Institut für Hydrologie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Matthias Solzbacher

Zeitlich-räumliche Variabilität der Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet Großer Stechlinsee

Vergleich von Methoden auf unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen

Referent: Prof. Dr. Markus Weiler Korreferent: Prof. Dr. Gunnar Nützmann

Masterarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Gunnar Nützmann Berlin/Freiburg i. Br., August 2013



Institut für Hydrologie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br. Institute of Hydrology



Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei Leibnitz-Institute of Freshwater Ecology and Inland Fisheries Berlin



"Eventually, all things merge into one, and a river runs through it. The river was cut by the world's great flood and runs over rocks from the basement of time. On some of the rocks are timeless raindrops. Under the rocks are the words, and some of the words are theirs...

I am haunted by waters."

Craig Sheffner as Norman Maclean in "A River runs through it"

"Der Fluss wurde bei der großen Überschwemmung der Welt begraben und fließt aus dem Keller der Zeit über Steine. Auf einigen der Steine befinden sich zeitlose Regentropfen. Unter den Steinen sind die Wörter. Doch einige Worte wird man nie verstehen...

Ich kann mich dem Wasser nicht entziehen."

Craig Sheffer als Norman Maclean in: "Aus der Mitte entspringt ein Fluss"

I Inhaltsverzeichnis

I Inhaltsverzeichnis	3
II Verzeichnis der Abbildungen im Text	4
III Verzeichnis der Tabellen im Text	6
IV Verzeichnis der Abbildungen im Anhang	6
Zusammenfassung – Summary	7
Schlagworte - Keywords	9
1. Einführung und Zielsetzung sowie Literaturüberblick1	0
2. Untersuchungsgebiet	5
2.1 Entstehung des Stechlinsees und Geomorphologie1	5
2.2 Geologie und Hydrogeologie1	7
2.3 Boden, Vegetation und Landnutzung1	9
2.4 Hydrologie und Wasserhaushalt 20	0
2.5 Abgrenzung des Einzugsgebiets 2	1
3. Datengrundlage	3
3.1 Messnetz und Messkampagnen24	4
3.2 Niederschlag und meteorologische Messungen 2	5
3.3 Grundwasserstandsdaten2	7
3.4 Chlorid-Daten	0
3.5 Volumetrische Bodenfeuchten	2
3.6 Vergleichsdaten	3
3.7 Fernerkundungsdaten als Eingangsdaten für die BAGLUVA-Berechnung	5
3.8 Hydrogeologische und pedologische Kenngrößen	5
4. Theoretische Grundlagen / Methoden	7
4.1 Chlorid Mass Balance (CMB)	7
4.2 Water Table Fluctuation Method (WTF)	7
4.3 Eindimensionale Perkolationsberechnung aus Bodenfeuchten	2
4.4 BAGLUVA	6
5. Ergebnisse und Diskussion	8
5.1 Chlorid-Massenbilanzierung (CMB)	8
5.2 Water-table-fluctuation-Methode	9
5.3 Bodenfeuchte	6
5.4 Berechnung mit BAGLUVA 80	0
6. Interpretation und Vergleich der Ergebnisse	8
7. Schlussfolgerung	3

8. Ausblick und Empfehlungen
9. Verzeichnisse
9.1 Literaturverzeichnis
9.2 Onlinedatenbanken, Internetpräsenzen und Herstellerangaben
9.3 DIN-Normen
9.4 Mündliche Mitteilungen
9.4 Abkürzungsverzeichnis
10. Ehrenwörtliche Erklärung 102
11. Danksagung
Anhang105

II Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abbildung 1: Skizzierung der angewendeten Methoden11
Abbildung 2: Skizzierung des räumlich-zeitlichen Abbildungsbereiches
Abbildung 3: Lage des Einzugsgebietes (LBG 2013)15
Abbildung 4: Digitales Höhenmodell und hypsographische Kurve des Einzugsgebietes
Abbildung 5: Gefälle innerhalb des Einzugsgebietes (Bearbeitung mit slopeFunktion ArcGIS)
Abbildung 6: Geologischer Schnitt (HOLZBECHER et al. 1999)18
Abbildung 7: Überwachte Landnutzungsklassifizierung aus LIDAR-Daten 201119
Abbildung 8: Niederschlag und Verdunstung über See- und Landfläche (Richter, 1997)21
Abbildung 9: Abgrenzung des EZG Stechlinsee
Abbildung 10: Stechlinsee mit Kanälen und Ortschaften (LGB 2013) 23
Abbildung 11: Lage der Grundwassermessstellen im Einzugsgebiet
Abbildung 12: Tägliche und monatliche Abweichung der Niederschlagszeitreihe
Abbildung 13: Matrixplot der monatlichen Niederschlagssummen [mm] 1901-2010
Abbildung 14: Grundwasserpegel und Seewasserstand Stechlinsee 1966-2012
Abbildung 15: Barodiver und Messstelle P11 (25.03.2013)
Abbildung 16: Aggregierte Diver-Daten 25.0313.06.2013
Abbildung 17: Chlorid-Gehalt und jeweilige Niederschlagssumme (Rohdaten)
Abbildung 18: Bodenfeuchtemessung des Jahres 2004 unter Wald und Freiland
Abbildung 19: Vergleichsdaten aus dem Buchen-Altbestand Beerenbusch
Abbildung 20: Auswertung WTF Method (USGS 2013)
Abbildung 21: Anpassung des exponentiellen und Potenzfunktions-Trends an Rezessionskurve (Beispiel Pegel 32, 1985-1990)
Abbildung 22: Fließgeschwindigkeit in der ungesättigten Zone anhand theoretischer, jährlicher Neubildungsraten44
Abbildung 23: Schematische Darstellung und Beispiel der Berechnungsweise45
Abbildung 24: Bildung der Klassen aus Landnutzung, Höhenstufen, Gefälle und Exposition

Abbildung 25: Interpolation der mittleren Grundwasserstände im Einzugsgebiet4	8
Abbildung 26: Schema zur Berechnung der mittleren jährlichen tatsächlichen Verdunstung/Gesamtabfluss verändert nach Glugla et al. (2003)4	19
Abbildung 27: Berechnung der Parameter f und n5	64
Abbildung 28: Verhältnis Sommerniederschlag/Jahresniederschlag5	55
Abbildung 29: Bagrov-Beziehung und Einfluss der Landnutzung nach Glugla und Bagrov (Glugla et al. 2003)5	6
Abbildung 30: Bilanzierung aus gewichteten Mitteln5	;9
Abbildung 31: Schwankungsbereiche der Chlorid-Konzentrationen in Grundwasser und Niederschlag 6	50
Abbildung 32: Niederschlagssummen nach Intensität und zugehörige Chlorid-Gehalte/Neubildung 6	51
Abbildung 33: Chlorid (gewichtete Mittel und Einzelmessung) / Niederschlagssumme	52
Abbildung 34: Chlorid-Gehalt/Niederschlagssumme ZALF6	52
Abbildung 35: Chlorid-Gehalte im Niederschlag und Grundwasser, sowie Grundwasserstand und Niederschlagssummen nach Monaten	54
Abbildung 36: Niederschläge nach Intensität und zugehörige Chlorid-Gehalte / Neubildung6	55
Abbildung 37: Chlorid-Gehalte in Niederschlagsgruppen6	6
Abbildung 38: Anpassung der Chlorid-Konzentration der hohen Niederschlagsgruppen6	57
Abbildung 39: Berechnete Neubildung an den Pegeln 11, 14, 32 und 926	;9
Abbildung 40: Boxplot der berechneten Neubildungen an den einzelnen Pegeln	2
Abbildung 41: Variation der berechneten Neubildung aller Pegel von 1963/64-2011/127	'2
Abbildung 42: Kumulationskurve und Neubildungsrate P11 und P147	'4
Abbildung 43: Kumulationskurve und Neubildungsrate P32 und P927	'4
Abbildung 44: Vergleich der Perkolation Freifläche/Wald für das Jahr 20127	'6
Abbildung 45: Boxplot-Diagramme der Tiefenperkolationen nach Monaten7	7
Abbildung 46: Berechnete monatliche Neubildung unter Wald und Freifläche 2003-20127	'8
Abbildung 47: Berechnete jährliche Neubildung aus der Bodenfeuchte unter Wald- und Freifläche	'9
Abbildung 48: Vergleich flächengewichtete ET0 und ETmax mit modellierten Evapotranspirationen8	30
Abbildung 49: Berechnete Grundwasserneubildung unter Nadelwald8	32
Abbildung 50: Berechnete Grundwasserneubildung unter Mischwald8	33
Abbildung 51: Berechnete abflussfähige Menge R auf vegetationsloser Fläche	5
Abbildung 52: Berechnete abflussfähige Menge R auf versiegelter Fläche	35
Abbildung 53: Bodenwasserausfluss (Brook 90) und berechnete Neubildung aus Bodenfeuchten	39
Abbildung 54: Berechnete Neubildungen im Vergleich zum modellierten soilwater-outflow am Buchenstandort Beerenbusch	90
Abbildung 55: Vergleich der berechneten Neubildung aus Bodenfeuchte, WTF und BAGLUVA 2003/4- 2009/10	91

