachteten weiter abnehmenden Wasserständen auf. Um das Wasser länger halten zu können, müssten die Leitfähigkeiten verringert werden. Dies führt bei der Kalibrierung aber zu Problemen mit zu hohem mittlerem Wasserstand.

Der Gradient zwischen Redernswalder See und benachbarten Grundwassermessstellen ist modelliert wesentlich größer als der gemessene. Der modellierte Gradient ist offenbar eine Folge der Parametrisierung gering leitender Geschiebemergel aus den Kartenwerken, die in dieser Form in der Natur nicht vorkommen. In diesen Gebieten werden modelliert ebenso wie beobachtet gespannte Verhältnisse in dem obersten wasserführenden Grundwasserleiter ausgewiesen. Eine statistische Analyse der Gangliniendynamik der Messstellen in Lischeid et al. (2010) deutet allerdings auch darauf hin, dass einige benachbarte Grundwassermessstellen nicht in direkter Verbindung zum Redernswalder See stehen.

Der modellierte Wasserstand des Warnitzsees liegt 1 m bis 2 m über dem beobachteten, damit im Unterschied zur Beobachtung immer noch höher als der des Redernswalder Sees. Der modellierte Grundwasserstand in Peetzig liegt im beobachteten Bereich. Allerdings weist der beobachtete Wasserstand im Unterschied zum modellierten einen ausgeprägten Jahresgang auf. Hier wird möglicherweise der stabilisierende Einfluss der als konstant angenommenen 40 m-Isohypse sichtbar.

### **4.2.3 Anfangsbedingungen**

Da für den Startzeitpunkt der FEFLOW-Läufe 1955 keine Informationen über Grundwasserstände im Modellgebiet vorliegen, werden aus den mit WaSiM-ETH modellierten, räumlich differenzierten Mittelwerten der Grundwasserneubildung des Jahres 1955 (AB1) und der Jahre

1954–1956 (AB2) mit stationären Modellläufen die Grund- und Seewasserstände für das Modellgebiet ermittelt, die dann als Anfangsbedingungen dienen können (Abbildung 44). Die Wasserstände des Redernswalder Sees und des Briesensees unterscheiden sich hierbei um mehr als einen Meter.

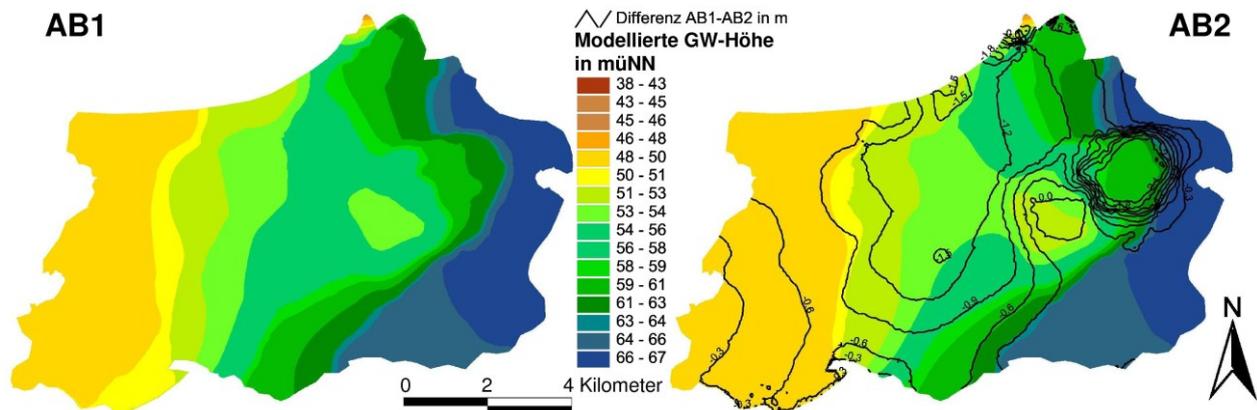


Abbildung 44 – Grundwasserhöhenkarten aus stationären Läufen mit der nach AB1 (links) bzw. AB2 (rechts) berechneten Grundwasserneubildung sowie der Differenz beider Grundwasserhöhenkarten (rechts, AB1 - AB2, schwarze Linien)

Bei instationären Läufen mit den unterschiedlichen Anfangswasserständen AB1 und AB2, aber gleichen Randbedingungen, gleichen sich nach ca. 10 Jahren die anfänglichen Unterschiede in den Seen aus (Abbildung 45). Deshalb wird angenommen, dass die Wasserstände nach 1965 nur noch von der Grundwasserneubildung weniger Vorjahre abhängig sind und die Wasserstände ab diesem Zeitraum mit den vorhandenen Daten modellierbar sind.

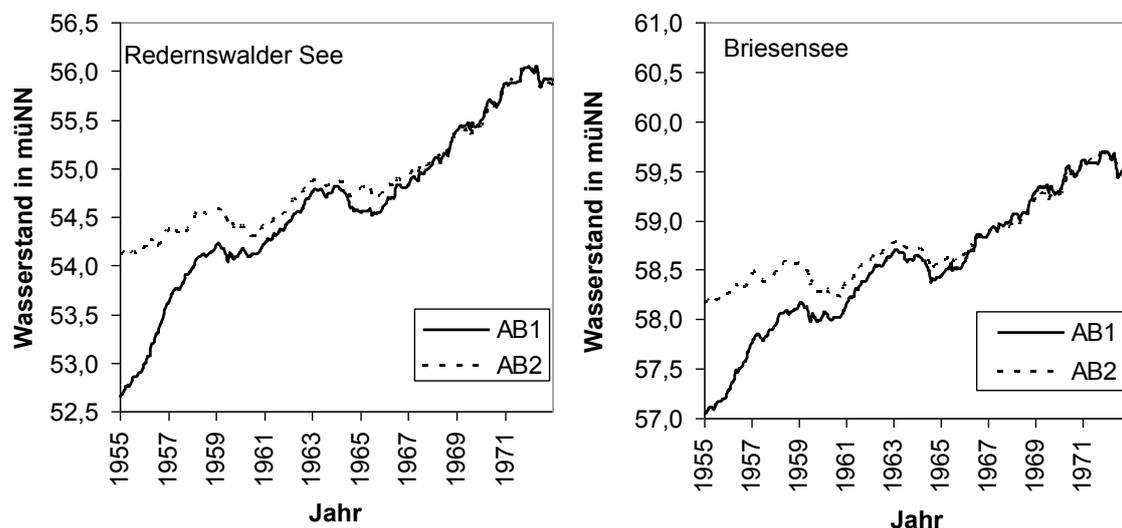


Abbildung 45 - Einfluss der Anfangsbedingungen auf die modellierte Entwicklung der Seewasserstände des Redernswalder und des Briesensees.

### 4.3 Vergleich der Gebietsabflüsse

Die in WaSiM-ETH mit Vergrasungseffekt und dynamischer Altersstruktur modellierte Grundwasserneubildung beträgt  $97 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  für den Zeitraum 1976–2005. In LUA (2009b) wird die mittlere Grundwasserneubildung (RU) im gesamten Modellgebiet für den gleichen Zeitraum

mit  $111 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  modelliert. Sie ist damit 14% größer. Vergleiche der Daten von LUA (2009b) mit Erfahrungswerten deuten allerdings auf eine partielle Überschätzung der Abflussbildung hin (Dannowski, 2010). So wird für die Seeflächen etwa westlich der Autobahn A11 eine Bilanz von  $27 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  ausgewiesen. Die für den Ostteil des Untersuchungsgebietes errechneten Seebilanzen liegen bei  $-33 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Der Redernswalder See und der Schönebergsee werden von einer in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Grenze dieser Bereiche durchschnitten. Ursache für die Sprünge sind die als Thiessen-Polygone übertragenen Niederschlagswerte der ausgewerteten meteorologischen Stationen, mit einer Differenz von mehr als  $50 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Diese starken Gradienten übertragen sich auch auf die Grundwasserneubildung. Das WaSiM-ETH-Modell berechnet über das inverse Distanzverfahren für den Niederschlag eine stetige, gleichmäßigere Verteilung. Dies wirkt sich auch in einer plausibleren Verteilung der Grundwasserneubildung aus.

Unter der Annahme, dass das in nordöstliche Richtung abströmende Wasser der Sernitz zugeschlagen wird (siehe Kapitel 4.2.2), lässt sich dieser Abstrom mit Pegelwerten und mit von ABIMO modellierten Gebietsabflüssen der Sernitz vergleichen. Für die Bilanzierung der Gebietsabflüsse wurden die Grundwasserneubildungsraten von ABIMO mit den oberirdischen Einzugsgebietsgrenzen der Sernitz nach LUA (2008) verschnitten. Die sich daraus ergebenden Abflussdaten sind geringer als die gemessenen Abflussdaten der Sernitz (Tabelle 13). Die Höhe des mit FEFLOW berechneten Abstroms kommt demzufolge nur zum Teil aus den ausgewiesenen oberirdischen Einzugsgebieten. Durch die gute geohydraulische Verbindung bis zum Briesensee erweitert sich das unterirdische Einzugsgebiet und ist wesentlich größer als das oberirdische Einzugsgebiet. Somit lässt sich mit dem errechneten Abstrom aus dem FEFLOW-Modell gut die Differenz zwischen beobachtetem und mit ABIMO modelliertem Abfluss erklären. Durchflussmessungen im Oberlauf der Sernitz zeigten, dass besonders das Quellmoor unmittelbar vor dem Pegel Greiffenberg am Abflussgeschehen beteiligt ist. Dieses Quellmoor liegt im gutleitfähigen Bereich, der das Gebiet vom Briesensee entwässert. Damit erweist sich die konzeptionelle Maßnahme des erhöhten Wasserabstromes in diese Richtung als plausibel.

**Tabelle 13 - Beobachtete und simulierte Abflüsse der Sernitz am Pegel Greiffenberg**

	Beobachtet 1967–1990	ABIMO 1976–2005	FEFLOW 1976–2005
Abfluss in $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$	0,219	0,14	0,151
Fläche in $\text{km}^2$	36,8	28,5	
Abfluss in $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$	188	160	

In der Welse wurden am Pegel Mellnsee am südlichen Modellrand Wasserstände gemessen. Dort liefern die nicht im Modellgebiet liegenden Anteile des Welseinzugsgebietes bis zum Mellnsee einen großen Anteil des Abflusses (Abbildung 46, Tabelle 14). Der Grimnitzsee kann durch Gräben in die Welse entwässern. Wie viel Wasser so der Welse zugeschlagen wird, ist unbekannt. Die Wasserstände am unterliegenden Mellnsee lassen aber vermuten, dass der Zufluss vom Grimnitzsee zur Messzeit eher gering war. Auch der Vergleich der beobachteten Abflüsse am Pegel Görlsdorf lässt dies vermuten. Wegen des großen Anteils nicht im Modellgebiet liegender Teileinzugsgebiete, der Veränderungen der Stauwehrrhöhe am Pegel sowie der

Randbedingungen 1. Art im Modell sind die Wasserstandsmessungen am Pegel Mellnsee (Abbildung 47) nur bedingt zum Vergleich mit den modellierten Abflüssen geeignet.

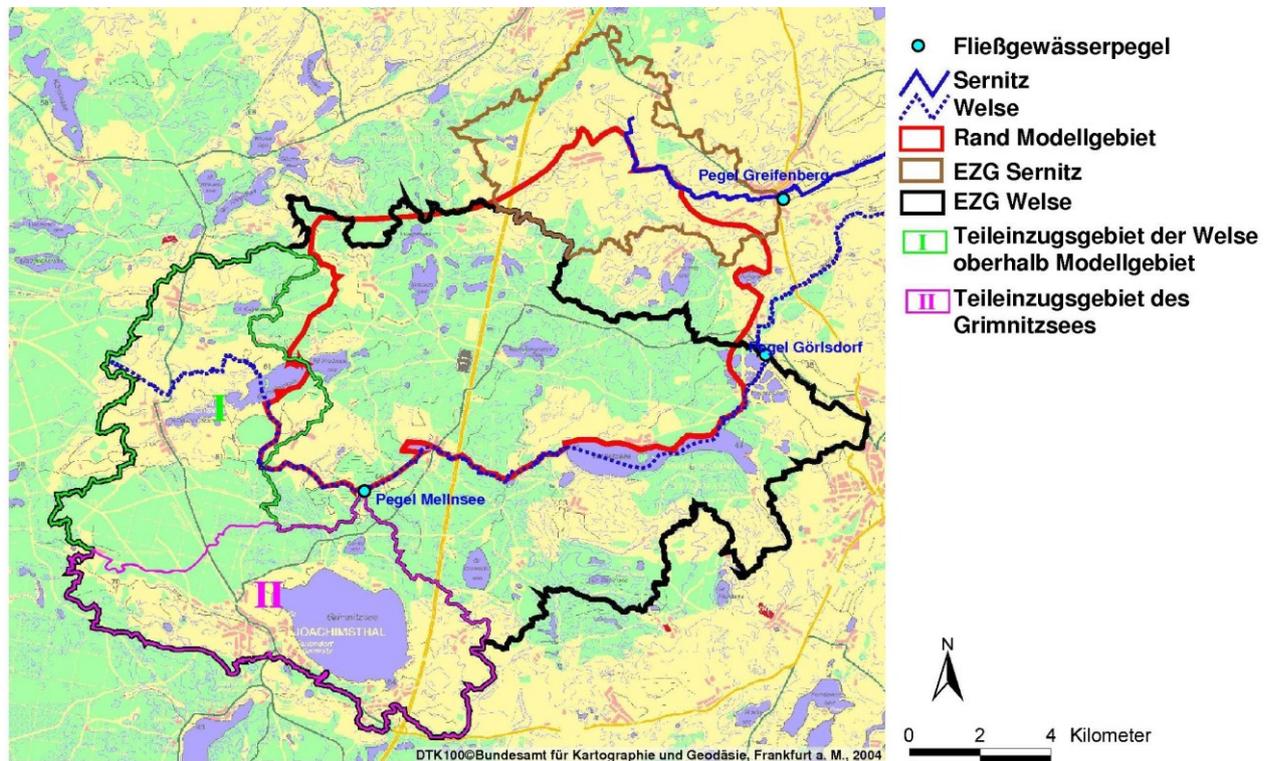


Abbildung 46 - Einzugsgebiete und Pegel der Welse und der Sernitz nach LUA (2008) und Modellgebiet

Die mit FEFLOW modellierten Flüsse über den Modellrand sind im Bereich bis zum Mellnsee überwiegend negativ, es strömt Wasser in das Modellgebiet. Bei dem ABIMO-Modell besitzen die oberen Einzugsgebietsteile eine Abflussspende von  $0,147 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , diese Einzugsgebiete befinden sich nicht im Modellgebiet und fehlen somit bei der Bilanzierung. Weiterhin scheinen die Feuchtgebiete in ABIMO systematisch eine zu geringe Evapotranspiration aufzuweisen. Dies überlagert sich mit den obigen Aussagen zu den Seebilanzen im Westteil des Untersuchungsgebietes. Deshalb könnten die in Modellrandnähe liegenden Feuchtgebiete zu einer Überschätzung der Grundwasserneubildung seitens ABIMO führen. Die modellierte Wasserhöhe am Modellrand ist als Randbedingung festgelegt, aber nicht variabel und damit nicht mit den gemessenen Wasserhöhen vergleichbar. Der Verlauf der mit FEFLOW modellierten Flüsse über den Modellrand zeigt zum beobachteten Wasserstand Parallelen, was aber durch die Veränderungen der Stauhöhen überprägt ist (Abbildung 47).

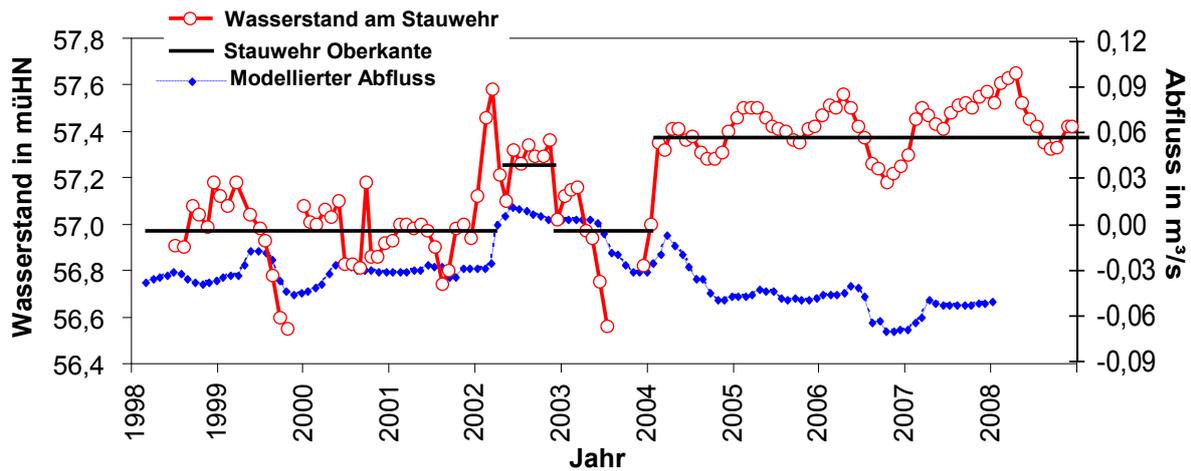


Abbildung 47 - Wehrstellung und Wasserstand des Mellnsees (aus: Gottwald et al., 2010) und mit FEFLOW modellierte In- und Exfiltration aus der Welse bis zum Pegel Mellensee

Tabelle 14 - Modellerte und beobachtete Abflüsse aus Teileinzugsgebieten der Welse

Einzugsgebietsauslass	Abfluss in $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$		
	ABIMO, modelliert (1976–2005)	FEFLOW, modelliert (1976–2005)	beobachtet (1979– 2005; ohne 1982)
oberhalb Modellgebiet	0,147		
bis Mellensee ohne Grimnitzsee	0,260	-0,015	
vom EZG Grimnitzsee	0,140		
bis Mellensee mit Grimnitzsee	0,400		
Pegel Görldorf mit Grimnitzsee	0,659		
Pegel Görldorf ohne Grimnitzsee	0,519		0,473
Welse nur im Modellgebiet	0,190	0,143	

Die mit FEFLOW modellierten Gebietsabflüsse lassen sich nicht direkt mit Abflussmessungen der Welse am Pegel Görldorf vergleichen, da die südlich der Welse liegenden sowie die oberliegenden Teileinzugsgebiete nicht im Modellgebiet liegen. So erfolgen ein Vergleich des beobachteten Abflusses mit dem modellierten Abfluss des ABIMO-Modells des gesamten Einzugsgebietes und ein Vergleich des Abflusses aus dem FEFLOW-Modellgebiet mit dem des ABIMO-Modells. Der modellierte Abfluss des ABIMO-Modells am Pegel Görldorf liegt 10% über dem beobachteten Abfluss der Welse (Tabelle 14). Wird das Einzugsgebiet des Grimnitzsees mit einbezogen, erhöht sich die Differenz weiter. Der mit FEFLOW modellierte mittlere Abfluss des im Modellgebiet liegenden Anteils des Welseinzugsgebietes ist ebenfalls geringer als der mit ABIMO modellierte. Mit 25% fällt dieser Unterschied jedoch deutlich stärker aus. Ursache für die Unterschiede im Abfluss könnten die nördlichen Gebiete um den Briesensee sein, welche im FEFLOW-Modell nach Osten Richtung Sernitz entwässern, nach LUA (2008) aber dem Einzugsgebiet der Welse zugeordnet werden. Grund dafür sind die unterschiedlichen Ausdehnungen der oberirdischen (LUA, 2008) und unterirdischen (FEFLOW-Modell) Einzugsgebiete.

Der Vergleich der modellierten Abflüsse mit beobachteten Abflüssen bzw. anderen Modellergebnissen zeigt ein plausibles Bild des modellierten Wasserhaushaltes. Unterschiede der Abflüsse lassen sich durch verschiedene Gebietszuordnungen und Randbedingungen erklären.

## 5 Wasserhaushalts- und Wasserstandsmodellierung der Jahre 1958–2007

### 5.1 Wasserhaushalt im Untersuchungsgebiet

#### 5.1.1 Wasserhaushaltsgrößen bei gleichbleibender Landnutzung

Die Mittelwerte der berechneten Wasserhaushaltsgrößen der einzelnen Landnutzungsclassen für den Zeitraum 1958–2007 werden in Abbildung 48 miteinander verglichen. Die mittlere Grundwasserneubildung unter den Waldflächen beträgt  $93 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Die Reinbestände haben eine wesentlich höhere Grundwasserneubildung als die Mischbestände. Das gilt auch für die Kiefer. Buchen- und Eichenbestände besitzen eine größere Grundwasserneubildung als Kiefern.

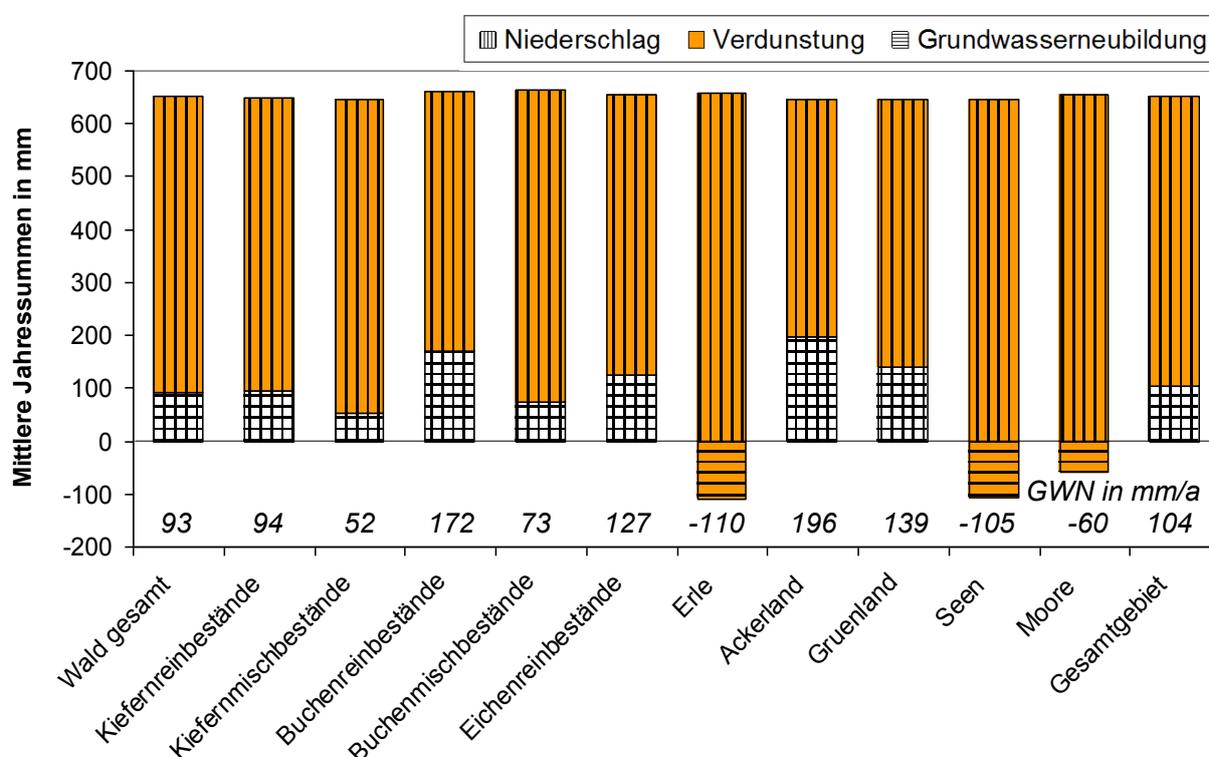


Abbildung 48 - Vergleich der modellierten Wasserhaushaltsgrößen einiger Landnutzungsclassen im Modellgebiet (Mittelwerte 1958–2007)

Die mit Wasser gut versorgten Erlenbrüche zeigen, wie die Seen und Moorstandorte, negative Werte, also eine Grundwasserzehrung. Die Evapotranspiration von Grünlandflächen wird im Mittel um  $60 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  höher modelliert als die des Ackerlandes. Die beiden Landnutzungen unterscheiden sich im Flächenanteil der grundwassernahen Standorte. So besitzen 50% aller Grünlandflächen einen Grundwasserflurabstand geringer 2 m, bei Ackerland sind es nur 5%. Der mittlere Niederschlag variiert innerhalb der Landnutzungsclassen aufgrund der unterschiedlichen Lage und Verteilung der Landnutzungsclassen im Modellgebiet um maximal  $21 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ .

Der Gesamtabfluss als Differenz zwischen dem Niederschlag und der mit WaSiM-ETH modellierten Jahressummen der Evapotranspiration (P-ET) im Modellgebiet zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Niederschlagshöhe (Abbildung 49). Die Differenz (P-ET) ist bei Ackerland im Vergleich zu Buche und Kiefer am größten. In niederschlagsarmen Jahren kann vor allem bei der Kiefer die Evapotranspiration den Niederschlag übersteigen und es kommt zu einer Zehrung des Bodenwasserspeichers. Bei grundwassernahen Standorten führt der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser zu einer Grundwasserzehrung, P-ET wird dann negativ.

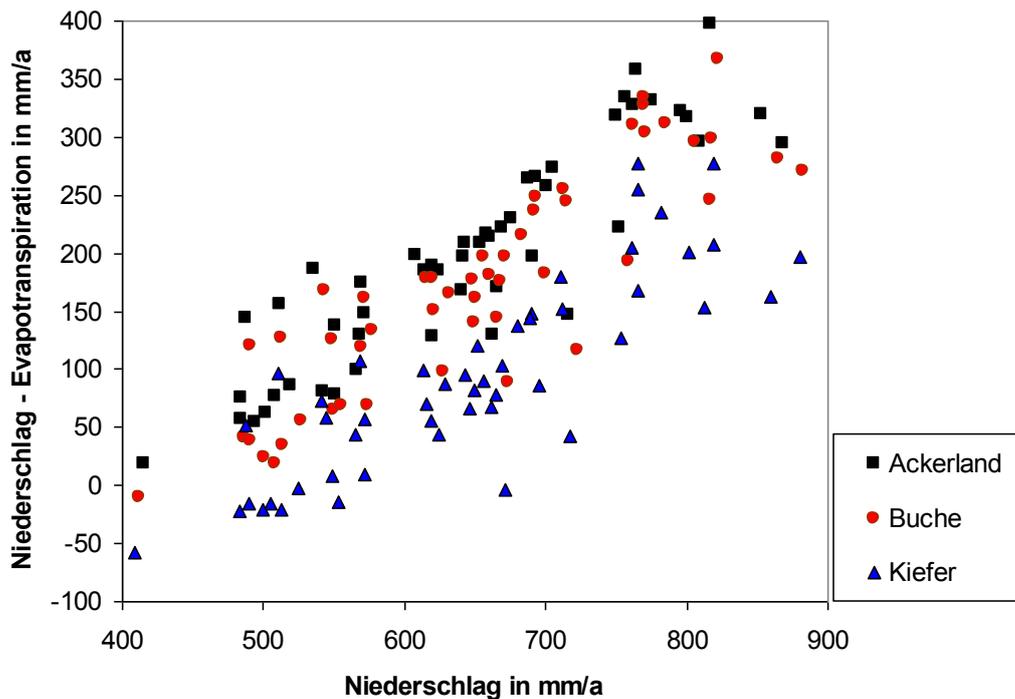


Abbildung 49 - Beziehung des Niederschlags zum Restglied (P-ET) für verschiedene Landnutzungstypen im Modellgebiet (modellierte Jahressummen des Zeitraumes 1958–2007)

Das Verhältnis der realen Evapotranspiration zur Grasreferenzverdunstung ( $ET/ET_0$ ) ist ein Maß für die Reduktion der Evapotranspiration durch Wasserstress. Das Verhältnis  $ET/ET_0$  des Sommerhalbjahres (Mai–Oktober) zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Höhe der Niederschläge des Sommerhalbjahres (Abbildung 50). Geringe Sommerniederschläge führen auf grundwasserfernen Standorten zu Einschränkungen der realen Evapotranspiration. Im Gegensatz dazu wird die Evaporation der Seen eher durch die geringe Globalstrahlung und die höhere Luftfeuchtigkeit in regenreichen Zeiten verringert.

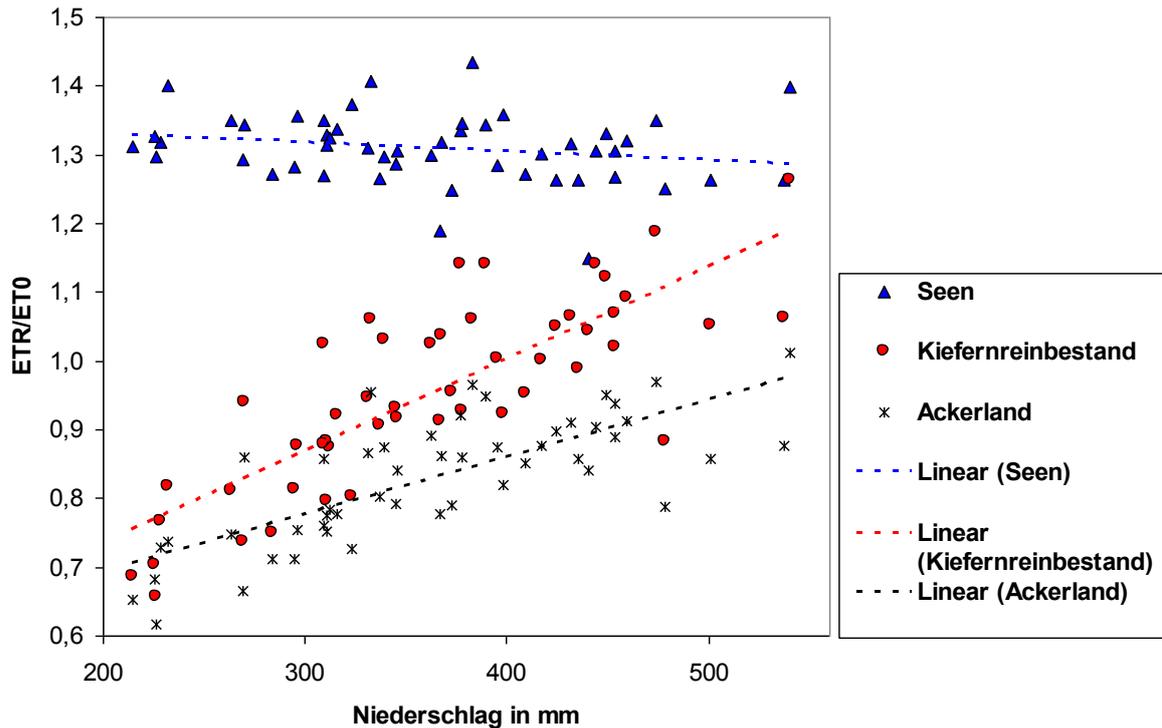


Abbildung 50 - Verhältnis modellierte Evapotranspiration einiger Landnutzungen zur Grasreferenzverdunstung (ET/ET<sub>0</sub>) in Abhängigkeit von der Höhe der Niederschläge der Sommerhalbjahre (Mai– Oktober)

Im Vergleich zum zeitlichen Verlauf von P–ET zeigt die Grundwasserneubildung der Waldflächen eine Dämpfung und einen zeitlichen Versatz (Abbildung 51). Ursachen sind die Speicheränderungen in der Wurzelzone und die Wasserbewegung durch die ungesättigte Zone. Die Grundwasserneubildung zeigt einen Jahresgang mit Maxima im Winter. In den Jahren 1982 bis 1986 geht die Grundwasserneubildung im Sommer gegen Null, auf grundwassernahen Standorten tritt Grundwasserzehrung auf. Der Sommer 1987 weist nach einem abflussreichen Winter weiter hohe Niederschlagssummen auf. Hier bleibt die Grundwasserneubildung auf einem hohen Niveau und steigt dann im Herbst noch weiter an. Erst im Sommer 1989 sinkt die Grundwasserneubildung wieder auf Null.

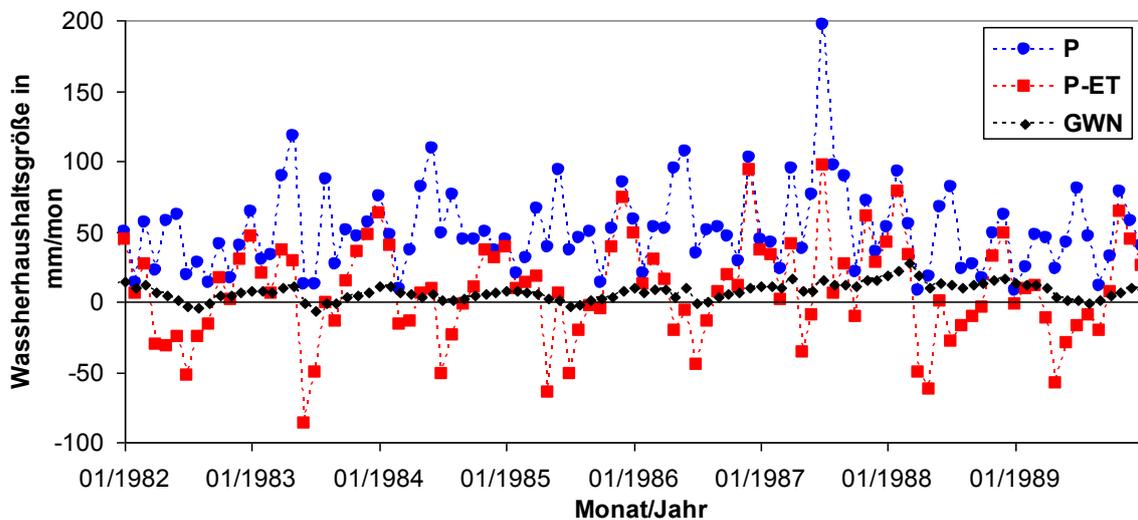


Abbildung 51 - Flächengemittelte Monatssummen von Niederschlag (P), Niederschlag abzüglich Evapotranspiration (P–ET) und Grundwasserneubildung (GWN) der Waldflächen im Modellgebiet

Änderungen im überjährlichen zeitlichen Verlauf der mittleren Grundwasserneubildung unter den gleichbleibenden Waldflächen (DSW2006) sind eine Reaktion auf Änderungen der klimatischen Randbedingungen (Abbildung 52). Die modellierte Evapotranspiration ist in den 1960er Jahren am höchsten. In dieser Periode sind die Böden aufgrund hoher Niederschläge gut mit Wasser versorgt und es gibt kaum Einschränkungen der Evapotranspiration aufgrund von Wasserstress. In den 1970er Jahren trat bei der Evapotranspiration aufgrund geringer Sommer-niederschläge ein Minimum auf. Letztere waren noch geringer als in den niederschlagsarmen 1990er Jahren. Dies führte zu ausgeprägtem Trockenstress. Danach nimmt die Evapotranspiration in jeder Dekade um mehr als  $10 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  zu. Eine Ursache ist die von  $8,0^\circ\text{C}$  auf  $9,4^\circ\text{C}$  steigende Lufttemperatur. Die Grundwasserneubildung ist in der ersten Hälfte des modellierten Zeitraumes um mehr als  $35 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  höher als in der zweiten Hälfte (Abbildung 52). In den 1970er Jahren ist die mittlere Grundwasserneubildung am größten, in den 1990er Jahren am geringsten. Ursachen sind die in den letzten Jahrzehnten abnehmenden Niederschläge und die zunehmende reale Evapotranspiration.

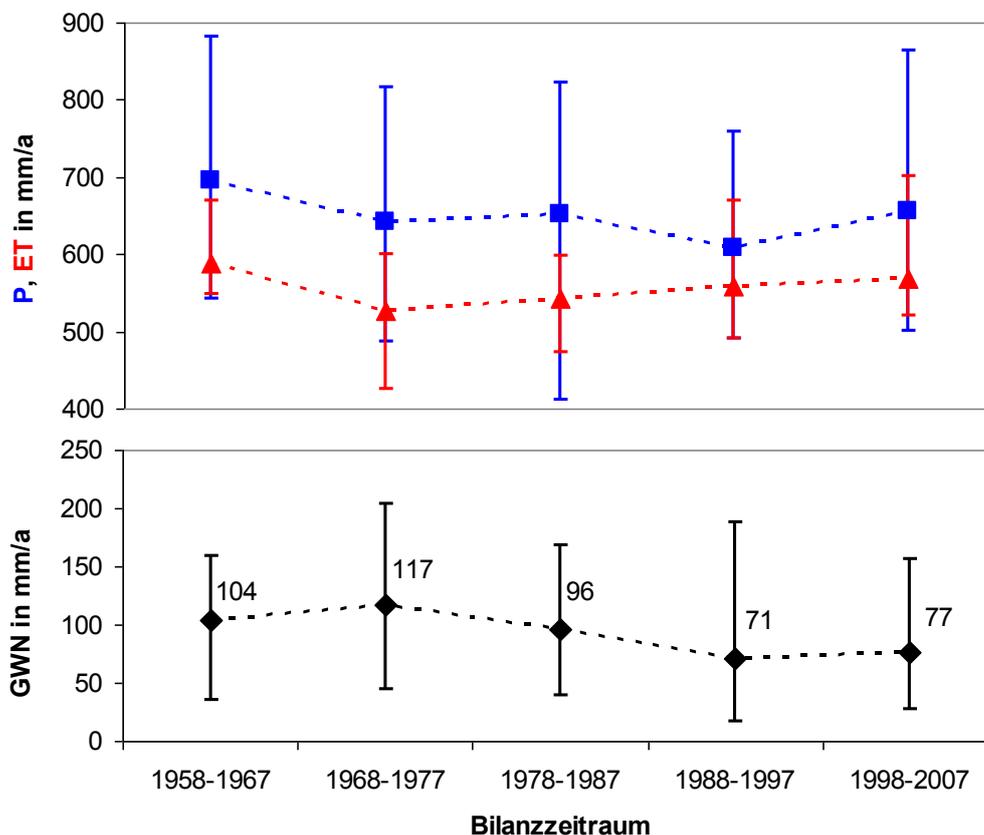


Abbildung 52 - 10-Jahresmittel und Spannweiten von Niederschlag (P), modellierter realer Evapotranspiration (ET) und modellierter Grundwasserneubildung der Waldflächen (GWN)

Die mittlere Grundwasserneubildung der letzten 20 Jahre des Modellzeitraumes zeigt bei allen Landnutzungsklassen eine Abnahme im Vergleich zu den ersten 20 Jahren (Tabelle 15). Die Grundwasserzehrung nimmt bei den grundwasserabhängigen Standorten, besonders bei den Wasserflächen, zu. Ausnahme sind lediglich die Moore, bei denen die mittlere Grundwasserzehrung abnimmt. Während sich die Zunahme der Wasserzehrung der Seen und Erlenbrüche und die Abnahme der Grundwasserneubildung der grundwasserfernen Standorte direkt durch die

klimatischen Randbedingungen erklären lassen, wirkt bei den von Flachwurzlern dominierten Mooren eine Rückkopplung mit dem Einzugsgebiet (vgl. Kap. 5.1.2): Durch die verringerte Grundwasserneubildung im Modellgebiet sinken der Grundwasserstand und damit in einigen Feuchtgebieten die Wasserverfügbarkeit und die Evapotranspiration. Dies wiederum verringert die Grundwasserzehrung.

**Tabelle 15 - Vergleich der modellierten mittleren Grundwasserneubildung einiger Landnutzungsklassen sowie die klimatische Wasserbilanz der Klimastation Angermünde der ersten 20 und der letzten 20 Jahre des Modellzeitraumes**

	GWN 1958–1977 in mm·a <sup>-1</sup>	GWN 1988–2007 in mm·a <sup>-1</sup>	Differenz in mm·a <sup>-1</sup>
Wald gesamt	110	74	-36
Kiefernreinbestände	111	76	-36
Buchenreinbestände	191	148	-43
Eichenreinbestände	144	112	-32
Erle	-86	-141	-55
Ackerland	217	169	-48
Grünland	161	119	-42
Seen	-65	-144	-79
Moore	-62	-59	4
Gesamtgebiet	122	82	-40
Klimatische Wasserbilanz	-31	-75	-44

### 5.1.2 Einfluss der Altersstruktur und des Unterwuchses auf die Grundwasserneubildung im Wald

Bei Verwendung der dynamischen Altersentwicklung bildet sich unter Wald in den ersten beiden Modelldekaden im Vergleich zum DSW2006 mit gleichbleibender Vegetation im Mittel 11 mm·a<sup>-1</sup> mehr Grundwasser (Abbildung 53). Dieses Plus verringert sich in den 1990er Jahren und ist in den 2000er Jahren nicht mehr vorhanden, da sich die Altersstrukturen in den Szenarien angleichen. Bei der zusätzlichen Berücksichtigung einer geringeren Vergrasung in den Kiefern- und Nadelwäldern vor 1981 wird zusätzlich eine um 24 mm·a<sup>-1</sup> höhere Grundwasserneubildung in den ersten drei Dekaden berechnet. Damit ist der Rückgang der Grundwasserneubildung unter den Waldflächen zwischen der ersten und letzten 20 Jahren des Modellzeitraumes durch Veränderungen in der Waldvegetation mit 35 mm·a<sup>-1</sup> fast ebenso groß wie der klimatisch bedingte Rückgang der Grundwasserneubildung mit 36 mm·a<sup>-1</sup>.

Die mittlere Grundwasserneubildung unter Waldflächen im Szenario Vergrasungseffekt ist in den letzten zwei Bilanzzeiträumen ca. 1 bis 2 mm·a<sup>-1</sup> geringer als bei der Modellierung der dynamischen Altersstruktur, obwohl die Landnutzung in diesem Zeitraum gleich ist. Dies lässt sich durch die höhere Grundwasserneubildung bis in die 1970er Jahre erklären, welche allgemein höhere Grundwasserstände in dem Szenario bewirkte und damit auf grundwassernahen Standorten zu einer besseren Wasserversorgung und geringerem Wasserstress führte. Dadurch erhöhte sich die Evapotranspiration und verringerte sich Grundwasserneubildung (Abbildung 54). Diese Rückkopplung wirkt im Prinzip stabilisierend auf den Gebietswasserhaushalt, da die Einflüsse von Veränderungen im Klima und der Landnutzung auf die Wasserstände vor allem

in grundwassernahen Bereichen etwas abgeschwächt werden. Die Wirkung ist im beobachteten Fall mit einer Änderung der Grundwasserneubildung um 1 bis 2 mm·a<sup>-1</sup> auf die gesamte Waldfläche bezogen jedoch sehr klein.

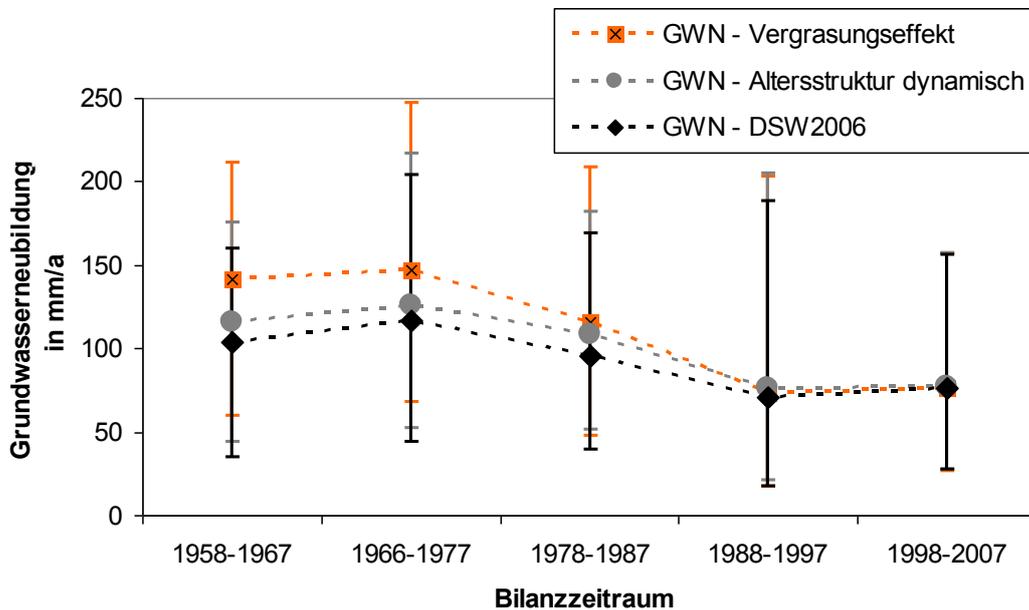


Abbildung 53 - Modellierte mittlere Grundwasserneubildung der Waldflächen, berechnet mit gleichbleibender (DSW2006) bzw. dynamischer Altersstruktur und geringerer Vergrasung vor 1981

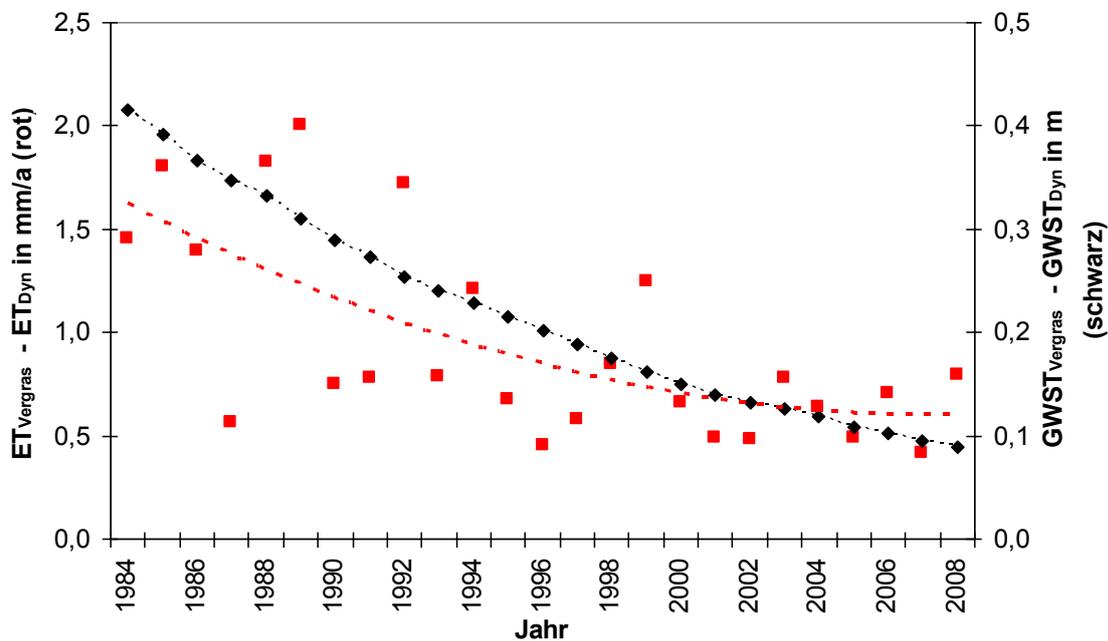


Abbildung 54 – Differenzen der Jahresmittelwerte des Grundwasserflurabstandes (schwarz, rechte Ordinate) und der Evapotranspiration (rot, linke Ordinate) zwischen den Varianten „Vergrasungseffekt“ und „dynamische Altersstruktur“; Rot gestrichelt: polynomische Interpolation der Evapotranspirationdifferenzen

## 5.2 Seewasserstände

Auf Basis der modellierten Größen des Gebietswasserhaushaltes, werden die maximalen Wasserstände des Briesensees und des Redernswalder Sees für die 1. Hälfte der 1970er Jahre modelliert (Abbildung 55). Bis in die 1. Hälfte der 1980er Jahre bleiben die Wasserstände auf

einem hohen Niveau. Ab 1982 wird ein abnehmender Trend in den Wasserständen modelliert, was auch an den Pegeln beobachtet wurde. Ab der zweiten Hälfte der 1990er Jahre wird ein weiteres Sinken des Wasserstandes beobachtet, was vom Modell nicht adäquat nachgebildet wird. In dieser Zeit bleibt die modellierte jährliche Grundwasserneubildung im Modellgebiet etwa konstant auf einem niedrigen Wert, während die tatsächliche Grundwasserneubildung offensichtlich nicht ausreichte, um die Seewasserstände konstant zu halten. Die hohen Niederschläge im Sommer 2002 führten nur zu einer kurzfristigen Stabilisierung der beobachteten Wasserstände. Im Gegensatz dazu verblieben die modellierten Seewasserstände bis zum Jahr 2005 auf einem höheren Niveau.