III Verzeichnis der Tabellen im Text

Tabelle 1: Verfügbare Daten der DWD-Station Menz / Neuglobsow (PIK-Datensatz)
Tabelle 2: Chlorid-Daten
Tabelle 3: Hydraulische Parameter aus Korngrößenverteilung (Brüning & Graf, 2000)
Tabelle 4: Korrekturvorschrift für bodengleiche Niederschlagsmessung (nach Richter ² 1997) 50
Tabelle 5: Parameter f für Landnutzungseinheiten 53
Tabelle 6: Parameter n für Landnutzungseinheiten54
Tabelle 7: Korrelation Chlorid/Niederschlag nach Pearson Produkt-Moment Korrelation
Tabelle 8: Niederschlag und berechnete GWNB bei 73 Monatswerten >50 mm/m66
Tabelle 9: Anpassung der mittleren Chlorid-Gehalte67
Tabelle 10: Statistische Maßzahlen zur berechneten Neubildung aus der exponentiellen Rezessionskurve 1963-2012
Tabelle 11: Statistische Maßzahlen zur berechneten Neubildung aus der Rezessionskurve als Potenzfunktion 1963-201271
Tabelle 12: MRC-Berechnung Neubildung73
Tabelle 13: Neubildung Nadelwald82
Tabelle 14: Neubildung Mischwald (Nadelwaldfläche 25%, Laubwald 75%)
Tabelle 15: Gewichtete Mittelung der Waldflächen84
Tabelle 16: Abflussfähige Menge R der versiegelten und vegetationslosen Flächen

IV Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abbildung 1: Verwendete Daten des DWD	106
Abbildung 2: Ausgabe-Grafiken MATLAB-Code für Pegel 14	108
Abbildung 3: Beispiel MRC nach POSAVEC et al. (2006)	111
V Verzeichnis der Tabellen im Anhang	
Tabelle 1: Eingabe-Parameter MATLAB-Code	107
Tabelle 2: Berechnung der Neubildung anhand unterschiedlicher Parameter für Pegel 11	109
Tabelle 3: Übersicht der Pegel und <i>Diver</i> -Einstellungen	110

Zusammenfassung – Summary

Grundwasserneubildung ist eine Größe, die man nicht messen kann. Im Binneneinzugsgebiet des Stechlinsees existiert kein natürlicher Oberflächenabfluss. Dadurch muss die Grundwasserneubildung mit Methoden bestimmt werden, die durch unterschiedliche physikalische Prozessabbildung denjenigen Anteil des Niederschlages beschreiben, der vertikal zum Grundwasserleiter gelangt. Mit der BAGLUVA-Methode wird der langjährige Mittelwert der Differenz aus Verdunstungshöhe und Niederschlag anhand von Oberflächeneigenschaften "flächig" aus Wetterdaten der Station Menz für das Einzugsgebiet berechnet. Mit lokalen Bodenfeuchte-Daten wird die Sickerwasserrate zum Grundwasser innerhalb der vadosen Zone abgeschätzt. Aus Grundwasserganglinien täglicher und monatlicher Auflösung wird mit der *water-table-fluctuation*-Methode sodann die Grundwasserneubildung berechnet, die durch Anstiege des Grundwasserspiegels sichtbar ist. Neben dieser vertikalen Abfolge der Methoden wird mithilfe der Chlorid-Massenbilanzierung eine Verhältnis-Rechnung aus Niederschlag und Grundwasser aufgestellt.

Die Betrachtung der Grundwasserneubildung auf unterschiedlichen Ebenen und Übergangszonen ergibt entsprechend der räumlichen und zeitlichen Auflösung ein heterogenes Bild.

Die lokalen Berechnungen der *water-table-fluctuation*-Methode reichen von 18-28 mm/a bis 134-168 mm/a, abhängig von Tiefe und Lage der Grundwassermessstelle. Berechnungen aus der Bodenfeuchte am Wald-Standort und einer Freifläche ergeben konstantere Werte von 117 [\pm 35] mm/a (Wald) und 117 [\pm 17] mm/a (Freifläche). Die regionale Berechnung (BAGLUVA) ergibt, abhängig von Landnutzung und geomorphologischen Eigenschaften, Werte von 21-108 mm/a (Nadelwald) bis 69-176 mm/a (Mischwald) und schwankt im räumlich gewichteten Mittel zwischen 51-146 mm/a. Sehr viel niedriger, allerdings durch sekundäre Effekte verzerrt, liegt die Berechnung der Chlorid-Massenbilanz, die im langjährigen Mittel zwischen 34-38 mm/a, je nach verwendeten Niederschlags-Daten und Mittelungs-Verfahren, schwankt. Im direkten Vergleich sinken die berechnungen im Vergleich zu früheren Modell-Ergebnissen und Berechnungen (~130 mm/a) deutlich niedriger, sind aber vor dem Hintergrund der für Berlin-Brandenburg angegebenen klimatischen Wasserbilanz, die eine potentielle Neubildung (Niederschlag abzüglich Verdunstung) von R=109 mm/a angibt, durchaus plausibel.

Die räumliche und zeitliche Variation der Grundwasserneubildung wird durch die lokalen und regionalen Berechnungen mit unterschiedlich langen Zeitreihen von Daten, in unterschiedlicher Auflösung und räumlicher Aussagekraft, deutlich. Allerdings wird diese durch Limitierungen im Fokus des jeweiligen Methodenansatzes überlagert.

Groundwater recharge is a variable which cannot be measured directly. Due to the fact that the interior Lake Catchment of "Großer Stechlinsee" has no natural surficial discharge, each applied method estimating groundwater recharge determines a spot in the movement of water from precipitation to deep percolation, and finally to the water table. Due to this fact each method refers to local transition zones like vadose zone (*soil moisture approach*) and water table (*water table fluctuation method*), to regional patterns between atmosphere and land cover (*BAGLUVA*), and to integration of all these effects (*Chloride mass balance approach*.)

By means of landcover and geomorphologic characteristics, *BAGLUVA*-method computes a long-term average from the balance of precipitation and evaporation data for the entire catchment. Local soil-moisture-data are used to estimate seepage to the groundwater table. Groundwater recharge is calculated at the developing water table, using groundwater-hydrograph data of daily and monthly resolution. Apart from these vertical methods, *Chloride mass balance approach* is applied to estimate recharge with a proportional calculation between precipitation and groundwater-chloride contents.