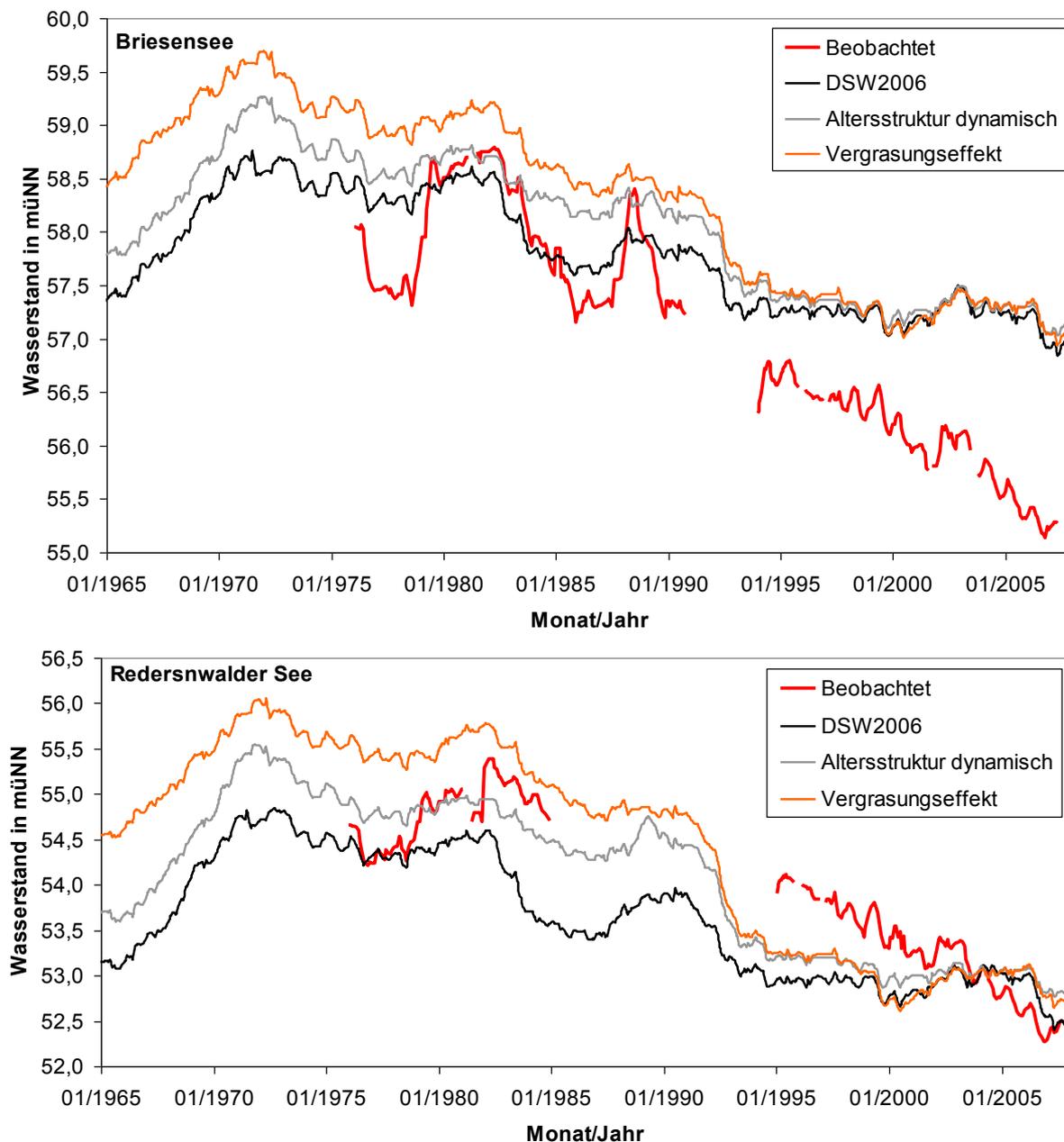


Abbildung 55 - Beobachtete und modellierte Wasserstandsentwicklungen des Briesensees (oben) und des Rederswalder Sees (unten) für unterschiedliche Grundwasserneubildungsszenarien

In den verschiedenen Szenarien entwickeln sich trotz der gleichen Anfangsbedingungen im Jahr 1955 bis zum Jahr 1965 deutliche Unterschiede der Wasserstände (Abbildung 55). Der Lauf mit

dem statischen Zustand DSW2006 liefert, korrelierend mit der geringeren Grundwasserneubildung, die niedrigsten Wasserstände. Im Modelllauf mit der Berücksichtigung der Altersstruktur ist der Wasserstand des Redernswalder Sees vor 1990 im Mittel 0,5 m höher, der Wasserstand des Briesensees 0,3 m höher. Der Vergrasungseffekt mit der höchsten Grundwasserneubildung bis 1980 liefert auch die höchsten Wasserstände und ein absolutes Maximum Anfang der 1970er Jahre. Dort sind die Wirkungen mit einem um ca. 0,6 m (Briesensee) bzw. 0,7 m (Redernswalder See) höheren Wasserstand gegenüber dem Lauf der dynamischen Altersstruktur am größten. Der Lauf mit Vergrasungseffekt passt sich in den 1980er Jahren dem Lauf der dynamischen Altersstruktur an, in den 1990er Jahren gibt es keine Unterschiede mehr.

Die klimatisch bedingten Abnahmen der Seewasserspiegel zwischen den 1970er und den 2000er Jahre liegen beim Modelllauf DSW2006 beim Redernswalder See bei über zwei Metern, beim Briesensee bei mehr als 1,5 m. Die maximalen Wasserstandsdifferenzen durch unterschiedliche Landnutzungsszenarien liegen beim Redernswalder See bei weniger als 1,5 m, beim Briesensee bei einem Meter. Damit ist das Verhältnis der Wirkungen durch klimatische Änderungen zu denen der Waldvegetation auf die Seewasserstände ca. drei zu zwei.

Aufgrund der ähnlichen hydroklimatischen Randbedingungen korrelieren die modellierten relativen Wasserstandsverläufe des Redernswalder Sees und des Briesensees (Abbildung 56) mit einem Bestimmtheitsmaß  $R^2 = 0,97$  stark miteinander, wie auch die beobachteten Wasserstandsverläufe der Seen gut miteinander korrelieren ( $R^2 = 0,95$ ). Im Vergleich dazu korrelieren die beobachteten und die modellierten Wasserstandsverläufe des Redernswalder Sees ( $R^2 = 0,78$ ) und des Briesensees ( $R^2 = 0,87$ ) schwächer miteinander.

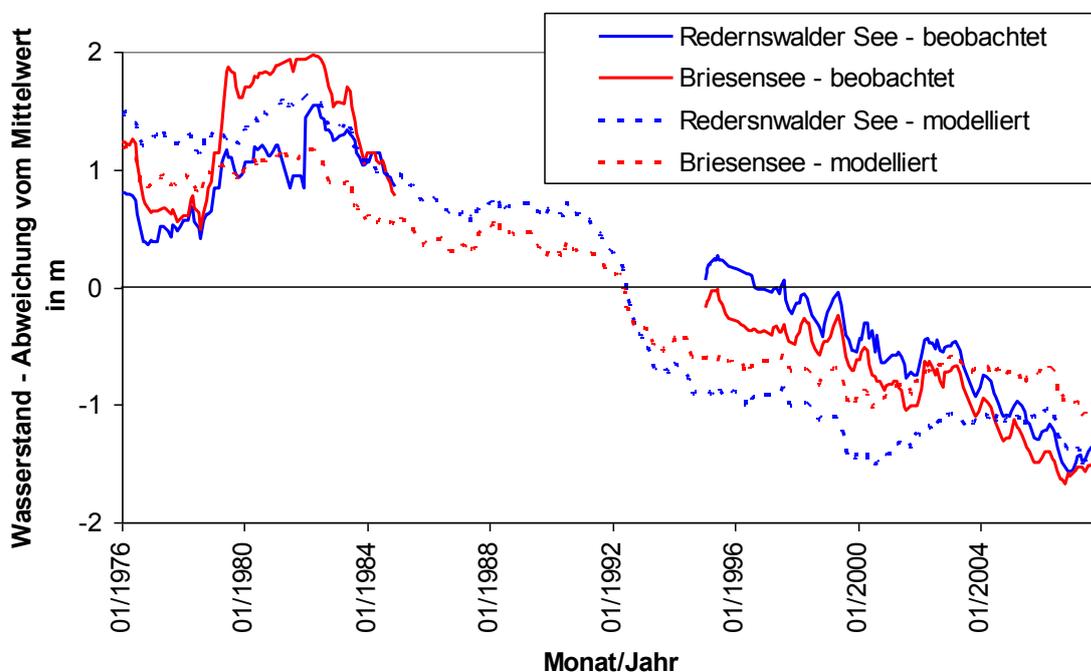


Abbildung 56 – Beobachtete und modellierte relative Wasserstandsverläufe des Redernswalder Sees und des Briesensees

Die Höhe der Grundwasserstände beeinflusst wesentlich den Abfluss aus dem Modellgebiet. Zu beobachten ist dies nach den hohen Niederschlägen im Jahr 1987 (Abbildung 55). Ausgehend von großen Differenzen zwischen den Szenarien steigt der Wasserstand des Redernswalder Sees bei dem Lauf DSW2006 und nähert sich den Wasserständen der anderen Modellläufe um 0,5 m an. Bei höheren Wasserständen steigt die Transmissivität des Grundwasserleiters. Ebenso steigt das Wasserstandsgefälle zum Modellrand. Dadurch erhöht sich der Abfluss aus dem Modellgebiet. Zusätzlich wirkt die in Kapitel 5.1.1 und 5.1.2 erwähnte höhere Evapotranspiration bei höheren Grundwasserständen in den grundwassernahen Bereichen ausgleichend auf die Grundwasserstandsentwicklung.

## 6 Wasserhaushalts- und Wasserstandsmodellierung der Jahre 2008–2100

### 6.1 Zukünftige Entwicklung des Wasserhaushalts im Untersuchungsgebiet

#### 6.1.1 Einfluss der Klimaänderung

Bei gleichbleibender Landnutzung (Baumarten und Altersstruktur) liegt die mittlere Grundwasserneubildung unter Waldflächen im moderaten B1-Szenario mit  $66 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  um  $8 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  unter der Grundwasserneubildung des Zeitraums 1988–2007. Besonders um die Mitte des Jahrhunderts kommt es durch die geringeren Niederschläge zu einer Abnahme (Abbildung 57). Die Grundwasserneubildung im A1B-Szenario liegt aufgrund der geringeren Niederschläge und der höheren potenziellen Evapotranspiration im Mittel  $20 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  unter der des B1-Szenarios. Vor allem am Ende des Modellzeitraums liegt die mittlere Grundwasserneubildung unter Wald bei nur  $25 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  (Jahre 2088–2100).

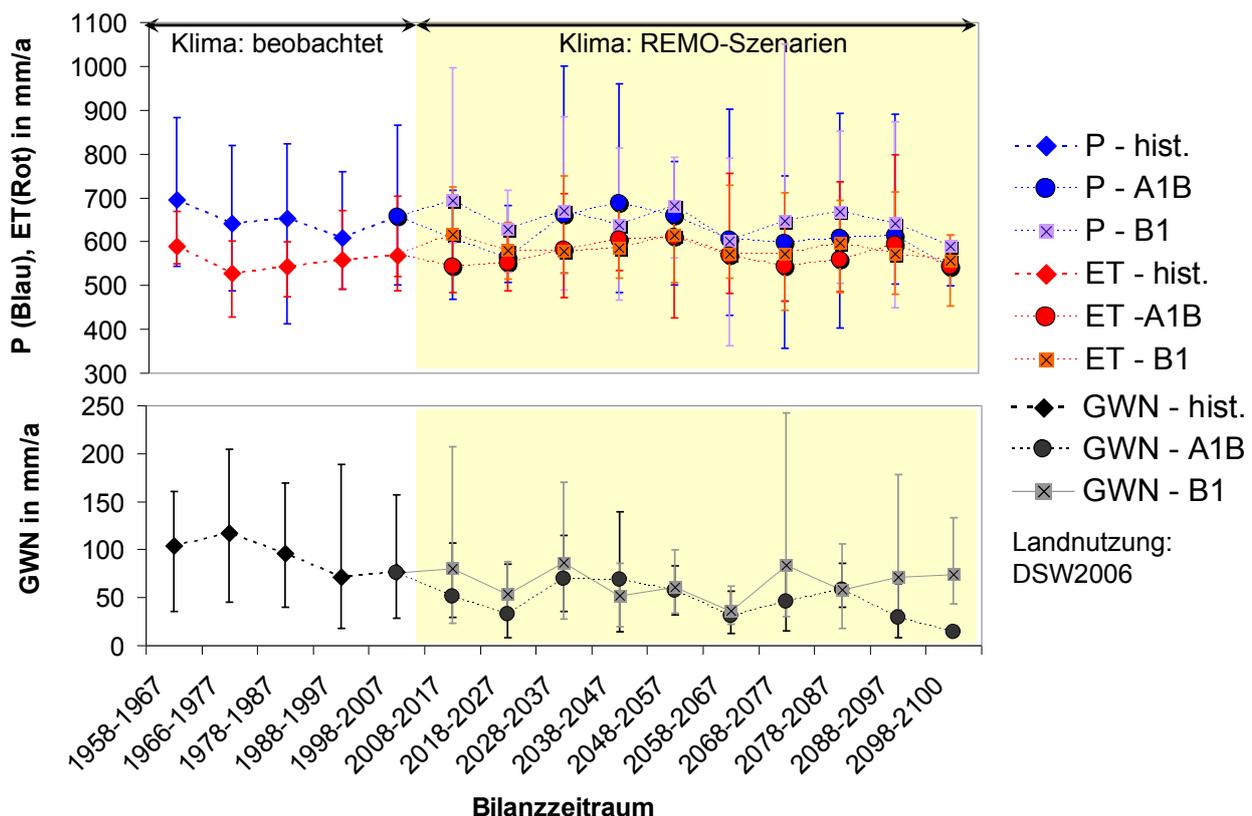


Abbildung 57 - Beobachtete und modellierte Grundwasserneubildung unter Waldflächen im Modellgebiet für verschiedene Klimaszenarien bei gleichbleibender Landnutzung (DSW2006)

Generell nimmt die Differenz der Grundwasserneubildung von Buchenreinbeständen zu Kiefernreinbeständen mit zunehmender Grundwasserneubildung zu (Abbildung 58). Klimatisch bedingt werden bei den Zukunftsszenarien und bei gleichbleibender Landnutzung hohe Grundwasserneubildungsraten seltener erreicht. Entsprechend gehen die Differenzen zwischen

den Grundwasserneubildungen der Buche und der Kiefer selten über  $100 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  hinaus. Ein Waldumbau von Kiefern zu Buchen wird also vor allem in Jahren mit höherem Gesamtabfluss zu einem positiven Effekt in der Grundwasserneubildung führen.

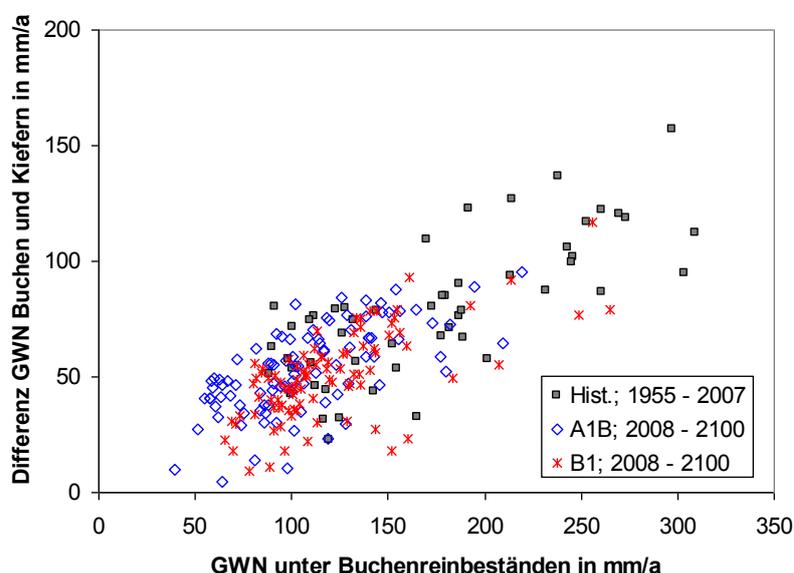


Abbildung 58 – Differenz der jährlichen Grundwasserneubildung (GWN) unter Buchenreinbeständen und Kiefernreinbeständen, bezogen auf die Höhe der jährlichen GWN unter Buchenreinbeständen

Die Differenz der Grundwasserneubildung von Buchen- und Kiefernreinbeständen sinkt von über  $70 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  im beobachteten Zeitraum (1958–2007) auf ca.  $50 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  in den Zukunftsszenarien (Abbildung 59) ab. Ursache sind die sinkenden Grundwasserneubildungsraten.

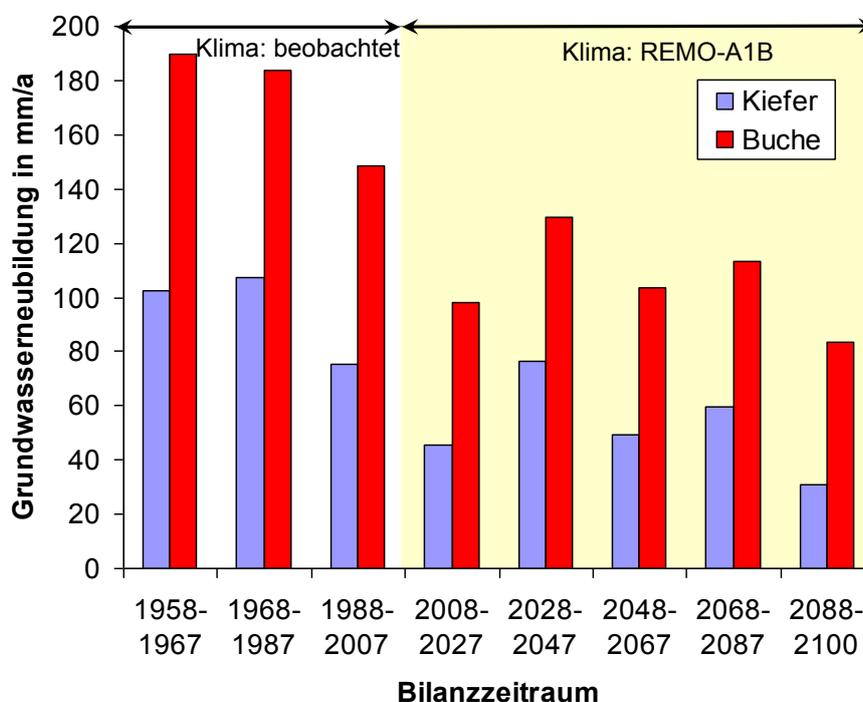


Abbildung 59 – Entwicklung der mittleren Grundwasserneubildung von Kiefern- und Buchenreinbeständen im Modellgebiet; Klima 1955-2007 beobachtet, Klima 2008-2100 aus REMO A1B

Die Evaporation von den Seeflächen steigt innerhalb der Zukunftsszenarien um mehr als  $100 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  an (Abbildung 60). Dadurch steigt ihre Bedeutung als Zehrflächen, so wie auch die der anderen grundwassernahen Standorte. Die mittlere Evapotranspiration der grundwasserfernen Waldflächen verändert sich hingegen kaum, bedingt durch die schlechtere Wasserverfügbarkeit und den dadurch induzierten Wasserstress.

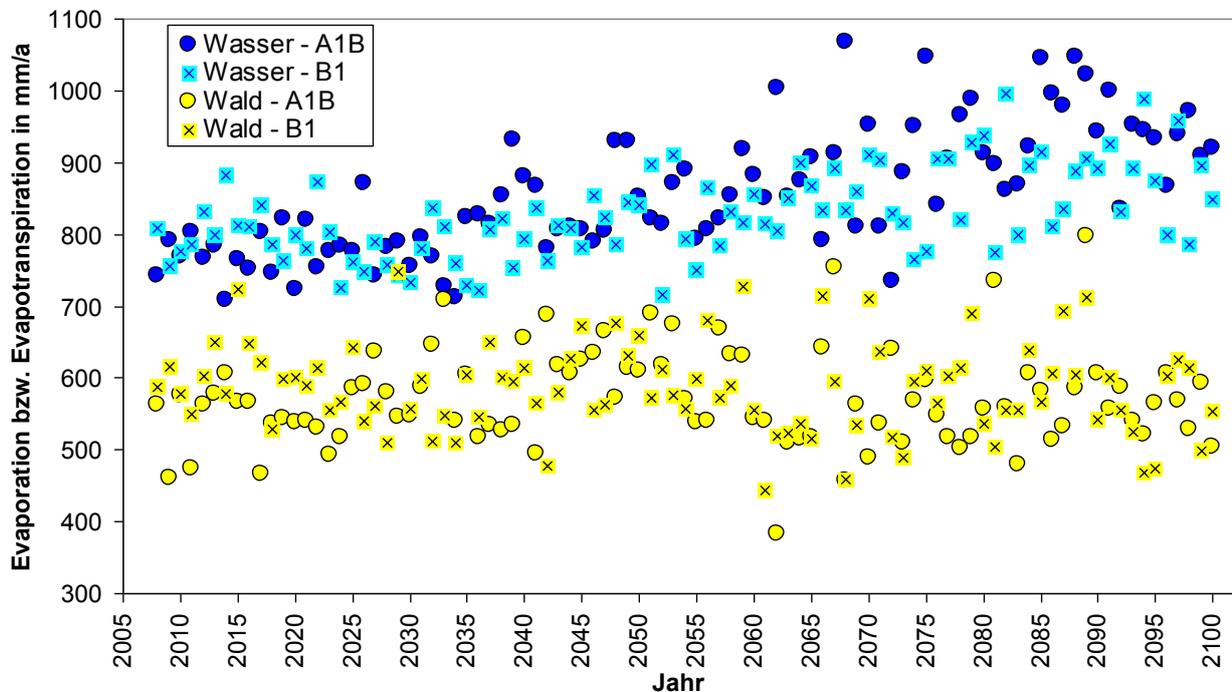


Abbildung 60 - Modellierter Entwicklung der jährlichen Evapotranspiration der Waldflächen und der Evaporation der Wasserflächen; A1B- und B1-Szenario

### 6.1.2 Einfluss des Waldumbaus

Die Wirkungen der Waldentwicklungsszenarien auf die Grundwasserneubildung werden bereits in der ersten Dekade deutlich (Abbildung 61). Während die Grundwasserneubildung bei gleichbleibender Landnutzung (DSW2006) beim A1B-Szenario um  $25 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  abnimmt und beim B1-Szenario um  $4 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  zunimmt, steigt sie bei der Fortschreibung DSW beim A1B-Lauf um  $17 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , beim B1-Lauf um  $39 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Bei dem Szenario klimaplastisch optimiert ist die Grundwasserneubildung jeweils noch  $3 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  höher. Bereits der Schritt vom DSW2006 zu dem ersten Entwicklungsszenario 2008–2027 beinhaltet eine Abnahme der Kiefernanteile. So sinkt der Flächenanteil des kieferndominierten Waldes bei der Fortschreibung DSW um 15%, bei dem klimaplastisch optimierten Wald um 19%. Ebenso sinkt der Anteil an Dickung/Stangenholz, der bei der Kiefer die geringste Grundwasserneubildung liefert.

Die Grundwasserneubildung des Waldentwicklungsszenarios Fortschreibung DSW ist gegenüber gleichbleibender Landnutzung (DSW2006) im Mittel über den gesamten Modellzeitraum  $36 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  höher. Diese Differenz ist in Zeiten eines klimatisch bedingten Anstieges der Grundwasserneubildung, wie zum Beispiel  $51 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  beim A1B Szenario 2038–2047, noch höher. Unterschiede in der Grundwasserneubildung zwischen den beiden Waldentwicklungsszenarien werden ab 2070 deutlich. Dann liefert die weiterführende Entwicklung des klimaplastisch

optimierten Waldes für A1B unter den Waldflächen eine bis zu 40 mm·a<sup>-1</sup> höhere Grundwasserneubildung gegenüber der Fortschreibung DSW.

Waldszenario:	Flächenverhältnis:	2006	2020	2040	2060	2080	2100	
DSW2006	Laubwalddominiert	34						
	Nadelwalddominiert	66						
Fortschreibung DSW	Laubwalddominiert		47	54	55	55	55	
	Nadelwalddominiert		53	46	45	45	45	
Klimaplastisch optimiert	Laubwalddominiert		51	61	69	78	90	
	Nadelwalddominiert		49	39	31	22	10	

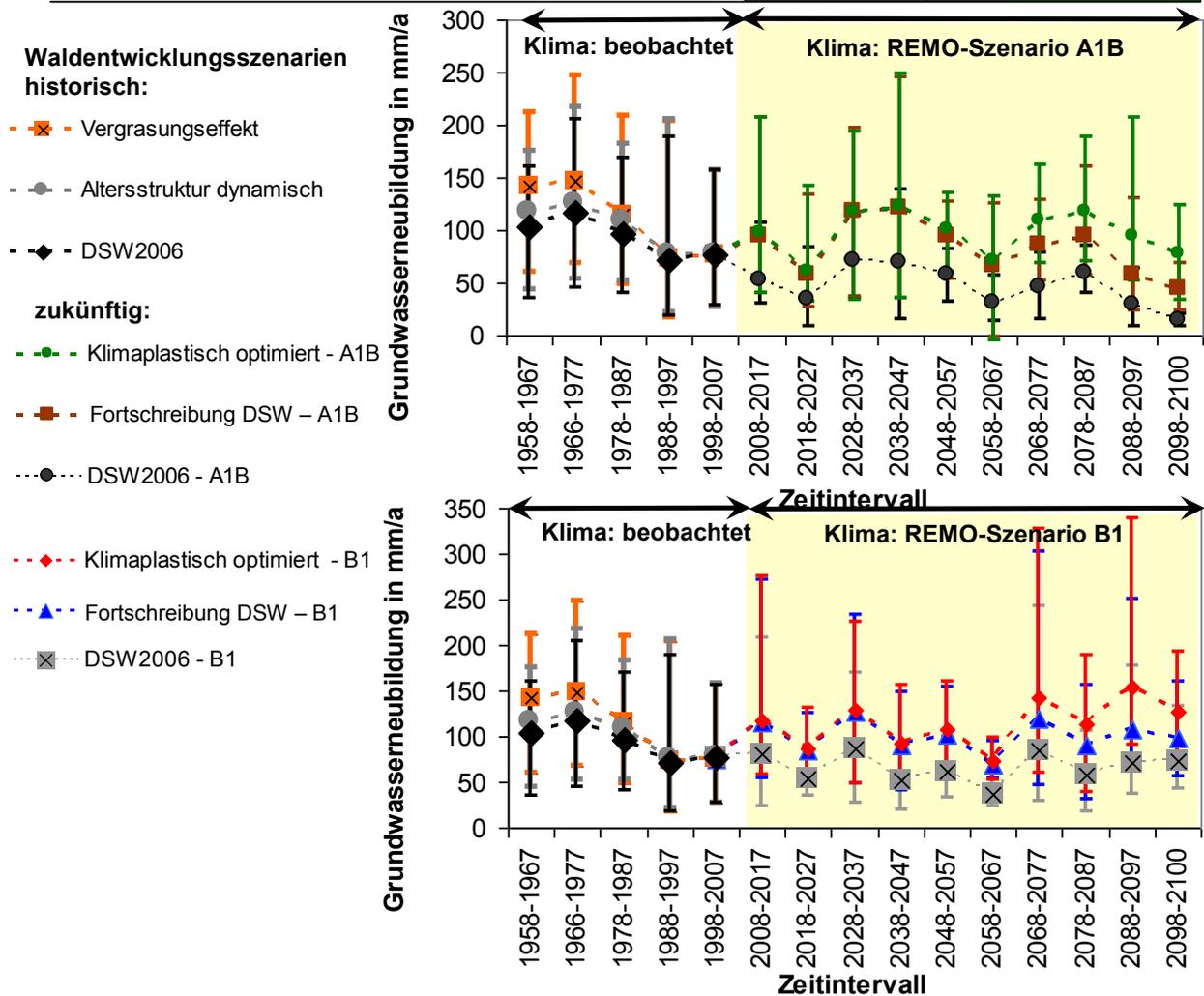


Abbildung 61 - Modellerte Grundwasserneubildung (Mittelwerte und Spannweiten) unter Waldflächen im Modellgebiet für verschiedene waldbauliche Szenarien

Die Wirkungen der Waldentwicklung auf die Grundwasserneubildung beim B1-Klimaszenario sind ähnlich denen des A1B-Klimaszenarios (Abbildung 61). Durch die moderateren hydroklimatischen Randbedingungen beim B1-Szenario liegt die Grundwasserneubildung meistens über denen des A1B-Szenarios. Die Differenz beträgt im Mittel über den gesamten Zeitraum 18 mm·a<sup>-1</sup>. Durch den klimaplastisch optimierten Umbau werden danach die niedrigen Grund-

wasserneubildungswerte der 1990er Jahre bis zum Ende des 21. Jahrhunderts nicht mehr unterschritten.

Der quantitative Einfluss der Veränderungen der Waldentwicklung auf die Grundwasserneubildung wird maßgeblich durch die hydroklimatischen Randbedingungen beeinflusst. . Ist die Grundwasserneubildung der gleichbleibenden Waldvegetation (DSW2006) in feuchten Jahren hoch, steigt die Differenz zur Grundwasserneubildung des klimatisch optimierten Szenarios an, zum Beispiel um das Jahr 2045 (Abbildung 62).

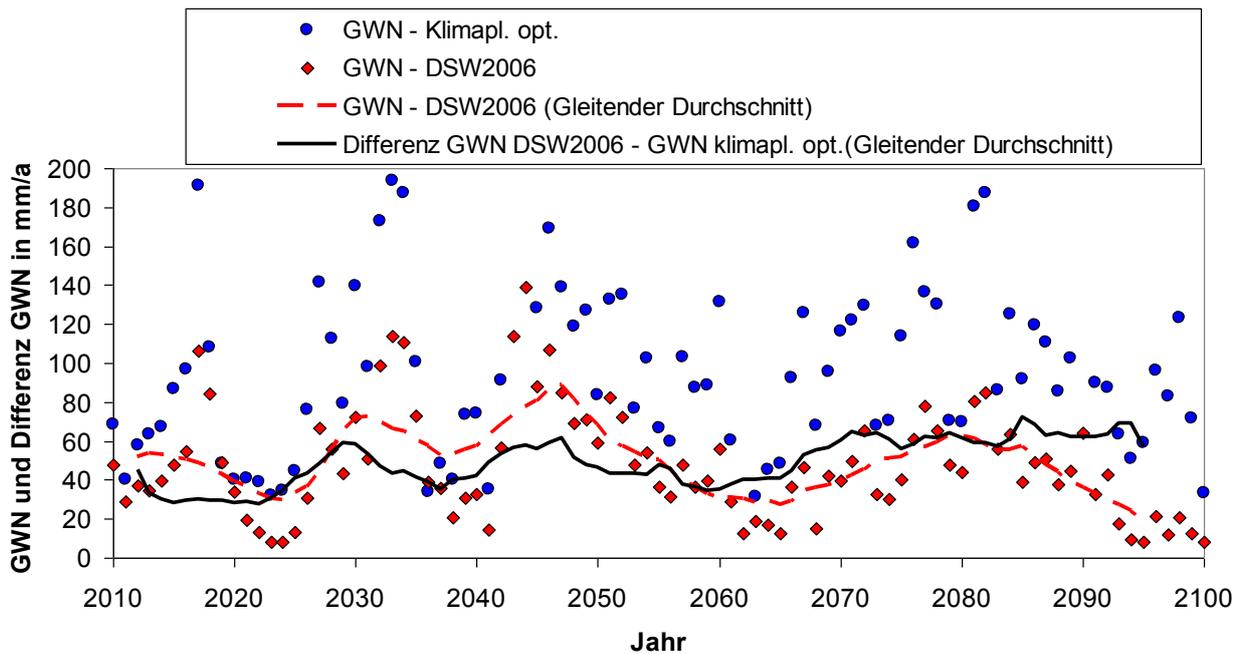


Abbildung 62 – Jährliche mittlere Grundwasserneubildung (GWN) unter Waldflächen der Szenarien DSW2006 und klimaplastisch optimiert sowie deren Differenz; Klima: REMO A1B

Bei der räumlich differenzierten Darstellung der mittleren Grundwasserneubildung (Abbildung 63) unterscheiden sich die grundwasserfernen forst- und landwirtschaftlich genutzten Standorte deutlich von den Seen und vielen Feuchtgebieten mit ausgeprägter Grundwasserzehrung. Südöstlich und südwestlich des Briesensees besitzen viele grundwassernahe Standorte keine oder nur eine geringe Grundwasserneubildung. Die Waldentwicklung im Szenario Fortschreibung DSW führt zu einem Anstieg der Grundwasserneubildung (Abbildung 63). Besonders auf grundwassernahen Standorten kann dann durch Grundwasseranstieg auch die Evapotranspiration steigen. Die ohnehin schon geringe Grundwasserneubildung wird kleiner, bzw. die Grundwasserzehrung nimmt zu.

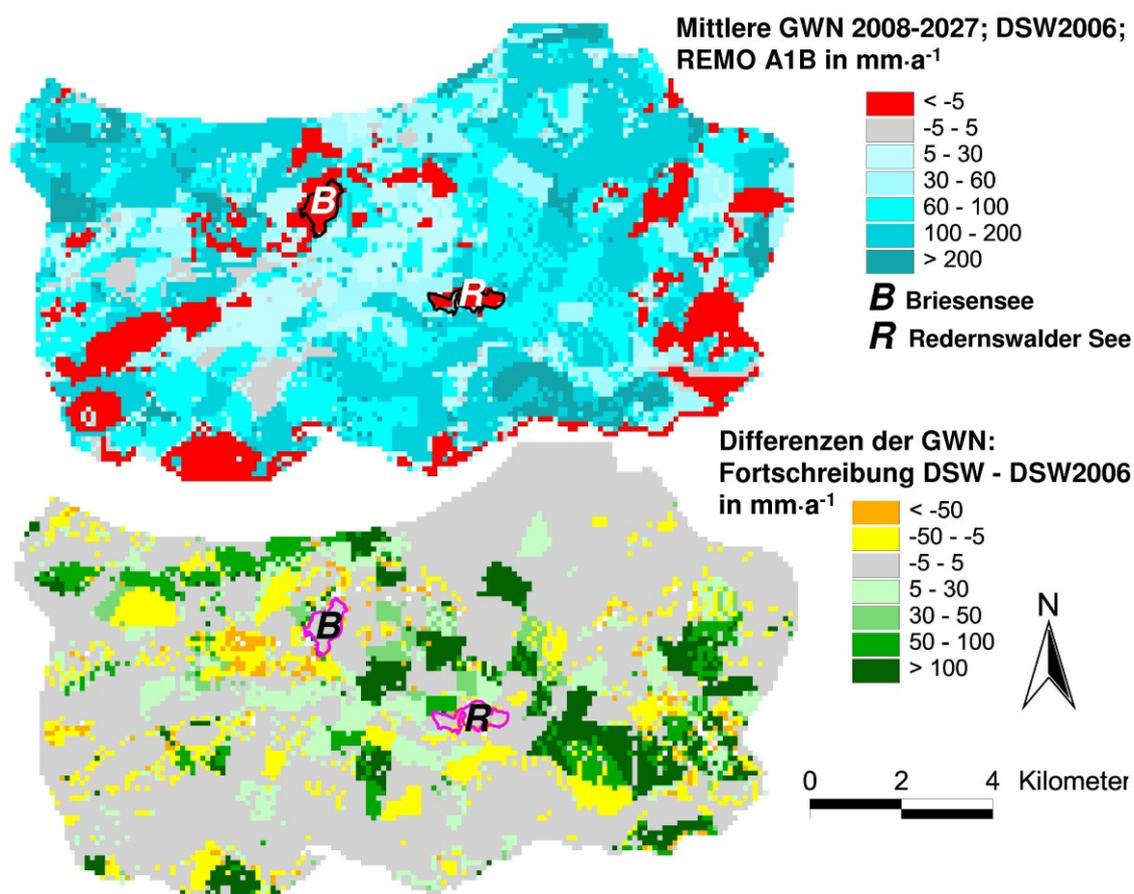


Abbildung 63 – oben: Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung 2008-2027 des Szenarios DSW2006; Klima: REMO A1B; unten Karte der Differenz der mittleren Grundwasserneubildung 2008-2027 zwischen den Szenarien Fortschreibung DSW und DSW2006

## 6.2 Zukünftige Entwicklung der Seewasserstände

Die Wirkungen des A1B-Klimaszenarios würden bei gleichbleibendem Waldzustand (DSW2006) zu einem Rückgang der Wasserstände des Briesensees und des Redernswalder Sees führen (Abbildung 64). Vor allem in der zweiten Hälfte der Klimaszenarien wirken sich geringe Niederschläge und eine steigende Evapotranspiration von den Wasserflächen und Feuchtgebieten auf die Wasserstände aus. Bei dem moderateren B1-Klimaszenario werden die modellierten Wasserstände der 1990er und 2000er Jahre gehalten und nur in den niederschlagsarmen 2050er und 2060er Jahren sinken die Wasserstände in den Seen. In den 2040er bis 2060er Jahre übersteigen die Niederschläge des A1B-Szenarios die des B1 zeitweilig. Damit steigen auch die Seewasserstände des A1B-Szenarios über die des B1 Szenarios. Im B1 Szenario steigen die Wasserstände ab dem Jahr 2070 beim Briesensee um 1,5 m und beim Redernswalder See um mehr als 2 m an. Ursache sind die vielen Niederschläge des Jahres 2070, welches mit einer gebietsgemittelten Niederschlagssumme von 1040 mm das niederschlagsreichste Jahr des gesamten Modellzeitraumes ist.

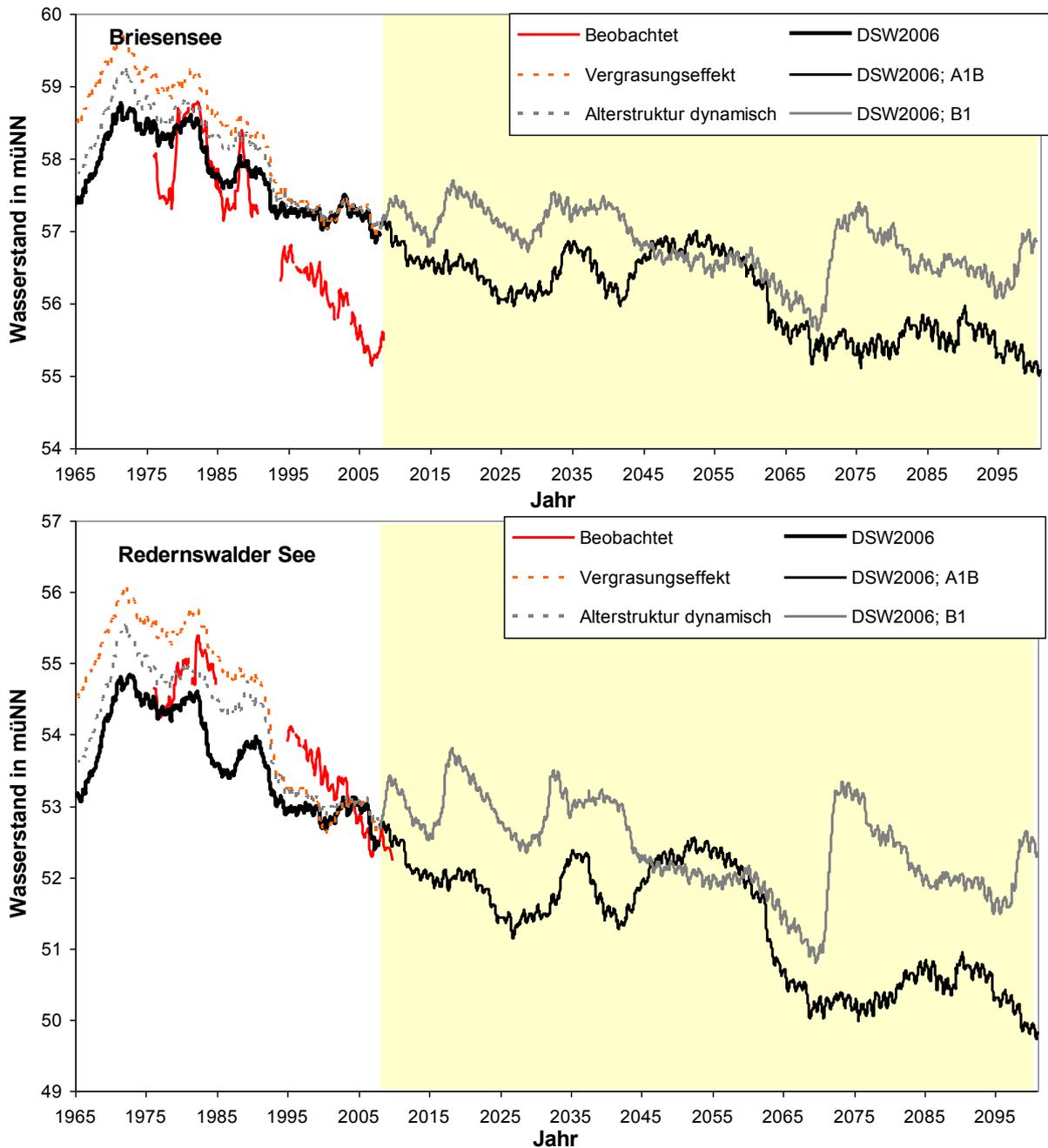


Abbildung 64 - Modellerte Wasserstandsentwicklungen des Briesensees (oben) und des Redernswalder See (unten) unter dem Einfluss sich wandelnder klimatischer Randbedingungen bei gleichbleibendem Waldzustand (DSW2006) mit den Klimaszenarien REMO A1B und B1

Die innerjährliche Dynamik der modellierten Wasserstände erhöht sich bei beiden Klimaszenarien durch eine höhere Evaporation von den Wasserflächen bis zum Ende des Modellzeitraumes um ca. 20% (Abbildung 65).

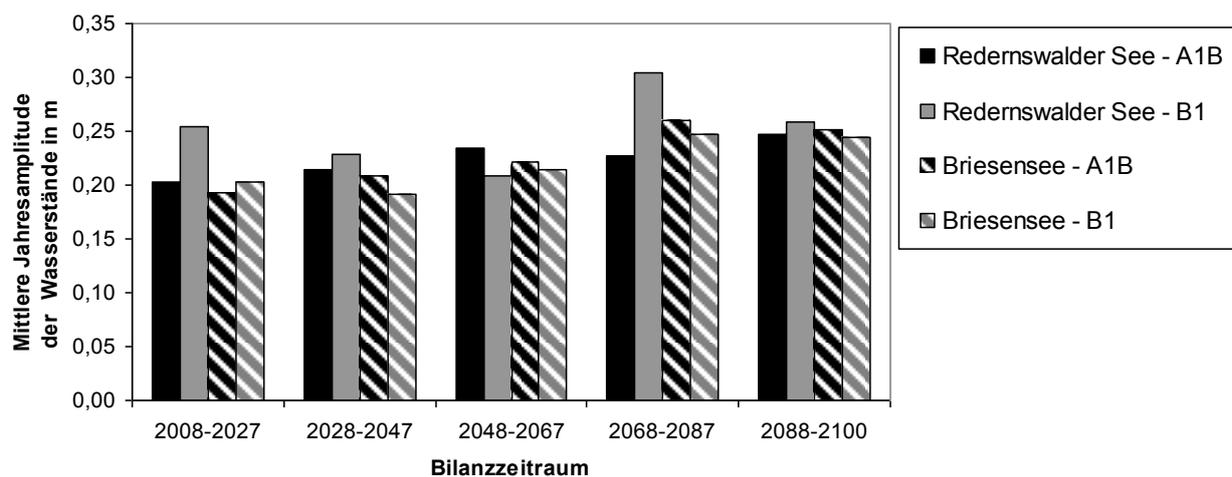


Abbildung 65 – Mittlere Jahresamplitude (Differenz Jahresmaximal- und Minimalwasserstand) des Redernswalder und des Briesensees für die Klimaszenarien REMO A1B und B1

Die Waldentwicklungsszenarien haben einen positiven Einfluss auf die Höhe der Seewasserstände (Abbildung 66, Abbildung 67), ähnlich dem Einfluss auf die Grundwasserneubildung. So sind die Seewasserstände im Vergleich der Fortschreibung DSW zum DSW2006 beim Redernswalder See im Mittel um ca. 0,8 m, beim Briesensee um ca. 0,5 m höher. Zwischen den Szenarien mit unterschiedlicher Waldentwicklung gibt es bis Ende der 2060er Jahre nur geringe Unterschiede. Danach entwickeln sich bei den Szenarien klimaplastisch optimiert höhere Wasserstände. Bei dem Szenario A1B-klimaplastisch-optimiert ist der Wasserstand des Redernswalder Sees gegenüber dem Szenario A1B-Fortschreibung-DSW um ca. 1 Meter höher, der Wasserstand des Briesensees um ca. 0,8 m höher.

Der Wasserstand des Redernswalder Sees sinkt zwischen 2008 und 2100 beim Szenario DSW2006-A1B klimatisch bedingt um 2,8 m. Durch die Waldentwicklungsszenarien ist der Wasserstand des Redernswalder Sees im Vergleich zum Szenario DSW2006-A1B im Jahr 2100 bei der Fortschreibung DSW um 0,7 m, beim klimaplastisch optimierten Szenario um 2 m höher. Damit können die klimatischen Einflüsse des REMO-A1B-Klimaszenarios zum Ende des Modellzeitraumes durch den Waldumbau nicht kompensiert werden. Jedoch wird vor allem bei der klimaplastisch optimierten Waldentwicklung das Sinken des Wasserstandes wesentlich reduziert.

Die Wasserstände beim REMO-B1-Klimaszenario sind bis auf die 2050er Jahre höher als die des REMO-A1B-Klimaszenarios. Die Seewasserstände sind im Vergleich der Fortschreibung DSW zum DSW2006 beim Redernswalder See im Mittel um ca. 0,7 m, beim Briesensee um ca. 0,5 m höher. Damit sind die Wirkungen der unterschiedlichen Waldentwicklungsszenarien beim REMO-B1-Klimaszenario etwas größer im Vergleich zum REMO-A1B-Klimaszenario. Durch das Szenario klimaplastisch optimiert steigt bis zum Jahr 2100 der Wasserstand des Redernswalder Sees gegenüber dem Szenario Fortschreibung DSW um 1,4 m, der des Briesensees um einen Meter. Damit liegen beim Szenario B1-klimaplastisch-optimiert die Wasserstände der Seen zum Ende des Modelllaufes über den Ständen von 2008.