According to spatial and temporal resolution, the calculation of groundwater recharge on different scales and transition zones yields heterogeneous results.

The local computations of water table fluctuation method range from about 18-28 mm/y to 134-168 mm/y, depending on depth and location of the observation well. Estimates from soil moisture on forest and meadow sites result in more constant recharge values of 117 [\pm 35] mm/y (forest) and 117 [\pm 17] mm/y (meadow). Regional account (BAGLUVA) differs due to land use and geomorphological patterns from 21-108 mm/y (coniferous forest) to 69-176 mm/y (mixed forest) and ranges in spatial weighted average from 51-146mm/y. Remarkably lower, but apparently biased by secondary effects, is the result of Chloride mass balances ranging, in long-term average, around 34 to 38 mm/y depending on used precipitation data and averaging method. In direct comparison the calculations decline corresponding to the vertical position they are depicting. The long term average of these calculations is lower in comparison with earlier results (~130 mm/y), but corresponds to climatic water balance of Berlin-Brandenburg area (~R=109 mm/y).

The use of differing resolution and length of data series with variable spatial significance reveals the spatial and temporal variation of estimating groundwater recharge. However, the account of spatial and temporal heterogeneity is also influenced by methodical constraints and limitations.

Schlagworte - Keywords

- Berechnungsmethoden der Grundwasserneubildung
- Binnen-Einzugsgebiet Großer Stechlinsee
- Chlorid-Massen-Bilanzierung
- BAGLUVA
- water-table-fluctuation-method
- Neubildungsabschätzung aus der Bodenfeuchte
- Approaches of calculating groundwater recharge
- Lake Catchment "Großer Stechlinsee"
- Chloride Mass Balance
- BAGLUVA
- Water-Table-Fluctuation-method
- Recharge-estimation from soil moisture

1. Einführung und Zielsetzung sowie Literaturüberblick

Per Definitionem bezeichnet die Grundwasserneubildung (GWNB) den Anteil des Niederschlages, der den Grundwasserspiegel erreicht. Dadurch wird die vertikale Betrachtung auf die Übergangszone von ungesättigter zur gesättigten Zone reduziert. Diese Betrachtungsweise ist jedoch durch die nicht grundwasserneubildungs-induzierten Grundwasserspiegelschwankungen im Einzugsgebiet des Stechlinsees limitiert, weshalb sich die Abschätzung des nach unten gerichteten Wasserstromes in der vertikalen Abfolge der Übergangszonen von der Atmosphäre bis zum Grundwasser im Vergleich anbietet. Mit dem natürlichen Tracer Chlorid wird der vertikale Strom in allen Bereichen abgebildet. Eine Bilanzierung der Bodenfeuchten zur Feldkapazität tiefer Bodenschichten ergibt die Perkolation aus dem beeinflussten Bereich des kapillaren Aufstieges und landnutzungsabhängiger Evapotranspiration. Eine flächengewichtete landnutzungsund geomorphologieabhängige Berechnung der Grundwasserneubildung aus Niederschlag und Evapotranspiration trägt der Übergangszone Atmosphäre / Erdoberfläche Rechnung. Die Betrachtung des Grundwasserspiegels wiederum integriert oben genannte Prozesse. Die Methoden, die in diesen Bereichen angewendet werden, unterscheiden sich vor allem in der Abbildung der jeweiligen Raum-Zeit-Skala, d.h. sie erstrecken sich von momentaner, punktueller Betrachtung bis hin zu zeitlicher und flächiger Integration. Die flächige Berechnung der Neubildung ist daher ein iterativer Prozess, der durch (multiple) Punkt- und Regionalbetrachtungen erfolgt (vgl. DE VRIES & SIMMERS, 2002).

Die Berechnung der Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet (EZG) Großer Stechlinsee soll, unter Anwendung unterschiedlicher Methoden, klären, wie die Variabilität der Grundwasserneubildung über die letzten Jahre beschaffen war und belastbare Werte zur weiteren Modellierung der Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen liefern.