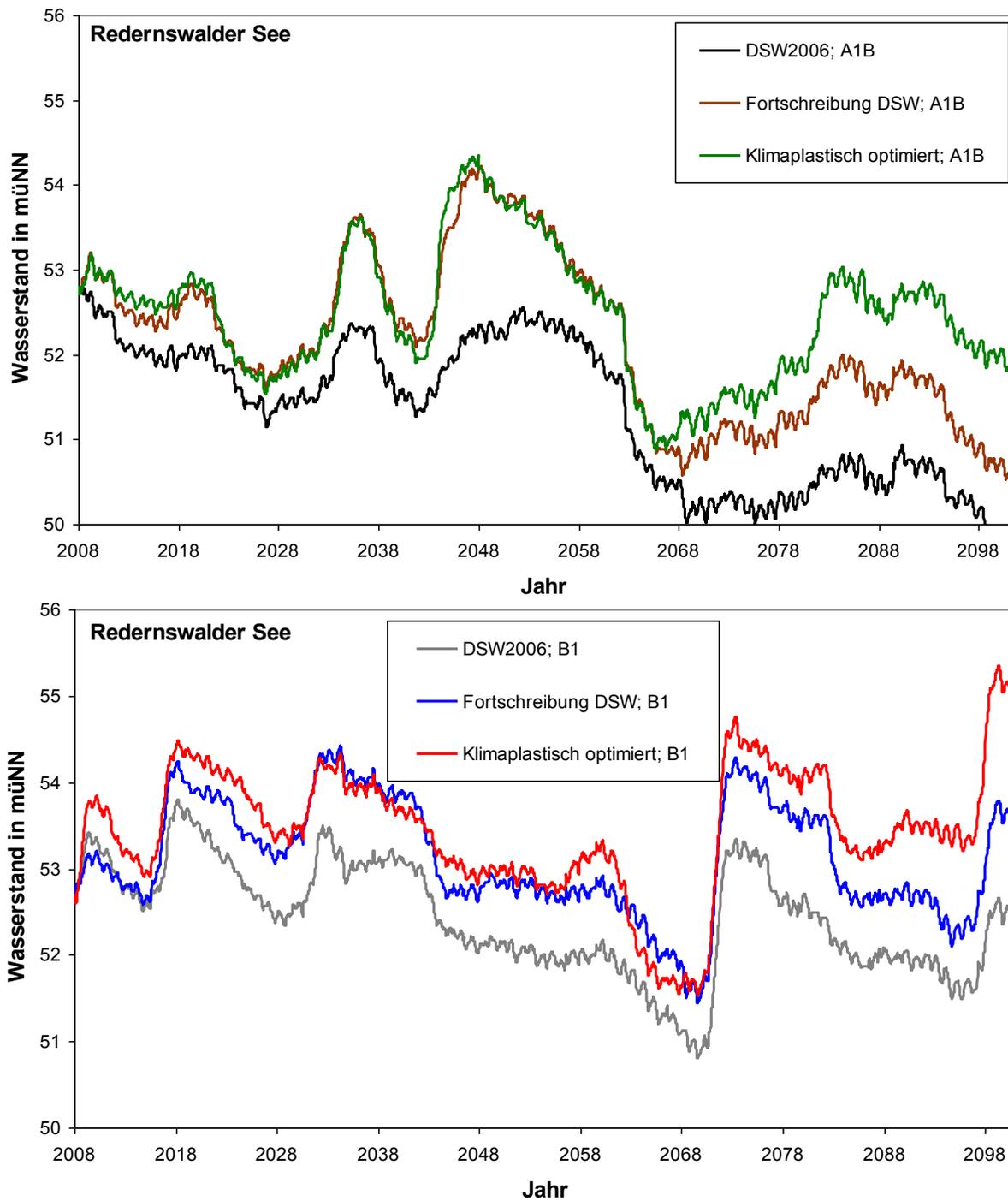


Abbildung 66 - Modellerte Wasserstandsentwicklungen des Redernswalder Sees für die Klimaszenarien REMO A1B (oben) und B1 (unten) (2008–2100) mit DSW2006 sowie mit den Waldentwicklungsszenarien Fortschreibung DSW und klimaplastisch optimiert

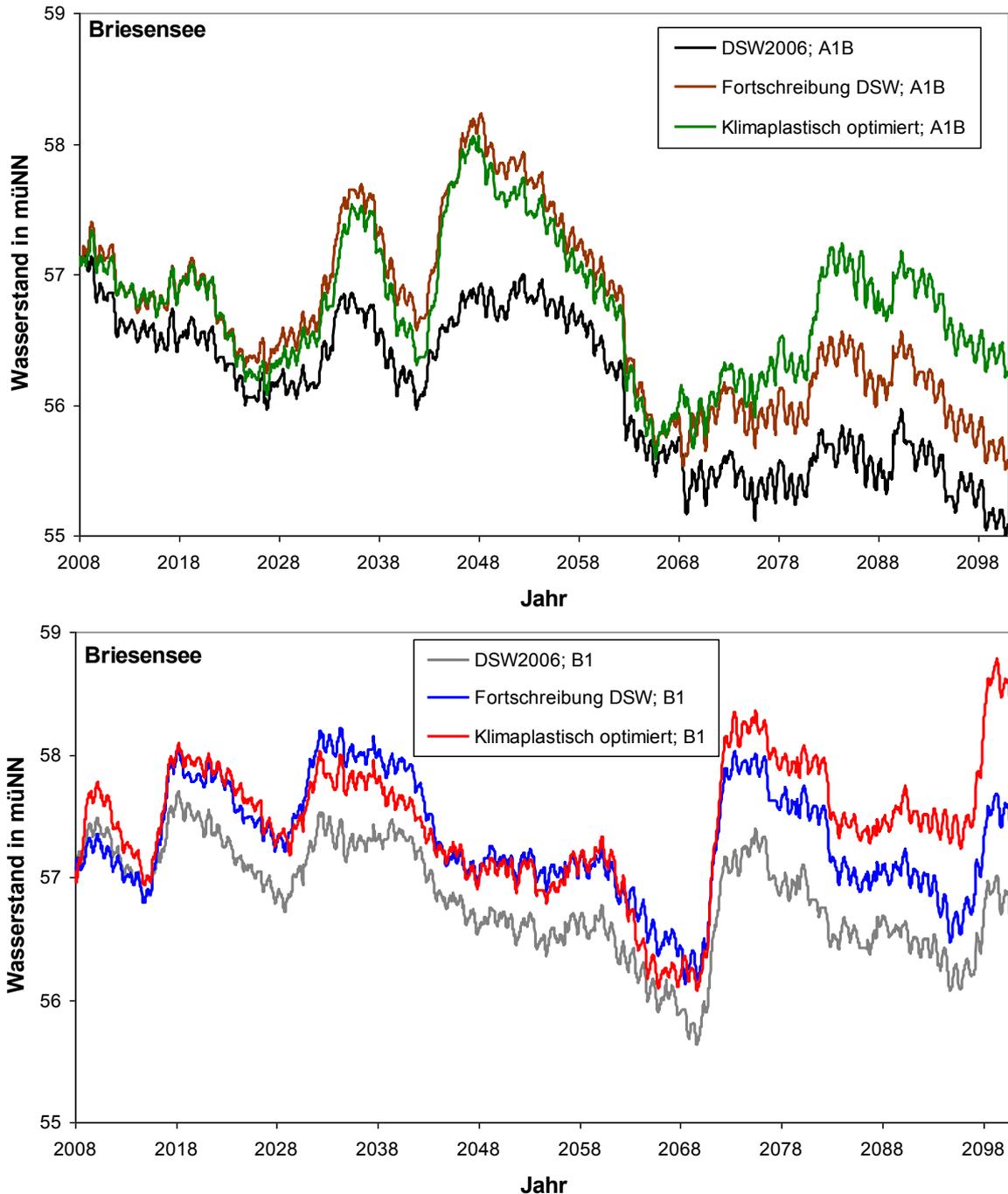


Abbildung 67 - Beobachtete und modellierte Wasserstandsentwicklungen des Briesensees für die Klimaszenarien REMO A1B (oben) und B1 (unten) (2008–2100) mit DSW2006 sowie den Waldentwicklungsszenarien Fortschreibung DSW und klimaplastisch optimiert

## **7 Diskussion**

### **7.1 Methoden und Modellaufbau**

Um den Einfluss des Waldumbaus auf den Wasserhaushalt der GWLE unter Berücksichtigung der Effekte möglicher zukünftiger Klimaänderungen betrachten und analysieren zu können (siehe Kapitel 2.3), sind modellbasierte Studien notwendig. Untersuchungen des Einflusses der Entwicklung der Vegetation auf die Grundwasserneubildung beziehungsweise die Tiefenversickerung sind oft stark vereinfacht und betrachten unterschiedliche hydrometeorologische Randbedingungen (z. B. Bolte et al., 2002, Wattenbach et al., 2007). Die Wirkungen auf grundwasserabhängige Landschaftselemente werden nur selten untersucht, so in Mey und Pfützner (2008) und Fröhlich et al. (2008). In der vorliegenden Arbeit wird im Gegensatz zu diesen Studien ein sukzessiver Waldumbau, der sich auch an der Forstökonomie und den Standort-spezifika orientiert, ausgehend vom aktuellen Waldzustand als Randbedingung eingesetzt. Um Veränderungen in der Vergangenheit analysieren zu können, wurden Bilanzen für einen 50-jährigen Zeitraum modelliert. Für die zukünftige sukzessive Entwicklung in den Wäldern wurde der Wasserhaushalt unter Szenarioannahmen bis ins Jahr 2100 modelliert. Damit wurde die Entwicklung des Wasserhaushaltes über einen Zeitraum von 146 Jahren betrachtet, um den Einfluss der langsamen Entwicklung des Waldes im Untersuchungsgebiet erfassen zu können.

Das Wasserhaushaltsmodell WaSiM-ETH ist ein Modell, welches ständig weiterentwickelt wird und in dem neueste Erkenntnisse im Bereich der Wasserhaushaltsmodellierung implementiert werden. Somit ist es auf dem Stand der Technik. Es wurde in Klimaänderungsstudien eingesetzt (z. B. Schulla, 1997 und Kunstmann et al., 2004), ebenso für Landnutzungsänderungsstudien (z. B. Merta et al., 2008; auch im Norddeutschen Tiefland: Elfert und Bormann, 2010). Die Modellierung des Seewasserhaushaltes wurde in der Zeit dieser Arbeit durch die WaSiM-ETH Entwickler wesentlich verbessert und konnte in dieser Arbeit angewendet werden. Um die Veränderungen der Waldvegetation im Modell abbilden zu können, musste die Vegetation detaillierter als in vergleichbaren Studien (Bolte et al., 2002; Wattenbach et al., 2007) abgebildet werden. Die Werte vieler Parameter wurden nach Literaturdaten bestimmt (vor allem Schulla, 1997; Hörmann et al., 2003 und Anders et al., 2002) und dann durch Messdaten und einem Vergleich der Vegetationsformen untereinander kalibriert. So wurde gesichert, dass die sich ergebenden Wasserhaushaltsgrößen der verschiedenen Vegetationsformen in sich und untereinander plausibel sind und sich besonders mögliche Veränderungen der Vegetation in der Modellierung des Wasserhaushalts widerspiegeln. Die Diskretisierung der Zeitschritte war ein Tag. Diese hohe Auflösung erscheint bei einem betrachteten Zeitraum von mehr als 100 Jahren recht fein, hatte aber mehrere Gründe: Die beobachteten und modellierten hydroklimatischen Randbedingungen lagen als Tageswerte vor. Tageswerte der Interzeptionsverdunstung konnten an beobachteten Werten kalibriert werden. Weiterhin erwiesen sich die Tageswerte für die numerische Stabilität im WaSiM-ETH-Modell günstiger als größere Zeitschritte. Für die Auswertung und Übergabe der Grundwasserneubildung an FEFLOW wurden die Ergebnisse zu größeren Zeitschritten aggregiert.

Die mittleren mit WaSiM-ETH modellierten Grundwasserneubildungsraten im Modellgebiet von 1976–2005 liegen mit  $97 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  um  $14 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  niedriger als in LUA (2009b). Diese Differenz liegt im Bereich der Unsicherheit der Niederschlagsmessung und -korrektur. In Lahmer et al. (2000) werden für das brandenburgische Einzugsgebiet der Unteren Oder, welches das Modellgebiet einschließt, für den Zeitraum 1961–1990 die mittleren Abflüsse mit  $101 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  (simuliert mit ABIMO) bzw.  $97 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  (Arc/EGMO) angegeben. Für den gleichen Zeitraum wurde in dieser Arbeit die mittlere Grundwasserneubildung im Modellgebiet  $132 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  berechnet. Diese Unterschiede lassen sich mit den verschiedenen Niederschlagshöhen in den jeweiligen Modellgebiete erklären. Im ABIMO-Modell wurden  $591 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , im Arc/EGMO-Modell  $583 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  angesetzt. Im Modellgebiet Redernswalder See/Briesensee liegt der Niederschlag nach eigener Auswertung bei  $633 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . In Lahmer et al. (2000) ist die Evapotranspiration von Grünland im Vergleich zu Ackerland bei gleichen Rahmenbedingungen etwa gleich, es wird aber bei grundwassernahen Standorten eine wesentlich größere Evapotranspiration erreicht als bei grundwasserfernen Standorten. Die mit WaSiM-ETH modellierte Evapotranspiration von Grünland ist wesentlich größer als die von Ackerland. Dies ist mit der guten Wasserversorgung auf den vorhandenen grundwassernahen Standorten des Grünlandes zu erklären. Das stimmt insofern mit den Aussagen von Lahmer et al. (2000) überein und ist plausibel. Hydroklimatische Veränderungen und Veränderungen im Wald wirken im Modell sensitiv auf die mittlere Grundwasserneubildung. Somit lassen sich die unterschiedlichen Auswirkungen verschiedener Szenarien auf die Grundwasserneubildung untersuchen.

Das eingesetzte Grundwassermodell FEFLOW wird in einer Modellbesprechung von Trefry und Muffels (2007) sehr gut bewertet. Im Nordostdeutschen Tiefland wurde es bereits in mehreren Studien erfolgreich eingesetzt (z. B. Zippel, 2006; Trübger, 2006 und Steidl et al., 2007). Die Ausdehnung des Modellgebietes wurde ausgehend von den Informationen der HYKA50 während der Arbeit angepasst. Aufgrund der unzureichenden Datenlage wird das physikalisch begründete Modell innerhalb des Modellaufbaus und der Kalibrierung, wie in Beven (1989) beschrieben, zu einem zumindest teilweise konzeptionellen Modell. Trotz dieser Anpassung konnte eine Übereinstimmung mit den beobachteten Wasserstandsganglinien nur bedingt erreicht werden. Das Grundwassermodell kann die Trends in der Entwicklung der Wasserstände durch Veränderungen der hydroklimatischen Randbedingungen und der Waldentwicklung abbilden. Die Reaktionen der beobachteten und modellierten Wasserstände auf klimatische Veränderungen sind vergleichbar. Auch die beobachteten überjährigen maximalen Wasserstandsänderungen des Redernswalder Sees konnten nachgebildet werden. Die hohen Wasserstände der 1970er und 1980er Jahre werden vom Modell erreicht, teilweise sogar überschätzt. Der in den folgenden Jahren beobachtete Trend sinkender Wasserstände wird ebenfalls durch das Modell abgebildet. Jedoch stabilisieren sich die Wasserstände im Modell auf einem niedrigen Niveau, während die beobachteten Wasserstände weiter sinken. So konnten die beobachteten niedrigen Wasserstände des Briesensees mit dem Modell nicht abgebildet werden. Deshalb ist anzunehmen, dass besonders niedrige Wasserstände in den Zukunftsszenarien unterschätzt werden. Die Ursache für die eingeschränkte Anpassung des Grundwassermodells an die beobachteten Wasserstandsentwicklung wird vor allem im geringen hydrogeologischen Erkundungsstand gesehen, der nicht ausreichte, um die komplexen Verhältnisse vor Ort im Modell beschreiben zu können. Angesichts der hohen Anzahl von Freiheitsgraden wurde mit

der Kalibrierung nur unzureichende Verbesserungen erzielt. Die Unterschiede zwischen den Waldentwicklungsszenarien wurden jedoch deutlich abgebildet. Ebenso wurden die Wirkungen von Änderungen in den hydroklimatischen Randbedingungen auf die Wasserstände wiedergegeben. Die angewandte modellgestützte Methodik mit ihrer Sensitivität gegenüber den sich ändernden Randbedingungen ist somit geeignet, die Wirkungen von Waldumbau und Klimaänderungen auf den Wasserstandsverlauf der grundwasserabhängigen Landschaftselemente zu analysieren. Einfache Speicheransätze hätten wesentlich weniger Freiheitsgrade, und könnten deshalb zum Beispiel im Vergleich zum Richards-Modell die dynamische Veränderungen im Wasserhaushalt und die sich ergebenden Wechselwirkungen mit der Vegetation und den GWLE nur unzureichend abbilden. Um die Wirkungen von Waldumbau und Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt der GWLE abbilden zu können, mussten deshalb eine höhere Modellkomplexität und die damit verbundene Unsicherheit in der Parametrisierung akzeptiert werden. Um eine mögliche Äquifinalität durch die hohe Anzahl an Freiheitsgraden (Beven, 1993) zu verringern, wurden die Zwischenergebnisse analysiert, die eine gute Modellanpassung zeigten.

## **7.2 Ergebnisse**

Die steuernde Größe für den Wasserstand ist die örtlich und zeitlich differenzierte Grundwasserneubildung. Ihre Schwankungen wirken auf das unterirdische Abflussgeschehen im Untersuchungsgebiet, in Folge dessen sich die Grund- und Seewasserstände einstellen. Die Seewasserstände sind nach ca. 10 Jahren von den Anfangsbedingungen des Modells unabhängig. Die Ähnlichkeit im Zeitverlauf von benachbarten Grund- und Seewasserständen dieser abflusslosen Seen weisen auf enge hydraulische Kopplungen mit dem oberen Grundwasserleiter hin. Innerjährliche Überschüsse und Defizite der Seewasserbilanz und ihre Wechselwirkung mit dem umgebenden Grundwasser bestimmen die innerjährliche Entwicklung der modellierten Wasserstandsganglinien.

Der Wasserhaushalt des Redernswalder Sees und des Briesensees wurde in den Jahren 1958 bis 2007 stark von den Veränderungen der Randbedingungen beeinflusst. Die Analyse der Modellergebnisse zeigte, dass die hydroklimatischen Randbedingungen in diesem Zeitraum bei gleichbleibender Vegetation zu einer Verringerung der Grundwasserneubildung unter den Waldflächen mit  $36 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  und im gesamten Modellgebiet zu  $40 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  führten. Für das Land Brandenburg zeigen Lahmer und Pfützner (2003) ebenfalls eine Abnahme der Sickerwasserbildung ( $-18,4 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  zwischen 1961 und 1998; s. a. Abbildung 10). Aufgrund des unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Bezuges sowie verschiedener Berechnungsverfahren<sup>12</sup> ist ein direkter Vergleich nur eingeschränkt möglich.

Die betrachteten Veränderungen in der Altersstruktur des Waldes führten zu einer Verringerung der mittleren Grundwasserneubildung um  $11 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  bezogen auf die gesamte Waldfläche. Vor allem die Intensivierung der Forstwirtschaft, die bis in die 1980er Jahre zu einem hohen Flächenanteil mit Kahlschlag, gefolgt von Wiederaufforstung führte, ließ eine höhere Grundwasserneubildung zu. Ab den 1990er Jahren wurden die forstwirtschaftlichen Maßnahmen reduziert und der Anteil der Kahlschlag- und Wiederaufforstungsflächen verringerte sich. Die

---

<sup>12</sup> Linearer Trend über die Methode der kleinsten Quadrate in Lahmer und Pfützner (2003)

zuvor aufgeforsteten Kiefernbestände erreichten Altersklassen mit hoher Evapotranspiration und geringer Grundwasserneubildung. Die Berücksichtigung von langfristigen Veränderungen des Bestandesalters in Einzugsgebieten auf den Wasserhaushalt ist selten. Die modellierten mittleren jährlichen Evapotranspirations- und Tiefenversickerungswerte einzelner Bestände zeigten im Vergleich mit Müller (2002b) ähnliche Differenzen zwischen den Altersklassen (s. a. Abbildung 36).

Die zunehmende Vergrasung der Kiefernbestände nach 1980 führt zu einem modellierten Rückgang der mittleren Grundwasserneubildung der Waldflächen von  $24 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , bei den Kiefernreinbeständen um  $123 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Der Unterschied der jährlichen Evapotranspiration zwischen Himbeer/Drahtschmiele und Sandrohr unter Kiefer wird in Müller und Bolte (2002) mit  $136 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$  angegeben. Es ist anzunehmen, dass die Unterschiede in der Evapotranspiration der verschiedenen Bodenvegetationstypen teilweise durch die Transpiration der Baumvegetation sowie die Evaporation des Bodens ausgeglichen werden. Somit fallen die Wirkungen auf die Grundwasserneubildung dann etwas schwächer aus. Weiterhin ist das Modellszenario der Vergrasung als ein Extremszenario zu betrachten, da sich innerhalb eines Zeitschrittes die gesamten Kiefern- und Nadelwaldbestände stark veränderten. In der Realität lief der Vorgang der Vergrasung langsamer und auch nicht auf allen Flächen mit gleicher Intensität ab. Um solche Veränderungen flächen- und zeitdiskret zu simulieren, lagen allerdings keine Daten vor.

Damit lässt sich der Rückgang der Grundwasserneubildung unter den Waldflächen etwa zu gleichen Anteilen auf klimatische Veränderungen und Veränderungen im Waldzustand zurückführen. Klimatisch bedingt sinkt auf den landwirtschaftlichen Nutzflächen die Grundwasserneubildung. Die ohnehin schon negative Wasserbilanz<sup>13</sup> der Seen und Erlenbrüche sinkt ebenfalls. Eine Ausnahme bilden die Moore, bei denen durch sinkende Grundwasserstände die Wasserverfügbarkeit sinkt. Auf solchen Flächen könnte durch zunehmende Kiefern- oder Birkenbestockung mit einer erhöhten Durchwurzelungstiefe die Evapotranspiration wieder steigen. Dies wurde aber im Modell nicht berücksichtigt. Für die Bilanz der betrachteten Seen und die Wirkungen der Waldflächen ist dieser Prozess nicht von Bedeutung, müsste aber bei expliziter Betrachtung der Moore zum Beispiel mit Wachstumsmodellen beachtet werden.

Überjährige modellierte Veränderungen der Grundwasserneubildung wirken auf die Entwicklung der Grund- und Seewasserstände. So führt die modellierte hohe Grundwasserneubildung zu einem Maximum der Wasserstände in den 1970er Jahren. In den 1980er Jahren nimmt die Grundwasserneubildung wieder etwas ab, die Grund- und Seewasserstände sinken leicht. In den Jahren 1982 und 1987 steigen die modellierten Wasserstände etwas an, was auch bei den beobachteten Wasserstandsmessungen der Fall war. Mit der sinkenden Grundwasserneubildung ab den 1990er Jahren sinken dann auch die Grund- und Seewasserstände wieder ab. Die von Fröhlich et al. (2008) modellierten Grundwasserstände nahmen in den Höhenlagen der Schorfheide zwischen 1980 und 2005 um mehr als 1,5 m ab. Dies ist ähnlich den beobachteten Grundwasserpegeln im Modellgebiet Redernswalder See/Briesensee und den Wasserstandsrückgängen in Dreger und Michels (2002) und bestätigt die modellierten Grundwasserstände im Modellgebiet Redernswalder See/Briesensee.

---

<sup>13</sup> Niederschlag minus reale Evapotranspiration

Als Ursache für den Rückgang der Grund- und Seewasserstände werden die Veränderungen der hydroklimatischen Randbedingungen und der Waldvegetation gesehen. Die Grundwasserneubildung konnte als eine wichtige Wasserhaushaltsgröße der GWLE identifiziert werden. Die hydroklimatischen Randbedingungen wirken nicht nur auf die Grundwasserneubildung unter den Waldflächen, sondern auch direkt auf die GWLE und auf die landwirtschaftlichen Nutzflächen. Somit sind die klimatischen Einflüsse bei Seewasserständen im Verhältnis zum Einfluss der Waldentwicklung noch etwas größer. Weitere Ursachen für den Wasserspiegelrückgang werden in dieser Arbeit nicht explizit berücksichtigt. So ist davon auszugehen, dass das Grabensystem in feuchten Perioden die maximalen Grundwasserstände zumindest lokal begrenzt. Wasserentnahmen, die an anderer Stelle von Bedeutung sein könnten, haben durch die geringen Pumpraten keine oder nur eine sehr geringe Wirkung auf den Grundwasserspiegel im Modellgebiet. Ebenso haben Grundwasserabsenkungen durch Flussausbaumaßnahmen in den Auen auf die Grundwasserstände in den Höhenlagen keine Bedeutung, da sich dadurch die Gradienten im Grundwasserleiter nur marginal verändern.

Die Wasserstände der betrachteten Seen sind einer ständigen Dynamik unterworfen. Driescher (2003), Thienemann (1932) und andere zeigen, dass Hoch- und Niedrigwasserstände in der Vergangenheit immer wieder auftraten. Alte Karten und „ertrunkene“ Bäume im Uferbereich weisen darauf hin, dass es bereits vor 1970 niedrige Wasserstände gab. So kann der mit Pegelmessungen dokumentierte Wasserstandsrückgang im Redernswalder und im Briesensee seit Mitte der 1970er Jahre nicht als einmalige Entwicklung betrachtet werden. Hohe Wasserstände führten bereits in den 1920er Jahren zu Schäden in der Forstwirtschaft im Nordostdeutschen Tiefland (Thienemann, 1932). Starke Schwankungen der Seewasserstände treten nicht nur im Nordostdeutschen Tiefland auf. So stieg der Seewasserstand beim Devils Lake aufgrund hoher Niederschläge zwischen 1993 und 2002 um mehr als 7 Meter (Leistritz et al., 2002).

Die für die zukünftige Waldentwicklung eingesetzten Waldentwicklungsszenarien berücksichtigen die Umtriebszeiten der Bestände. Somit erfolgt der Waldumbau sukzessiv. Bereits mit der ersten Zeitscheibe sind die Wirkungen der Veränderungen auf die Grundwasserneubildung mit einem Plus von  $42 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  beim A1B und  $35 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  beim B1-Szenario im Vergleich zum DSW2006 sehr groß. Die Umsetzung des klimaplastisch optimierten Waldumbaus hat gegenüber der Fortschreibung DSW eine positive Wirkung auf die Grundwasserneubildung, die sich aber erst nach 2070 mit einer erhöhten Grundwasserspense unter der gesamten Waldfläche von 20 bis 45 mm pro Jahr deutlich zeigt. Weiterhin ist davon auszugehen, dass sich der klimaplastisch optimierte Wald in seinem Wachstum und damit der Wirtschaftlichkeit besser auf noch unsichere Klimaentwicklungen einstellen kann. Der Waldumbau ist bis zum Jahr 2100 aufgrund der langen Umtriebszeiten noch nicht abgeschlossen.

Bolte et al. (2002) errechnen für die Umwandlung der aktuellen Waldbestände in die potentiell natürliche Vegetation einen Zuwachs der Tiefenversickerung von  $19 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  für Berlin/Brandenburg, bedingt durch den geringeren Nadelwaldanteil. Diese Bilanzierung erfolgte für den Zeitraum 1978–1995. In Wattenbach et al. (2007) wird für die Umwandlung von Kiefernbeständen in Laubwald auf 29% der Gesamtfläche eine Zunahme der Grundwasserneubildung in Brandenburg von ca.  $3,1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  angegeben. Bilanziert wurde über die Jahre 1951–1998. Damit

fallen die Wirkungen des Waldumbaus vergleichsweise gering aus. Wattenbach et al. (2007) sieht die Ursachen hierfür vor allem in den einfachen eingesetzten Modellansätzen, die zum Beispiel die Bodenvegetation nur eingeschränkt berücksichtigen. Weiterhin wird in diesen Studien der Wald nur in Nadel-, Laub- und Mischwald unterschieden und die Altersstruktur der Bestände nicht berücksichtigt, wodurch sich auch eine Abschwächung der Unterschiede ergeben kann. Die großen Wirkungen des in dieser Arbeit betrachteten Waldumbaus ergeben sich auch aus dem ursprünglich hohen Anteil Kiefern-dominierter Flächen im Untersuchungsgebiet von 66%.

Ergebnisse anderer Studien zu den Auswirkungen von Klimaänderungen und Landnutzungswandel auf den Wasserstand von Grund- und Seewasserständen lassen sich nur bedingt vergleichen, da neben den Veränderungen auch das Klima, die Geologie, der Anteil der Umbauflächen usw. auf den Wasserhaushalt wirken. Um die Auswirkungen eines möglichen Waldumbaus zu analysieren, arbeiten Mey und Pfützner (2008) ohne Klimaszenarien und verwenden beobachtete Klimadaten. Fröhlich et al. (2008) setzen ebenfalls beobachtete Zeiträume für die Auswirkungen von möglichem Waldumbau ein. Sie analysieren aber zusätzlich die Auswirkungen von möglichen Klimaänderungen mit zwei Szenarien des PIK bis 2055, bei denen der Wasserstand bei gleichbleibender Landnutzung auf einer Hochfläche um 1,5 m bis 2,2 m sinkt.

In dieser Studie betrug der Einfluss von Veränderungen der Waldvegetation auf die Seewasserstände abzüglich des klimatischen Einflusses im Zeitraum 1958–2007 bis zu 1,5 m. Ein zukünftiger Waldumbau von Kiefern zu Laubwäldern würde die Seewasserstände um bis zu 2 m erhöhen. Im Gegensatz dazu führte in der Studie von Mey und Pfützner (2008) bei gleichbleibenden hydrometeorologischen Randbedingungen der Waldumbau von Kiefer zu Buche lediglich zu einem Grundwasseranstieg um bis zu 0,4 m auf den Umbauflächen und um ca. 0,2 m für den Luchsee nahe dem Spreewald/Brandenburg. In Fröhlich et al. (2008) werden im Gebiet der Schorfheide durch Waldumbau zur potentiell natürlichen Vegetation die Seewasserstände im Mittel um 0,25 m angehoben. Damit sind die hier modellierten Veränderungen beim Redernswalder See und Briesensee wesentlich größer. Die recht großen beobachteten und simulierten Veränderungen der Wasserstände lassen sich durch die Lage dieser Binneneinzugsgebiete erklären: Sie befinden sich nahe an der unterirdischen Hauptwasserscheide, damit sind die unterirdischen Einzugsgebiete klein. Die Höhe der Seewasserstände wird durch die Grundwasserneubildung im jeweiligen Einzugsgebiet der Seen bestimmt. Mit zunehmender Entfernung der GWLE von der Wasserscheide erhöht sich die Größe des Einzugsgebietes und damit auch die mittlere Verweilzeit des speisenden Grundwassers. Dies hat eine puffernde Wirkung auf die Wasserstände. Da es sich bei den hier betrachteten Seen um Binneneinzugsgebiete ohne oberirdischen Ablauf handelt, können sich hier vergleichsweise hohe Wasserstände ausbilden.

In den Klimamodellen ist besonders die Niederschlagshöhe eine unsichere Größe (Blöschl und Montanari, 2010). Kleine Veränderungen haben für den Wasserhaushalt jedoch bereits große Auswirkungen. Das gilt besonders in Gegenden wie dem vorliegenden Untersuchungsgebiet, wo die jährliche Niederschlagshöhe relativ gering ist und unterhalb der potenziellen Evapotranspiration liegt. Durch eine Biaskorrektur konnten systematische Fehler der Klimaprojek-

tionen, welche schon im Kontrollzeitraum auftreten, korrigiert werden. Das bedeutet aber nicht, dass die Zukunft dadurch sicherer projiziert werden kann. Für Biaskorrekturen gibt es auch verschiedene Verfahren, die unterschiedliche Ergebnisse liefern können (Piani et al., 2008 und Nilson et al., 2010).

## 8 Schlussfolgerungen

In dieser Arbeit wurden klimatische Einflüsse und Effekte des Waldumbaus sowie Auswirkungen der Altersstruktur und der Entwicklung des Unterwuchses in Waldbeständen auf den Wasserhaushalt der GWLE in einem Untersuchungsgebiet im Nordostdeutschen Tiefland untersucht. Für die Seen in dieser Region wird von einer engen hydraulischen Kopplung mit dem oberen Grundwasserleiterkomplex ausgegangen. Dies wurde durch die eigenen Modellierungen bestätigt, ebenso wie durch eine statistische Analyse der Pegelganglinien aus einer Vielzahl von Seen und Grundwasserbeobachtungsbrunnen (Lischeid et al., 2010).

Im Zuge der Untersuchungen zeigten sich mannigfaltige Wechselwirkungen und ein nichtlineares Systemverhalten, die mit einfacheren Modellansätzen nicht abgebildet werden konnten. Die notwendige Modellkomplexität ging allerdings einher mit einer hohen Anzahl von Freiheitsgraden und somit einer erheblichen Unsicherheit in der Parametrisierung der Modelle. Insbesondere die Modellierung der Grundwasserströmung im Wechselspiel mit der Seewasserstandsentwicklung war nur bedingt zufriedenstellend. Dagegen konnte der Einfluss der Veränderungen der Waldvegetation und des Klimas auf den Wasserhaushalt der GWLE gut wiedergegeben werden.

Erhebliche Schwankungen der Seenwasserstände werden bereits aus der Zeit vor Beginn kontinuierlicher Wasserstandmessungen beschrieben. Dem aktuell beobachtetem Absinken der Seenwasserstände seit den 1980er Jahren ging offensichtlich ein erheblicher Anstieg voraus. Die hohen Wasserstände der 1980er Jahre können deshalb nicht als Normalzustand angesehen werden.

Unter ähnlichen klimatischen Verhältnissen sind die klimatischen Wirkungen und Einflüsse durch Waldumbau auf die Grundwasserneubildung auf ähnliche Gebiete im Norddeutschen Tiefland übertragbar. Je geringer der Niederschlag ist, umso stärker sind dabei die anteiligen Wirkungen von Veränderungen der Waldwirtschaft. Für Aussagen zum Wasserhaushalt anderer GWLE müssen diese modellgestützt untersucht werden, vor allem hydrogeologische Unterschiede sind für die Entwicklung der Wasserstände von Bedeutung.

Die Analysen dieser Arbeit ergaben:

1. Die Ursachen für die beobachteten Absenkungen des Wasserspiegels der analysierten grundwasserabhängigen Landschaftselemente in den bewaldeten Einzugsgebieten im Nordostdeutschen Tiefland sind etwa zu gleichen Anteilen auf klimatische Veränderungen und Veränderungen im Waldzustand und einen damit verbundenen Rückgang der Grundwasserneubildung zurückzuführen.
2. Der Umbau von Kiefernmonokulturen zu Laubmischwäldern führt zu einer erhöhten Grundwasserneubildung und somit zu einer positiven Wirkung auf den Grundwasserstand und den Wasserhaushalt der grundwasserabhängigen Landschaftselemente und ihrer Einzugsgebiete.

3. Die Entwicklung der Wasserstände in den grundwasserabhängigen Seen ist stark von der noch unsicheren Entwicklung der hydroklimatischen Randbedingungen abhängig. In den Modellanalysen führen die eingesetzten REMO-Klimaszenarien bei einer gleichbleibenden Waldvegetation zu weiter abnehmenden See- und Grundwasserständen.
4. Der in dieser Arbeit betrachtete Waldumbau kann als eine nachhaltige Maßnahme zur Erhaltung der GWLE betrachtet werden. Durch den Waldumbau lässt sich, je nach tatsächlicher Ausprägung der noch ungewissen hydroklimatischen Randbedingungen, ein weiteres Absinken der Seewasserstände für die Dauer der nächsten Jahrzehnte entweder komplett kompensieren oder zumindest deutlich reduzieren.

Um die Unsicherheit der erzielten Modellergebnisse weiter zu reduzieren, wäre ein erheblicher Aufwand erforderlich. So kann durch Methoden wie Sondieren oder geoelektrische Widerstandsmessungen die vorhandene Datenlage für das hydrogeologische Modell verbessert werden. Eine direkte Modellkopplung zwischen ungesättigter Zone und Grundwassermodell könnte eine realistischere Darstellung und damit eine Verbesserung bezüglich des zeitlichen Verlaufes der Grundwasserneubildung und Evapotranspiration grundwassernaher Standorte mit sich bringen. Auch Veränderungen der Grundwasserflurabstände, besonders auf Moorflächen, könnten mit dynamischen ökologischen Wachstumsmodellen explizit betrachtet werden.

Bei den Klimaszenarien gibt es eine stetige Weiterentwicklung. Da die zukünftige Entwicklung des Wasserhaushalts von den klimatischen Randbedingungen besonders beeinflusst wird, werden auch weitere, veränderte Klimaszenarien Änderungen in der modellierten Grundwasserneubildung und der Wasserstandsentwicklung bringen.

Die Einflüsse der Änderung der Phänologie und Physiologie durch den Klimawandel, Schädigungen durch Kalamitäten, Waldbrände, extreme Witterung und neue Erntetechniken werden in Zukunft ebenso den Wasserhaushalt der Waldstandorte beeinflussen, konnten in der vorliegenden Arbeit jedoch nicht berücksichtigt werden. In trockenen Sommern wird die Evapotranspiration auf den grundwasserfernen Standorten durch Wasserstress reduziert, dies wird auch im Modell abgebildet. Wie stark sich der Wasserstress auf die Vegetation auswirkt, ist Gegenstand aktueller Forschung, z. B. „Drylab“ (Müller und Bolte, 2009).

Während der Bearbeitungszeit dieser Arbeit begannen Waldumbaumaßnahmen im Untersuchungsgebiet. Eine Kontrolle des Einflusses realer Waldumbaumaßnahmen auf den Wasserhaushalt der betrachteten Seen wäre eine gute Möglichkeit zur Verifikation der Modellergebnisse.

## 9 Literaturverzeichnis

- Abbott, M. B., J. C. Bathurst et al. (1986): *An Introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, She .1. History and Philosophy of A Physically-Based, Distributed Modeling System*. Journal of Hydrology, 87(1-2), 45-59.
- Acreman, M. C. und P. Weng (2003): *Understanding hydrological processes in wetlands to improve management - Preface*. Hydrology and Earth System Sciences, 7(1), 1-1.
- AKS (2008): *Daten: Brunnendaten und Pumpraten (1997-2007) der Wasserwerke Görlsdorf und Steinhöfel*. Frankfurt (Oder)
- Allen, R. G., L. S. Peeira et al. (1998): *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations. FAO Irrigation and drainage paper 56. Rom.
- Almendinger, J. E. (1990): *Groundwater Control of Closed-Basin Lake Levels Under Steady-State Conditions*. Journal of Hydrology, 112(3-4), 293-318.
- Anders, S., W. Beck et al. (1996): *Waldökosystemforschung Eberswalde - Struktur, Dynamik und Stabilität von Kiefern- und Buchenwaldökosystemen unter Normal- und multiplen Streßbedingungen unterschiedlicher Ausprägung im nordostdeutschen Tiefland*. Mitteilungen der Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft, 182
- Anders, S., W. Beck et al. (2002): *Ökologie und Vegetation der Wälder Nordostdeutschlands. Einfluss von Niederschlagsarmut und erhöhtem Stickstoffeintrag auf Kiefern-, Eichen- und Buchen-Wald- und Forstökosysteme des nordostdeutschen Tieflandes*. Kessel, Norbert, Dr. Oberwinter.
- Anders, S., W. Beck et al. (2005): *BMBF-Forschungsverbund "Zukunftsorientierte Waldwirtschaft": Ökologischer Waldumbau im nordostdeutschen Tiefland*. Ministerium für Landwirtschaft, Umweltschutz und Raumordnung des Landes Brandenburg. Eberswalder Forstliche Schriftenreihe 23. Potsdam.
- BAH (2008): *ArcEGMO - Gis-gestützte hydrologische Modellierung*. Büro für Angewandte Hydrologie. Berlin. <http://www.arcegmo.de/html/dokumentation.html> (6.8.2009)
- Benecke, P. (1984): *Der Wasserumsatz eines Buchen- und eines Fichtenwaldökosystems im Hochsolling*. Forstl. Fakultät der Universität Göttingen. Göttingen.
- Beven, K. (1989): *Changing Ideas in Hydrology - the Case of Physically-Based Models*. Journal of Hydrology, 105(1-2), 157-172.
- Beven, K. (1993): *Prophecy, Reality and Uncertainty in Distributed Hydrological Modeling*. Advances in Water Resources, 16(1), 41-51.
- Beven, K. (2001): *How far can we go in distributed hydrological modelling?* Hydrology and Earth System Sciences, 5(1), 1-12.
- BKG (2004): *Karte: Digitale Topographische Karte 1 : 200 000 (DTK200)*. Bundesamt für Kartographie und Geodäsie. Frankfurt a. M.
- Blöschl, G. und A. Montanari (2010): *Climate change impacts-throwing the dice?* Hydrological Processes, 24(3), 374-381.
- BMU (2003): *Hydrologischer Atlas von Deutschland*. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. Bonn.
- Bock, R., P. Braun et al. (2005): *Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie - Bericht zur Bestandsaufnahme für das Land Brandenburg*. Landesumweltamt Brandenburg (LUA). Potsdam.
- Bolte, A., B. Wolff et al. (2002): *Kapitel: Tiefensickerung in Abhängigkeit von realer und natürlicher Waldbedeckung - eine bundesweite Modellstudie* in: Funktionen des Waldes und Aufgaben der Forstwirtschaft in Verbindung mit dem Landschaftswasserhaushalt, Ministerium für

- Landwirtschaft, Umweltschutz und Raumordnung des Landes Brandenburg ; Landesforstanstalt Eberswalde, 86 Seiten. Potsdam.
- Borgwardt, K., F. Dreger et al. (2006): *Die "Meelake" im Wandel - Veränderungen eines nordostbrandenburgischen Verlandungsmoores (1991-2004)*. Archiv für Forstwesen und Landschaftsökologie, 40(4), 166-176.
- Bork, H.-R., H. Bork et al. (1998): *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa: Wirkungen des Menschen auf Landschaften*, 1. Auflage. Klett - Perthes. Gotha, Stuttgart.
- Born, S. M., S. A. Smith et al. (1979): *Hydrogeology of Glacial-Terrain Lakes, with Management and Planning Applications*. Journal of Hydrology, 43(1-4), 7-43.
- Brown, A. E., L. Zhang et al. (2005): *A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation*. Journal of Hydrology, 310(1-4), 28-61.
- Brust, K. (2007): *Detaillierte Untersuchungen zum Wasserhaushalt eines kleinen Einzugsgebietes im Nordostdeutschen Tiefland unter Nutzung des Modells SWAT* (Diplom) Technische Universität Dresden - Fakultät für Forst- Geo- und Hydrowissenschaften - Institut für Hydrologie und Meteorologie. Dresden.
- BSC (2002): *MAB-Evaluierungsbericht*. Biosphärenreservat Schorfheide-Chorin. Angermünde. [http://www.schorfheide-chorin.de/service/MAB\\_Bericht.pdf](http://www.schorfheide-chorin.de/service/MAB_Bericht.pdf) (10.9.2009)
- BSC (2009): *Daten: Seen- und Grundwasserstandsganglinien des Biosphärenreservates Schorfheide-Chorin*. Angermünde
- Calder, I. R., R. L. Hall et al. (1995): *The Impact of Land-Use Change on Water-Resources in Sub-Saharan Africa - A Modeling Study of Lake Malawi*. Journal of Hydrology, 170(1-4), 123-135.
- Chiang, W.-H. (2005): *3D-Groundwater Modeling with PMWIN*, 2. Auflage. Springer.
- Chrobok, S. M., G. Markuse et al. (1982): *Abschmelz- und Sedimentationsprozesse im Rückland weichselhoch- bis spätglazialer Marginalzonen des Barnims und der Uckermark (mittlere DDR)*. Petermanns Geographische Mitteilungen, 126, 95-102.
- Crapper, P. F., P. M. Fleming et al. (1996): *Prediction of lake levels using water balance models*. Environmental Software, 11(4), 251-258.
- Croley, T. E. (1983): *Great Lake Basins (Usa Canada) Runoff Modeling*. Journal of Hydrology, 64(1-4), 135-158.
- Dannowski, R. (2010): *Persönliche Mitteilung*
- Dannowski, R. und D. Balla (2004): *Wasserhaushalt und geohydrologische Situation einer vernässten Niedermoorfläche mit Schilfanbau in Nordost-Brandenburg*. Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung, 43(2), 27-40.
- Dannowski, R., U. Mellentin et al. (1996): *Ökologische Zustandsbewertung und Entwicklungsziele von Quell- und Wasserabflußsystemen in der Agrarlandschaft im Quell- und Wasserabflußgebiet der Sernitz - BMBF-TP 2.4 „Gebietshydrologie/Landschaftswasserhaushalt“*. Leibniz-Zentrum für Agrarlandschaftsforschung (unveröffentlicht). Müncheberg.
- Delzon, S., M. Sartore et al. (2004): *Hydraulic responses to height growth in maritime pine trees*. Plant Cell and Environment, 27(9), 1077-1087.
- DHI (2005): *MIKE SHE - Manual*. DHI Water & Environment. Hørsholm.
- Diersch, H.-J. (2009): *FEFLOW® 5.4 User's Manual*. DHI-WASY GmbH. Berlin.
- Dietrich, O., M. Redetzky et al. (2007): *Wetlands with controlled drainage and sub-irrigation systems - modelling of the water balance*. Hydrological Processes, 21(14), 1814-1828.
- Doss, P. K. (1993): *The Nature of A Dynamic Water-Table in A System of Non-Tidal, Fresh-Water Coastal Wetlands*. Journal of Hydrology, 141(1-4), 107-126.
- Dreger, F. und R. Michels (2002): *Die Entwicklung der Grundwasserstände in der Schorfheide 1980-2000*. Eberswalder Forstliche Schriftenreihe, 15(Funktionen des Waldes in Verbindung mit dem Landschaftswasserhaushalt), 11-15.

- Driescher, E. (2003): *Veränderungen an Gewässern Brandenburgs in historischer Zeit*. Landesumweltamt Brandenburg (LUA). Studien und Tagungsberichte 47. Potsdam.
- DVWK (1996): *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen*. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK) e. V. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft 238. Bonn.
- DWD (2005): *KOSTRA-DWD 2000: Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen*. Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie. Hannover.
- DWD (2009): *Daten: Klimatische Zeitreihen des Deutschen Wetterdienstes*. Mainz
- DWD (2010): *Windgeschwindigkeiten*.  
[http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?\\_nfpb=true&\\_pageLabel=dwdwww\\_result\\_page&portletMasterPortlet\\_i1gsbDocumentPath=Navigation%2FForschung%2Fchemie\\_\\_der\\_\\_atmos%2FMOHP%2FKINDER%2Fk\\_\\_wind\\_\\_de\\_\\_node.html%3F\\_\\_nnn%3Dtrue](http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_pageLabel=dwdwww_result_page&portletMasterPortlet_i1gsbDocumentPath=Navigation%2FForschung%2Fchemie__der__atmos%2FMOHP%2FKINDER%2Fk__wind__de__node.html%3F__nnn%3Dtrue) (16.2.2010)
- Dyck, S. und G. Peschke (1995): *Grundlagen der Hydrologie*, 3. Auflage. Verlag für Bauwesen. Berlin.
- Elfert, S. und H. Bormann (2010): *Simulated impact of past and possible future land use changes on the hydrological response of the Northern German lowland 'Hunte' catchment*. Journal of Hydrology, 383(3-4), 245-255.
- Ende H.-P., Jenssen M. et al. (2007): *Sustainable Development of Forest Landscapes - the NEWAL-NET Research and Implementation Strategy*. In: "Sustainable Neighbourhood - from Lisbon to Leipzig through Research" 8.-10.Mai 2007 Leipzig.
- Fortin, J. P., R. Turcotte et al. (2001): *Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I: Description of model*. Journal of Hydrologic Engineering, 6(2), 91-99.
- Fowler, H. J., S. Blenkinsop et al. (2007): *Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling*. International Journal of Climatology, 27(12), 1547-1578.
- Freeze, A. R. und R. L. Harlan (1969): *Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model*. Journal of Hydrology, 9(3), 237-258.
- Fröhlich, K., B. Hasch et al. (2008): *Machbarkeitsstudie „Stabilisierung des Landschaftswasserhaushaltes der Schorfheide“*. Landesumweltamt Brandenburg (LUA). Potsdam.
- Fu, G. B., S. P. Charles et al. (2009): *A critical overview of pan evaporation trends over the last 50 years*. Climatic Change, 97(1-2), 193-214.
- Gaillard, M. J. (1985): *Postglacial Paleoclimatic Changes in Scandinavia and Central Europe A Tentative Correlation Based on Studies of Lake Level Fluctuations*. Ecologia Mediterranea, 11(1), 159-176.
- Genereux, D. und I. Bandopadhyay (2001): *Numerical investigation of lake bed seepage patterns: effects of porous medium and lake properties*. Journal of Hydrology, 241(3-4), 286-303.
- GEOBASIS-BB (2003): *Karte: Verwaltungsgrenzen Brandenburg Stand 2003*. Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg. Potsdam.
- GEOBASIS-BB (2004): *Karte: Digitale Topographische Karte 1 : 10 000 (DTK10)*. Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg. Potsdam.
- GEOBASIS-BB (2005): *Karte: Digitales Geländemodell 1 : 25 000 (DGM25)*. Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg. Potsdam.
- GHCN (2009): *Daten: Global Historical Climatology Network-Monthly Version 2 - Precipitation; Temperature*. <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/ghcn-monthly/index.php> (19.6.2009)
- Gottwald, F., A. Seuffert et al. (2010): *Erfolgskontrolle der Wasserstandsaniehung im Mellnmoor*. Naturschutz und Landschaftspflege, 19(3-4), 170-181.

- Gregory, S. und K. Smith (1967): *Local temperature and humidity contrasts around small lakes and reservoirs*. *Weather*, 22, 497-505.
- Hagemann, S., J. O. Härter et al. (2009): *Usage of a global statistical bias correction to enhance simulations of the current and future hydrological cycle*. In: EGU2009. EGU. Viena.
- Harrison, S. P. und G. Digerfeldt (1993): *European Lakes As Paleohydrological and Paleoclimatic Indicators*. *Quaternary Science Reviews*, 12(4), 233-248.
- Harrison, S. P., I. C. Prentice et al. (1993): *Climatic Controls on Holocene Lake-Level Changes in Europe*. *Climate Dynamics*, 8(4), 189-200.
- Herbst, M., C. Eschenbach et al. (1999): *Water use in neighbouring stands of beech (Fagus sylvatica L.) and black alder (Alnus glutinosa (L.) Gaertn.)*. *Annals of Forest Science*, 56(2), 107-120.
- Herbst, M. und L. Kappen (1993): *Die Rolle des Schilfs im standörtlichen Wasserhaushalt eines norddeutschen Sees*. *Phytocoenologia*, 23(0), 51-64.
- Hoffmann, D. (2008): *Diplomkartierung - Hydrogeologische Kartierung des unterirdischen Einzugsgebietes des Redernswalder Sees bei Poratz (Barnim/Brandenburg)* Ernst-Moritz-Arndt Universität. Greifswald.
- Hofmann, G. (1995): *Zur Wirkung von Stickstoffeinträgen auf die Vegetation nordostdeutscher Kiefernwaldungen*. In: UBA-Texte. UBA. Berlin.
- Hofmann, G. und U. Pommer (2005): *Potentielle Natürliche Vegetation von Brandenburg und Berlin - mit Karte im Maßstab 1 : 200 000*, Eberswalder Forstliche Schriftenreihe. Ministerium für ländliche Entwicklung, Umwelt und Verbraucherschutz. Potsdam.
- Holzbecher, E. (2001): *The dynamics of subsurface water divides - watersheds of Lake Stechlin and neighbouring lakes*. *Hydrological Processes*, 15(12), 2297-2304.
- Hörmann, G., M. Lukes et al. (2003): *Wasserhaushalt von Waldökosystemen - Methodenleitfaden zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten auf Level II-Flächen*. Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (BMVEL). Berlin.
- Huntley, B., R. Baxter et al. (1998): *Vegetation responses to local climatic changes induced by a water-storage reservoir*. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 7(4), 241-257.
- IPCC (2007): *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, United Kingdom and New York, NY, USA.  
<http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm> (20.8.2008)
- Jacob, D. (2005a): *REMO A1B Scenario Run, UBA Project, 0.088 Degree Resolution, Run No. 006211, 1H Data. CERA-DB "REMO\_UBA\_A1B\_1\_R006211\_1H"*  
[http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO\\_UBA\\_A1B\\_1\\_R006211\\_1H](http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO_UBA_A1B_1_R006211_1H)
- Jacob, D. (2005b): *REMO B1 Scenario Run, UBA Project, 0.088 Degree Resolution, Run No. 006212, 1H Data. CERA-DB "REMO\_UBA\_A1B\_1\_R006212\_1H"*  
[http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO\\_UBA\\_B1\\_1\\_R006212\\_1H](http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO_UBA_B1_1_R006212_1H)
- Jacob, D. (2005c): *REMO Climate of the 20th Century Run, UBA Project, 0.088 Degree Resolution, Run No. 006210, 1H Data. CERA-DB "REMO\_UBA\_C20\_1\_R006210\_1H"*  
[http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO\\_UBA\\_C20\\_1\\_R006210\\_1H](http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO_UBA_C20_1_R006210_1H)
- Jacob, D., H. Göttel et al. (2008): *Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland*. Umweltbundesamt. Climate Change 11. Dessau-Roßlau.
- Jagodzinski, A. M. und I. Kalucka (2008): *Age-related changes in leaf area index of young Scots pine stands*. *Dendrobiology*, 59, 57-65.

- Jenssen, M. (2009a): *Daten: Bestandesniederschlag und Stammabfluss (2006-2008)*. Eberswalde
- Jenssen, M. (2009b): *Realization of the model of climate-adaptive forests in forest practice of the Northeast German lowlands*. *Forst und Holz*, 64(10), 18-21.
- Jones, J. A., G. L. Achterman et al. (2009): *Hydrologic effects of a changing forested landscape-challenges for the hydrological sciences*. *Hydrological Processes*, 23(18), 2699-2704.
- Jordan, H. und H.-J. Weder (1995): *Hydrogeologie - Grundlagen und Methoden; regionale Hydrogeologie: Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Berlin, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen*, 2. Aufl. Auflage. Enke Verlag. Stuttgart.
- Kalmar, I. (1982): Kapitel: *Hydrographische Verhältnisse des Neusiedlersees* in: *Naturverhältnisse des Neusiedlersees (A fertő-to termeszeti adottsagai)*. *Az Eszakkunantuli Vizügyi Igazgatóság és az Országos Meteorológiai Szolgálat*, Budapest.
- Klemes, V. (1986): *Operational Testing of Hydrological Simulation-Models*. *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques*, 31(1), 13-24.
- Konikow, L. F. und J. D. Bredehoeft (1992): *Ground-water models cannot be validated*. *Advances in Water Resources*, 15(1), 75-83.
- Kromp-Kolb, H., J. Eitzinger et al. (2005): *Auswirkungen einer Klimaänderung auf den Wasserhaushalt des Neusiedler Sees*. Department für Wasser-Atmosphäre-Umwelt, Institut für Meteorologie, BOKU Wien. Wien.
- Kunstmann, H., K. Schneider et al. (2004): *Impact analysis of climate change for an Alpine catchment using high resolution dynamic downscaling of ECHAM4 time slices*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(6), 1030-1044.
- Lahmer, W. und B. Pfützner (2003): *Orts- und zeitdiskrete Ermittlung der Sickerwassermenge im Land Brandenburg*. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. (PIK). PIK-Report 85. Potsdam.
- Lahmer, W., B. Pfützner et al. (2000): *Flächendeckende Modellierung von Wasserhaushaltsgrößen für das Land Brandenburg - Beitrag zum Projekt "Stabilisierung und Verbesserung des Landschaftswasserhaushaltes in Brandenburg"*. Landesumweltamt Brandenburg. Studien und Tagungsberichte 27. Potsdam.
- Landgraf, L., V. Rowinsky et al. (2004): *Leitfaden zur Renaturierung von Feuchtgebieten in Brandenburg*. Landesumweltamt Brandenburg. Studien und Tagungsberichte des Landesumweltamtes Studien und Tagungsberichte des Landesumweltamtes 50. Potsdam.
- Langbein, W. B. (1961): *Salinity and hydrology of closed lakes*, U.S. Geological Survey Professional Paper Washington.
- Leander, R. und T. A. Buishand (2007): *Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows*. *Journal of Hydrology*, 332(3-4), 487-496.
- Leistritz, F. L., J. A. Leitch et al. (2002): *Regional economic impacts of water management alternatives: the case of Devils Lake, North Dakota, USA*. *Journal of Environmental Management*, 66(4), 465-473.
- Lenters, J. D., T. K. Kratz et al. (2005): *Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA)*. *Journal of Hydrology*, 308(1-4), 168-195.
- LFE (2006): *Daten: Datenspeicherwald, Version 2, Land Brandenburg*. Eberswalde
- LGRB (2007): *Karte: Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000 (BUEK300)*. Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg. Kleinmachnow.
- Linacre, E. T. (2004): *Evaporation trends*. *Theoretical and Applied Climatology*, 79(1-2), 11-21.

- Lischeid, G., M. Natkhin et al. (2010): *Assessing coupling between lakes and layered aquifers in a complex Pleistocene landscape based on water level dynamics*. *Advances in Water Resources*, (eingereicht)
- LUA (2008): *Datenbestand oberirdische Einzugsgebiete - EZG, Version 3.0*. Landesumweltamt Brandenburg (LUA). Potsdam.
- LUA (2009a): *Daten: Grundwasserstandganglinien des Landesumweltamtes Brandenburg*. Potsdam
- LUA (2009b): *Mittlere Abflussspende für die Zeitreihe 1976-2005 (Abimo 2.1)*. Landesumweltamt Brandenburg (LUA). Potsdam.
- LUA (2009c): *Umweltdaten Brandenburg 2008/09*. Landesumweltamt Brandenburg (LUA). Potsdam.
- Luthardt, V. (2004): *Lebensräume im Wandel - Bericht zur ökosystemaren Umweltbeobachtung (ÖUB) in den Biosphärenreservaten Brandenburgs*. Landesumweltamt Brandenburg (LUA). Fachbeiträge des Landesumweltamtes 94. Potsdam / Eberswalde.
- Manhenke, V., M. Hannemann et al. (1995): *Gliederung und Bezeichnung der Grundwasserleiterkomplexe im Lockergestein des Landes Brandenburg*. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 2(1), 12
- Marcinek, J. (1991): Kapitel: *Gewässer und Wasserhaushalt* in: *Physische Geographie - Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen*, 1 Auflage. Hermann Haack Verlagsgesellschaft mbH, 273 Seiten. Gotha.
- Marx, A., M. Mast et al. (2009): *Effect of Climate Change on Flood and Drought Risks in a Northern-Alpine catchment*. In: EGU2009 Viena.
- Mauersberger, H. und R. Mauersberger (1997): *Die Seen des Biosphärenreservates "Schorfheide-Chorin" : eine ökologische Studie; Untersuchungen zur Struktur, Trophie, Hydrologie, Entwicklung, Nutzung, Vegetation und Libellenfauna* Universität Greifswald.
- McDonnell, J. J., M. Sivapalan et al. (2007): *Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology*. *Water Resources Research*, 43(7)
- Mehl, D. und V. Thiele (1998): *Fließgewässer- und Talraumtypen des norddeutschen Tieflandes*. Parey Buchverlag. Berlin.
- Meier, R. (2006): *Ist-Zustandskartierung und Analyse der Entwicklungsgeschichte des Behlensees bei Poratz*. Fachhochschule Eberswalde. Eberswalde.
- Merta, M., C. Seidler et al. (2008): *Analysis of land use change in the Eastern Ore Mts. regarding both nature protection and flood prevention*. *Soil and Water Research*, 3(Special Issue 1)
- Mey, S. und B. Pfützner (2008): *Wassermangelsituationen in Tieflandeinzugsgebieten - Analysen mit einem gekoppelten Oberflächen -Grundwassermodell ArcEGMO\_ASM*.
- Milnik, A. (1998): *In Verantwortung für den Wald - die Geschichte der Forstwirtschaft in der Sowjetischen Besatzungszone und der DDR*. Brandenburgisches Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft. Potsdam.
- Milnik, A. (2007): Kapitel: *Zur Geschichte der Kiefernwirtschaft in Nordostdeutschland* in: *Die Kiefer im nordostdeutschen Tiefland – Ökologie und Bewirtschaftung*, Ministerium für Ländliche Entwicklung, Umwelt und Verbraucherschutz (MLUV) des Landes Brandenburg; Landesforstanstalt Eberswalde, 21 Seiten. Eberswalde, Potsdam.
- MPI (2009): *Regionale Klimasimulationen für Deutschland - aktualisierte Abbildungen*. Max-Planck-Institut für Meteorologie,
- Müller, J. (2002a): Kapitel: *4.4.3 Verdunstung der Baumvegetation und Tiefenversickerung in Kiefern-, Buchen- und Eichenökosystemen in Abhängigkeit von Boden- und Bestandsstruktur und von der Witterung* in: *Ökologie und Vegetation der Wälder Nordostdeutschlands. Einfluss von Niederschlagsarmut und erhöhtem Stickstoffeintrag auf Kiefern-, Eichen- und Buchen-*

- Wald- und Forstökosysteme des nordostdeutschen Tieflandes, Anders, S. Auflage. Kessel, Norbert, Dr., 122 Seiten. Oberwinter.
- Müller, J. (2002b): Kapitel: *Wasserhaushalt von Kiefern- und Buchen-Reinbeständen und von Kiefern- und Buchen-Mischbeständen im nordostdeutschen Tiefland* in: Funktionen des Waldes und Aufgaben der Forstwirtschaft in Verbindung mit dem Landschaftswasserhaushalt, Ministerium für Landwirtschaft, Umweltschutz und Raumordnung des Landes Brandenburg ; Landesforstanstalt Eberswalde, 76 Seiten. Potsdam.
- Müller, J. (2008): *Daten: Tiefenversickerung von Buchen und Kiefernstandorten der Lysimeterstation Britz*. Eberswalde
- Müller, J. und A. Bolte (2002): Kapitel: *Verdunstung der Bodenvegetation verbreiteter Vegetationsformen der Kiefer in Abhängigkeit von der Art und ihrem Bedeckungsgrad* in: Ökologie und Vegetation der Wälder Nordostdeutschlands. Einfluss von Niederschlagsarmut und erhöhtem Stickstoffeintrag auf Kiefern-, Eichen- und Buchen-Wald- und Forstökosysteme des nordostdeutschen Tieflandes, Anders, S. Auflage. Kessel, Norbert, Dr., 112 Seiten. Oberwinter.
- Müller, J. und A. Bolte (2009): *The use of lysimeters in forest hydrology research in north-east Germany*. Landbauforschung Volkenrode, 59(1), 1-10.
- Müller, K. (2007): Kapitel: *Die aktuelle Verbreitung der Kiefer in Brandenburg* in: Die Kiefer im nordostdeutschen Tiefland - Ökologie und Bewirtschaftung, Ministerium für Ländliche Entwicklung, Umwelt und Verbraucherschutz des Landes Brandenburg, Landesforstanstalt Eberswalde, 13 Seiten. Eberswalde, Potsdam.
- Müller-Westermeier, G., A. Kreis et al. (2001): *Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland - 2. Verdunstung, Maximumtemperatur, Minimumtemperatur, Kontinentalität*. Deutscher Wetterdienst. Offenbach a. Main.
- MUNR (1995): *Daten zur Umweltsituation im Land Brandenburg, Biotoptypen- und Landnutzungskartierung Brandenburg aus CIR-Luftbildern*. Ministerium für Umwelt, Naturschutz und Raumordnung des Landes Brandenburg. Postdam.
- Neitsch, S. L., J. G. Arnold et al. (2007): *SWAT2005 Theoretical Documentation - Version 2005*. Grassland Soil and Water Research Laboratory - Texas AgriLife Blackland Research and Extension Center - Texas Agricultural Experiment Station. Temple, Texas.  
<http://www.brc.tamus.edu/swat/doc.html> (21.6.2007)
- Nilson, E., M. Carambia et al. (2010): *Bias-Korrekturmodelle im Vergleich: Eine Bewertung im Kontext der hydrologischen Klimafolgenforschung*
- Piani, C., J. O. Haerter et al. (2008): *Practical methodologies to correct biases in climate model output, and to quantify and handle resulting uncertainties in estimates of future components of the global water cycle*. WATCH Technical Report 6. [http://www.eu-watch.org/nl/25222685-%5BLink\\_page%5D.html?location=5306040001733858,10019469,true,true](http://www.eu-watch.org/nl/25222685-%5BLink_page%5D.html?location=5306040001733858,10019469,true,true) (11.8.2009)
- Refsgaard, J. C. und J. Knudsen (1996): *Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models*. Water Resources Research, 32(7), 2189-2202.
- Richter, D. (1995): *Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers*. Deutsche Wetterdienst. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194. Offenbach am Mein.
- Richter, D. (1997): *Das Langzeitverhalten von Niederschlag und Verdunstung und dessen Auswirkungen auf den Wasserhaushalt des Stechlinseegebietes*, Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Auflage. Deutschen Wetterdienst. Offenbach am Main.
- Riek, W. und F. Stähr (2004): *Eigenschaften typischer Waldböden im Nordostdeutschen Tiefland unter besonderer Berücksichtigung des Landes Brandenburg - Hinweise für die Waldbewirtschaftung*.

- Ministerium für Landwirtschaft, Umweltschutz und Raumordnung des Landes Brandenburg. Eberswalder Forstliche Schriftenreihe 19. Potsdam.
- Ruckstuhl, C., R. Philipona et al. (2008): *Aerosol and cloud effects on solar brightening and the recent rapid warming*. Geophysical Research Letters, 35(12)
- Sames, D. und S. Boy (2009): *Programmdokumentation PCGEOFIM*. Leipzig.
- Schaap, M. G., F. J. Leij et al. (2001): *ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions*. Journal of Hydrology, 251(3-4), 163-176.
- Schindler, U., L. Mueller et al. (2008): *A long-term hydrological soil study on the effects of soil and land use on deep seepage dynamics in northeast Germany*. Archives of Agronomy and Soil Science, 54(5)
- Schulla, J. (1997): *Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen* (Dissertation) ETH Zürich.
- Schulla, J. und K. Jasper (2007): *Model Description WaSiM-ETH*. Zürich.  
[http://www.wasim.ch/products/wasim\\_description.htm](http://www.wasim.ch/products/wasim_description.htm) (9.3.2010)
- Schulte-Bisping, H., F. Beese et al. (2005): *Dynamik des Wasserhaushalts eines Buchen-Kiefern-Altbestandes in Nord-Ostdeutschland (Brandenburg)*. Allgemeine Forst und Jagdzeitung, 176(8), 143-152.
- Simon, M. (2006): *Datenspeicher Wald, Version 2 (DSW2) – Inhalte, Funktionalitäten und seine Integration im FICoS – Vortrag zum 1. Eberswalder Winterkolloquium, 02. März 2006*. Landesforstanstalt Eberswalde, FB Dokumentation / Datenmanagement.
- Smerdon, B. D., C. A. Mendoza et al. (2007): *Simulations of fully coupled lake-groundwater exchange in a subhumid climate with an integrated hydrologic model*. Water Resources Research, 43(1)
- Smith, M. (1992): *CROPWAT. A computer program for irrigation planning and management*. FAO Irrigation and Drainage Paper(46), 126
- Spekat, A., W. Enke et al. (2007): *Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2*. Umweltbundesamt. Dessau-Roßlau.
- Steidl, J., R. Dannowski et al. (2007): *Diffuse Stoffeinträge in das Grundwasser und die Oberflächengewässer aus landwirtschaftlichen Quellen in Brandenburg – Pilotstudie zum Modellgebiet Oder 2 Wriezen im Landkreis Märkisch-Oderland*. Leibniz-Zentrum für Agrarlandschaftsforschung (unveröffentlicht). Müncheberg.
- Taniguchi, M., M. Tsujimura et al. (1996): *Significance of stemflow in groundwater recharge .1. Evaluation of the stemflow contribution to recharge using a mass balance approach*. Hydrological Processes, 10(1), 71-80.
- Thienemann, A. (1932): *Schwankungen des Grundwasserstandes in Norddeutschland während der letzten Jahrzehnte, ihre Ursachen und ihre limnologische, geologische und wirtschaftliche Bedeutung*. Archiv für Hydrobiologie, 22(3), 345-428.
- Trefry, M. G. und C. Muffels (2007): *Feflow: A finite-element ground water flow and transport modeling tool*. Ground Water, 45(5), 525-528.
- Trübger, E.-R. (2006): *Entwicklung eines Ansatzes zur Berücksichtigung der ungesättigten Zone bei der Grundwassersimulation von Feuchtgebieten* (Dissertation) Universität Rostock, Institut für Umweltingenieurwesen. Rostock.
- Turner, J. V. und L. R. Townley (2006): *Determination of groundwater flow-through regimes of shallow lakes and wetlands from numerical analysis of stable isotope and chloride tracer distribution patterns*. Journal of Hydrology, 320(3-4), 451-483.

- Vassiljev, J., S. P. Harrison et al. (1995): *Recent Lake-Level and Outflow Variations at Lake Viljandi, Estonia - Validation of A Coupled Lake Catchment Modeling Scheme for Climate-Change Studies*. Journal of Hydrology, 170(1-4), 63-77.
- Vautard, R., P. Yiou et al. (2009): *Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years*. Nature Geoscience, 2(2), 115-119.
- Verry, E. S. (2003): *Ground Water and Small Research Basins: An Historical Perspective*. Ground Water, 41(7), 1005-1007.
- Vietinghoff, H. (1993): *Der Wasserhaushalt des Großen Seddiner Sees - Problemdarstellung*. Naturschutz und Landschaftspflege, 2(2), 22-27.
- Voigt, H.-J. (1987): *Hydrogeologisches Kartenwerk der DDR 1 : 50 000 - Nutzerrichtlinie*. VEB Hydrogeologie. Halle.
- Wandrey, E. und E. Scholz (1970): *Geomorphologische Übersichtskarte der Bezirke Potsdam, Frankfurt/oder und Cottbus 1:500000*. VEB Hermann Haack, Geografisch- Kartographische Anstalt. Gotha, Leipzig.
- Wattenbach, M., M. Zebisch et al. (2007): *Hydrological impact assessment of afforestation and change in tree-species composition - A regional case study for the Federal State of Brandenburg (Germany)*. Journal of Hydrology, 346(1-2), 1-17.
- Wegehenkel, M., H. Jochheim et al. (2001): *Wasserhaushaltssimulation der Level-II-Kiefernbestände Brandenburgs - Vergleich von Speichermodell und deterministischem Modellansatz*. Beiträge für Forstwirtschaft und Landschaftsökologie, 35(1), 5-8.
- Wichern, J. (2009): *Analysis and Evaluation of Influences on the Water Balance of Lakes Located on Glacial Plateaus in the Heath and Lake Area of East Brandenburg* (Bachelorarbeit) Brandenburgische Technische Universität. Cottbus.
- Winter, T. C. (1981): *Uncertainties in Estimating the Water Balance of Lakes*. Water Resources Bulletin, 17(1), 82-115.
- Winter, T. C. (1983): *The Interaction of Lakes with Variably Saturated Porous Media*. Water Resources Research, 19(5), 1203-1218.
- Winter, T. C., D. O. Rosenberry et al. (2003): *Where Does the Ground Water in Small Watersheds Come From?* Ground Water, 41(7), 989-1000.
- Winter, T. C., D. O. Rosenberry et al. (1995): *Evaluation of 11 Equations for Determining Evaporation for A Small Lake in the North-Central United States*. Water Resources Research, 31(4), 983-993.
- Zebisch, M., T. Grothmann et al. (2005): *Klimawandel in Deutschland - Vulnerabilität und Anpassungsstrategien klimasensitiver Systeme*. Umweltbundesamt. Climate Change 08/05.
- ZGI (1984): *Karte: Hydrogeologisches Kartenwerk der DDR 1 : 50 000 (HYKA50)*. Zentrales Geologisches Institut der DDR. Berlin.
- Zippel, M. (2006): *Modellgestützte Bilanzierung der unterirdischen Wasserressourcen Berlins - die Grundwassersituation im weiteren Einzugsgebiet des Müggelsees* FU Berlin. Berlin.
- Zlotnik, V. A., F. Olaguera et al. (2009): *An approach to assessment of flow regimes of groundwater-dominated lakes in arid environments*. Journal of Hydrology, 371(1-4), 22-30.



# Anhang

## A I. Klimadaten

**Tabelle AI - 16 - Niederschlagsmessstationen des Projektes sowie der Station Angermünde des DWD(Quelle: DWD, 2009); rot markierte Daten sind über lineare Regression aufgefüllt.**

Station	Redernswalde		Poratz		Angermünde
Installation am:	11.04.2006		11.04.2006		
Messstationshöhe in müNHN	58		67		54
Anzahl der Tage ohne Messung bis 31.12.2008	124		323		-
gemessener Niederschlag (unkorrigiert) in mm Jahr/Monat		aufgefüllt		aufgefüllt	
Gesamt 2006	333	423	258	375	388
Gesamt 2007	700	753	349	703	714
Gesamt 2008	360	513	504	547	517
2006/01		11		13	10
2006/02		31		27	30
2006/03		46		38	44
2006/04		27	23	24	26
2006/05		65	54	54	62
2006/06	16	16		17	15
2006/07	15	15		25	27
2006/08	88	88	68	68	79
2006/09	18	18	18	18	18
2006/10	27	27	22	22	23
2006/11	52	52	47	47	37
2006/12	27	27	25	25	18
2007/01	87	87	23	56	68
2007/02	7	59		47	57
2007/03	63	63	11	45	53
2007/04	2	2		6	1
2007/05	95	95		61	75
2007/06	123	123		100	128
2007/07	99	99	7	79	100
2007/08	105	105	113	113	86
2007/09	44	44	92	92	70
2007/10	13	13	18	18	8
2007/11	29	29	45	45	36
2007/12	35	35	41	41	33
2008/01	71	71	89	89	74
2008/02	9	18	23	23	20
2008/03	35	64	76	76	61
2008/04	35	74	68	68	67
2008/05	9	24	8	23	23
2008/06		35	36	36	34
2008/07		25	49	49	24
2008/08	41	41	48	48	43
2008/09	44	44	48	48	58
2008/10	57	57	31	31	62
2008/11	27	27	27	27	22
2008/12	31	31		29	31

Tabelle AI - 17 - Mehrjährige Mittelwerte der Station Angermünde (Quelle DWD, 2009)

Größen \ Zeitraum	1951– 1957	1958– 1967	1968– 1977	1978– 1987	1988– 1997	1998– 2007	Gesamt- zeitraum
Niederschlag in mm·a <sup>-1</sup> (korrigiert)	639	652	592	593	561	608	606
relative Luftfeuchte	0,78	0,79	0,81	0,80	0,78	0,80	0,79
relative Sonnenscheindauer	0,37	0,36	0,35	0,34	0,37	0,37	0,36
Windgeschwindigkeit in m·s <sup>-1</sup>	3,0	3,0	3,0	2,9	3,1	3,6	3,1
Lufttemperatur in °C	7,9	8,0	8,2	8,0	9,0	9,4	8,4
Taupunkttemperatur in °C	4,2	4,5	4,9	4,6	5,2	5,9	4,9

## A II. Festlegung eines Grenzwertes für den maximalen Tagesniederschlag

Für die Festlegung eines Grenzwertes des Tagesniederschlages wurden aus dem KOSTRA-Atlas (DWD, 2005) die Niederschlagshöhen für 24h-Niederschläge entnommen. Da die Klimaszenarien länger als 50 Jahre sind und allgemein angenommen wird, dass sich die Extremereignisse erhöhen werden, wird für den Grenzwert mittels der Häufigkeiten auf ein 1000a Ereignis extrapoliert und dann noch 10% aufgeschlagen, so dass sich ein Grenzwert von 182 mm ergibt.

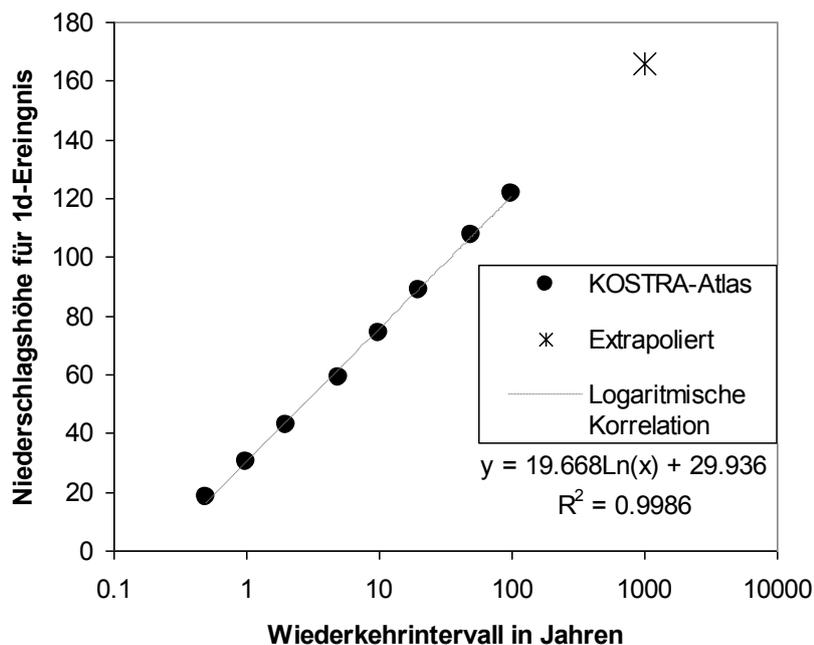


Abbildung AII - 68 - Maximale Niederschlagshöhe eines eintägigen Ereignisses in Abhängigkeit des Wiederkehrintervalls

## A III. Bodenphysikalische Parameter

Tabelle AIII - 18 - Schichtung und Parametrisierung des Bodens

Boden-ID	Horizont-Nr.	Horizont mächtigkeit in m	vertikale Leitfähigkeit in $m \cdot s^{-1}$	Korngrößenanteile in %			mittlere Feldkapazität in %	mittlere nutzbare Feldkapazität in %	gesättigter Wassergehalt
				Sand	Ton	Schluff			
1	1	0,06	6,1E-05				37,1	28,1	0,82
1	2	2,00	4,2E-05	95,5	1,4	3,1	11,1	9,2	0,39
2	1	0,07	8,4E-05				37	26,6	0,84
2	2	0,50	1,4E-05	80,1	5,5	14,4	17,8	14	0,41
2	3	1,50	3,8E-05	97	1	2	12,3	11,2	0,4
3	1	0,05	6,9E-05	0	0	0	37,7	28,1	0,86
3	2	0,65	1,4E-05	90,9	2,2	6,9	16,7	12,8	0,37
3	3	1,35	2,0E-06	63,4	16,5	20,1	37,5	27,5	0,52
4	1	0,50	2,4E-05				69,5	46,4	0,82
4	2	1,50	8,2E-06	95,2	1,9	2,9	32,8	30,7	0,38
5	1	0,45	4,3E-05	90,3	3	6,7	12,3	8,7	0,45
5	2	0,25	1,2E-04	97	1	2	7,3	6,2	0,41
5	3	1,30	4,2E-05	96	1	3	10,9	9,8	0,39
6	1	0,30	5,4E-05	90	3	7	11,9	7,9	0,46
6	2	0,80	2,4E-05	91,7	4,4	3,9	15,9	12	0,38
6	3	0,90	4,2E-06	82	3	15	21,4	14,9	0,34
7	1	0,60	2,1E-05	71	6,5	22,5	22,5	16,5	0,37
7	2	1,40	6,7E-07	54,4	17,4	28,2	25,3	11	0,32
8	1	0,65	3,0E-05	90	2,5	7,5	14,7	10,7	0,41
8	2	1,35	2,0E-06	63,4	16,5	20,1	37,5	27,5	0,52
9	1	0,50	3,5E-05	77,4	7,6	15	25,1	16,1	0,37
9	2	1,50	2,4E-06	47,8	18,4	33,8	25,2	10,8	0,32
10	1	0,65	3,0E-05	90	2,5	7,5	14,7	10,7	0,41
10	2	1,35	4,2E-06	62,6	17,1	20,4	37,5	27,2	0,53
11	1	0,50	3,6E-05	77,5	6	16,5	25,2	16,1	0,37
11	2	1,50	9,0E-07	21,7	35,3	43	34,9	6,4	0,36
12	1	0,50	4,2E-05	90,4	3	6,6	12,3	8,9	0,45
12	2	1,50	4,3E-05	95,7	1	3,3	10,3	9,3	0,39
12	3	1,15	8,3E-06	62	13	25	42,4	34,1	0,42
13	1	0,50	4,2E-05	90,4	3	6,6	12,3	8,9	0,45
13	2	1,50	4,3E-05	95,7	1	3,3	10,3	9,3	0,39
14	1	0,50	2,4E-05	74	5,5	20,5	21,5	15,8	0,38
14	2	1,50	6,1E-05	93,6	1,7	4,7	9,1	8,2	0,38
15	1	0,45	1,7E-05	89,3	3,7	7	26,8	12,3	0,45
15	2	1,55	9,2E-06	95,5	1,8	2,8	29,8	28,5	0,38

## A IV. Hydrogeologische Parameter

Tabelle AIV - 19 - Mächtigkeitssklassen der Grundwasserleiter nach HYKA50

Code HYKA50	Mächtigkeit in m		
	Mittel	Minimum	Maximum
0	1,0	1	2
1	3,5	2	5
2	7,5	5	10
3	15,0	10	20
4	35,0	20	50
5	75,0	50	100
6	100,0	100	
12	2,5	1	5
13	11,0	2	20
23	12,5	5	20
24	27,5	5	50
34	30,0	10	50

Tabelle AIV - 20 - Leitfähigkeits- und Porenraumklassen der Grundwasserleiter und -stauer nach HYKA50

Code HYKA50	Litho	Leitfähigkeit in $m \cdot s^{-1}$			Entwässerbarer Porenraum		
		Mittel	Minimum	Maximum	Mittel	Minimum	Maximum
0	tU	1,00E-06	0,00E+00	1,00E-05	0,06	0,03	0,08
1	fS,u	5,00E-05	1,00E-05	1,00E-04	0,10	0,08	0,12
2	fS, ms	1,75E-04	1,00E-04	2,50E-04	0,12	0,09	0,15
3	mS, fs	3,75E-04	2,50E-04	5,00E-04	0,12	0,09	0,15
4	gs, mS	6,50E-04	5,00E-04	8,00E-04	0,13	0,10	0,15
5	gS, ms	9,00E-04	8,00E-04	1,00E-03	0,15	0,10	0,20
6	gS, k	1,75E-03	1,00E-03	2,50E-03	0,20	0,15	0,25
12	fS	1,00E-04	1,00E-05	2,50E-04	0,12	0,08	0,15
23	mS-fs	2,50E-04	1,00E-04	5,00E-04	0,12	0,09	0,15
34	mS	5,00E-04	2,50E-04	8,00E-04	0,12	0,09	0,15
45	gS - mS	7,50E-04	5,00E-04	1,00E-03	0,15	0,10	0,20
46	k - mS	1,50E-03	5,00E-04	2,50E-03	0,17	0,10	0,25
56	k - ms	1,00E-06	8,00E-04	2,50E-03	0,17	0,10	0,25

## A V. Landnutzungsdaten

Tabelle AV - 21 - Vorhandene Baumarten im Gebiet Briesensee-Redernswalder See, Aggregation sowie Flächenanteil innerhalb der DSW-Flächen

Baumart	Flächenanteil in %	Aggregation zu:	Waldklasse	Flächenanteil an DSW in %
Gemeine Kiefer	48,6	Kiefer	Kiefer	48,6
Rotbuche	35,2	Buche	Buche	38,0
Hainbuche	2,8	Buche	Eiche	5,5
Traubeneiche (TEI)	3,6	Eiche	Nadelwald	4,1
Stieleiche (SEI)	0,4	Eiche	Laubwald	2,0
SEI/TEI- Bastarde)	1,5	Eiche	Erle	1,8
Roteiche	0,0	Eiche		
Gemeine Fichte	3,2	Nadelwald		
Europ. Lärche	0,5	Nadelwald		
Grüne Douglasie	0,4	Nadelwald		
Japan. Lärche	0,0	Nadelwald		
Küstentanne	0,0	Nadelwald		
Sitkafichte	0,0	Nadelwald		
Weißtanne	0,0	Nadelwald		
Gemeine Birke	1,3	Laubwald		
Winterlinde	0,5	Laubwald		
Bergahorn	0,1	Laubwald		
Gemeine Esche	0,1	Laubwald		
Edel-Eberesche	0,0	Laubwald		
Elsbeere	0,0	Laubwald		
Gemeine Robinie	0,0	Laubwald		
Sonstige Pappeln	0,0	Laubwald		
Vogelkirsche	0,0	Laubwald		
Wildapfel	0,0	Laubwald		
Wildbirne	0,0	Laubwald		
Roterle / Schwarzerle	1,8	Erle		
Weißerle	0,0	Erle		

Tabelle AV - 22 - Verschiedene Gruppen der Biotoptypenkarte (BBG) und deren Aggregation sowie Flächenanteile innerhalb des Untersuchungsgebietes

Hauptgruppen- nummer	Bezeichnung	Flächenanteil in %	Aggregiert zu:
1	Fliessgewässer	0,01	Gewässer
2	Stillgewässer	8,90	Gewässer
4	Moore	3,26	Moore
5	Gras-Staudenfluren	14,35	Grasland
7	Laubgeb-Feldgeh-Allee	0,75	Buschwerk
8	Wald	51,74	Wald
9	Ackerflächen	19,19	Ackerflächen
10	Grünflächen	0,54	Grasland
11	Sonderbiotope	0,01	Buschwerk
12	Siedlungsflächen	1,24	Siedlungsflächen

**Tabelle AV - 23 - Parametrisierung der Vegetation in WaSiM-ETH (TRF: Theta - Grenzwert für anaerobe Bedingungen in der Wurzelzone; TRF-W: Reduktionsfaktor durch anaerobe Bedingungen in der Wurzelzone; TRT: Saugspannung für den beginnenden Wasserstress in m; SInt: maximaler Interzeptionsspeicher in mm)**

<b>Kiefern</b>	<b>10a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,3				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,12	0,12	0,12	0,13	0,14	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
$r_s$ in $ms^{-1}$	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	800	800	800	800	800	800	500	500	
LAI	2	2	2	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,3	2,3	2	2	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	
Wurzeltiefe in m	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	
<b>Kiefern</b>	<b>30a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,3				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,12	0,12	0,12	0,13	0,14	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
$r_s$ in $ms^{-1}$	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	800	800	800	800	800	800	500	500	
LAI	6	6	6	7	8	8	8	8	7,5	7	6	6	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	
Wurzeltiefe in m	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	
<b>Kiefern</b>	<b>60a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,3				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,12	0,12	0,12	0,13	0,14	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
$r_s$ in $ms^{-1}$	80	80	75	65	55	55	55	55	55	75	80	80	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	800	800	800	800	800	800	500	500	
LAI	5	5	5	6	7	7	7	7	6,5	6	5	5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	
Wurzeltiefe in m	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	
<b>Nadelbaum</b>	<b>10a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,6				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
$r_s$ in $ms^{-1}$	70	70	65	55	45	45	45	45	45	65	70	70	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	
LAI	2	2	2	2	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3	2,2	2	2	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	
Wurzeltiefe in m	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	

<b>Nadelbaum</b>	<b>30a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,6				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
$r_s$ in $ms^{-1}$	70	70	65	55	45	45	45	45	45	65	70	70	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	210	210	210	210	210	210	210	210	210	210	210	210	210
LAI	4	4	4	6	7	7	7	7	6,5	6	4	4	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Vegetationsbedeckungsgrad	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
<b>Nadelbaum</b>	<b>60a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,6				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
$r_s$ in $ms^{-1}$	70	70	65	55	45	45	45	45	45	65	70	70	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	210	210	210	210	210	210	210	210	210	210	210	210	210
LAI	4	4	4	5	10	10	10	10	8	6	4	4	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
Vegetationsbedeckungsgrad	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
<b>Buche</b>	<b>10a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,9	TRT	3,45	SInt	0,5				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
$r_s$ in $ms^{-1}$	100	100	95	75	75	65	65	65	65	85	100	100	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	3	3	2,8	2,6	2,5	0,5	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,8	0,8	0,8	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5
Wurzeltiefe in m	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
<b>Buche</b>	<b>30a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,9	TRT	3,45	SInt	0,45				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,15	0,15	0,15	0,17	0,2	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	0,15
$r_s$ in $ms^{-1}$	100	100	95	75	75	60	60	60	60	80	100	100	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	10	9,8	9,4	9	9	6	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,85	0,85	0,85	0,85	0,75	0,7	0,5	0,5
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
<b>Buche</b>	<b>60a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,9	TRT	3,45	SInt	0,45				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,15	0,15	0,15	0,17	0,2	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	0,15
$r_s$ in $ms^{-1}$	100	100	95	75	75	60	60	60	60	80	100	100	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	10	9,8	9,4	9	9	6	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,85	0,85	0,85	0,85	0,75	0,7	0,5	0,5
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8

<b>Eiche</b>	<b>10a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,9	TRT	3,45	SInt	0,6				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,15	0,15	0,15	0,17	0,2	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	
$r_s$ in $ms^{-1}$	100	100	95	75	75	60	60	60	60	80	100	100	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	7	6,8	6,4	6	5	5	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,85	0,85	0,85	0,85	0,75	0,7	0,5	
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	
<b>Eiche</b>	<b>30a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,9	TRT	3,45	SInt	0,6				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,15	0,15	0,15	0,17	0,2	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	
$r_s$ in $ms^{-1}$	100	100	95	75	75	60	60	60	60	80	100	100	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	7	6,8	6,4	6	5	5	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,85	0,85	0,85	0,85	0,75	0,7	0,5	
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	
<b>Eiche</b>	<b>60a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,9	TRT	3,45	SInt	0,6				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,15	0,15	0,15	0,17	0,2	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	
$r_s$ in $ms^{-1}$	100	100	95	75	75	60	60	60	60	80	100	100	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	7	6,8	6,4	6	5	5	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,9	0,9	0,9	0,85	0,8	0,7	0,5	
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	
<b>Erle</b>	<b>10a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,99	TRT	3,45	SInt	0,7				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	
$r_s$ in $ms^{-1}$	35	35	35	30	30	30	30	30	30	30	35	35	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	
LAI	0,5	0,5	0,5	0,8	1,5	2	4	4,5	4	3	0,5	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	
Wurzeltiefe in m	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
<b>Erle</b>	<b>30a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,99	TRT	3,45	SInt	0,7				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	
$r_s$ in $ms^{-1}$	35	35	35	30	30	30	30	30	30	30	35	35	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	
LAI	0,5	0,5	0,5	1	2	3,1	4,3	5	4	3,5	0,5	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	
Wurzeltiefe in m	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	

<b>Erle</b>	<b>60a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	0	TRF	0,95	TRF-W	0,99	TRT	3,45	SInt	0,7				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
$r_s$ in $ms^{-1}$	35	35	35	30	30	30	30	30	30	30	35	35	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
LAI	0,6	0,6	0,6	1,2	2,4	3,5	4,8	5,5	4,4	3,8	0,6	0,6	
eff. Bewuchshöhe $Z_0$ in m	25	25	25	25	15	25	25	25	25	25	25	25	25
Vegetationsbedeckungsgrad	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7
Wurzeltiefe in m	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
<b>Laubbaum</b>	<b>10a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,8				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,15	0,15	0,15	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	0,15
$r_s$ in $ms^{-1}$	80	80	75	65	65	50	50	50	50	70	80	80	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	7	6,8	6,4	6	5	5	0,5	
eff. Bewuchshöhe $Z_0$ in m	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,85	0,85	0,85	0,85	0,75	0,7	0,5	0,5
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
<b>Laubbaum</b>	<b>30a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,8				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,15	0,15	0,15	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	0,15
$r_s$ in $ms^{-1}$	80	80	75	65	65	50	50	50	50	70	80	80	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	7	6,8	6,4	6	5	5	0,5	
eff. Bewuchshöhe $Z_0$ in m	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,85	0,85	0,85	0,85	0,75	0,7	0,5	0,5
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
<b>Laubbaum</b>	<b>60a</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,8				
Julianische Tage	15	46	74	105	130	150	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,15	0,15	0,15	0,17	0,2	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	0,15
$r_s$ in $ms^{-1}$	80	80	75	65	65	50	50	50	50	70	80	80	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
LAI	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	7	6,8	6,4	6	5	5	0,5	
eff. Bewuchshöhe $Z_0$ in m	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Vegetationsbedeckungsgrad	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,9	0,9	0,9	0,85	0,8	0,7	0,5	0,5
Wurzeltiefe in m	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
<b>Flatter-Gras</b>													
Wurzelverteilungsfunktion	-0,8	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,4				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
$r_s$ in $ms^{-1}$	90	90	75	70	65	55	55	55	60	70	90	90	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	0,1	0,1	0,1	0,5	0,7	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,1	0,1	0,1
LAI	0,15	0,15	0,15	0,2	0,3	0,3	0,36	0,33	0,3	0,15	0,15	0,15	0,15
eff. Bewuchshöhe $Z_0$ in m	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Vegetationsbedeckungsgrad	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4

<b>Drahtschmiele</b>													
Wurzelverteilungsfunktion	-0,8	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,5				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
$r_s$ in $ms^{-1}$	90	90	75	70	65	55	55	55	60	70	90	90	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	500	500	500	500	800	800	800	800	800	800	500	500	
LAI	0,5	0,5	0,5	3	3	3	3	3	3	2,5	2	0,5	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	0,15	0,15	0,15	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,15	0,15	0,15	
Vegetationsbedeckungsgrad	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	
Wurzeltiefe in m	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	
<b>Wasserflächen</b>													
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	1	TRT	3,45	SInt	0				
Julianische Tage	1												
Albedo	0,05												
$r_s$ in $ms^{-1}$	45												
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	45												
LAI	1												
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	0,09												
Vegetationsbedeckungsgrad	0,1												
Wurzeltiefe in m	0,5												
<b>Moore - Feuchtwiesen</b>													
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,2				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
$r_s$ in $ms^{-1}$	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
LAI	2	2	2	2	4	4	4	4	4	4	3	2	2
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Vegetationsbedeckungsgrad	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95
Wurzeltiefe in m	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
<b>Gebüsch</b>													
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	0,5	SInt	0,35				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
$r_s$ in $ms^{-1}$	80	80	70	70	50	50	50	55	55	70	70	80	
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	260	260	260	260	260	260	260	260	260	260	260	260	260
LAI	3	3	3	4	5	5	5	5	5	4	3	3	
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
Vegetationsbedeckungsgrad	0,9	0,9	0,9	0,9	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,9	0,9	0,9	0,9
Wurzeltiefe in m	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
<b>Versiegelte Flächen</b>													
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	0,5	SInt	0,1				
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349	
Albedo	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
$r_s$ in $ms^{-1}$	400	400	400	400	400	400	400	400	400	400	400	400	400
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	400	400	400	400	400	400	400	400	400	400	400	400	400
LAI	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
eff. Bewuchshöhe Z0 in m	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Vegetationsbedeckungsgrad	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Wurzeltiefe in m	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

<b>Ackerland</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,3			
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
Albedo	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
$r_s$ in $ms^{-1}$	80	80	75	75	65	65	65	65	65	75	90	90
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240
LAI	1	1	2	3	4	5	5	4	3	2	1	1
eff. Bewuchshöhe $Z_0$ in m	0,05	0,05	0,1	0,25	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,15	0,05	0,05
Vegetationsbedeckungsgrad	0,3	0,3	0,3	0,5	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6	0,3	0,3	0,3
Wurzeltiefe in m	0,05	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,05	0,05
<b>Grasland</b>												
Wurzelverteilungsfunktion	1	TRF	0,95	TRF-W	0,5	TRT	3,45	SInt	0,2			
Julianische Tage	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
Albedo	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
$r_s$ in $ms^{-1}$	90	90	75	65	50	55	55	55	60	70	90	90
$r_{s,eva}$ in $ms^{-1}$	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250
LAI	2	2	2	2	3	4	4	4	4	2	2	2
eff. Bewuchshöhe $Z_0$ in m	0,15	0,15	0,15	0,15	0,3	0,4	0,36	0,33	0,3	0,15	0,15	0,15
Vegetationsbedeckungsgrad	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95
Wurzeltiefe in m	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4