Der Große Stechlinsee und sein Einzugsgebiet sind seit vielen Jahren Forschungsschwerpunkt des Leibniz-Institutes für Gewässerökologie und Binnenfischerei (IGB) in Berlin. Von 1966-1990 diente der Stechlinsee bzw. der mit ihm verbundene Nehmitzsee als Kühlwasserreservoir für das Atomkraftwerk Rheinsberg. Die absehbaren Folgen der Abwärme auf die Gewässerökologie führten daher seit Baubeginn zu hoher Forschungsaktivität am Einzugsgebiet des Stechlinsees, die nach der Wende fortgeführt wurde (KASPRZAK, 2011). Neben der im Fokus stehenden limnologischen und gewässerökologischen Datensammlung wurde ein dichtes Netz an Grundwassermessstellen und hydrometeorologischen Messeinheiten etabliert. Es existieren daher seit 1958 Daten, die bis zur Wende und bis zur Übernahme des Umweltbundesamtes (UBA) vom Hydrometeorologischen Institut (Ost-Berlin) erhoben wurden. Im Rahmen des Forschungsschwerpunktes der Grundwasser-Oberflächen-Interaktion wird der Stechlinsee vermehrt im Kontext zu seinem Einzugsgebiet untersucht.

Eine umfassende Bearbeitung der langjährigen, neubildungsrelevanten Daten in Hinblick auf die zeitliche Variabilität der Grundwasserneubildung ist bis dato nicht erfolgt. Anzumerken ist hierbei, dass eine Reihe von Arbeiten langjährige Mittelwerte für das Einzugsgebiet angeben (u.a. GINZEL & KABOTH, 1999; NÜTZMANN et al., 2003), die für eine Prozess-Abbildung jedoch nicht geeignet sind. Dies liegt vor allem daran, dass signifikante Neubildungs-Ereignisse an unregelmäßige bzw. seltene Extreme (Niederschlag) und zeitlich begrenzte Gegebenheiten (Vorfeuchte, Witterung, Jahreszeit etc.) gekoppelt sind und es daher irreführend ist, Neubildung als ein lang-

jähriges Mittel oder einen Anteil am mittleren jährlichen Niederschlag anzugeben (vgl. DE VRIES & SIMMERS, 2002).

Die GWNB bildet eine wichtige Komponente der Seewasserbilanz des Stechlinsees, weil sie dem Grundwasserzufluss zum Oberflächengewässer entspricht (HOLZBECHER et al., 1999). Daher kann die zeitliche Varianz zum Verständnis der Seespiegelschwankungen der letzten Jahre beitragen sowie als Eingangsparameter einer Grundwasserhaushaltsmodellierung dienen. In diesem Kontext ist die zeitliche Varianz der Grundwasserneubildung (in unterschiedlicher Auflösung) einerseits Einzugsgebiets-hydrologisch, andererseits limnologisch von Bedeutung.

Die physikalisch die Grundwasserneubildung beeinflussenden Faktoren, also Witterung, Landnutzung, Geomorphologie und Geologie, gehen in unterschiedlicher Intensität in das konzeptuelle Verständnis der Neubildung im Einzugsgebiet ein. In jedem Ansatz existieren daher Unsicherheiten in der berechneten GWNB, zu deren Minimierung die Anwendung unterschiedlicher Verfahren notwendig ist (SCANLON et al., 2002). Die dieser Arbeit zugrundeliegende Fragestellung des Vergleichs der räumlichen und zeitlichen Varianz unter Berücksichtigung unterschiedlicher Methoden soll eine möglichst genaue Quantifizierung der GWNB im EZG Großer Stechlinsee ermöglichen. Außerdem soll die zeitliche Variabilität der Grundwasserneubildung auf unterschiedlichen Zeitskalen betrachtet werden. Die naturräumlichen Gegebenheiten (siehe 1.2) und die Datengrundlage (siehe 1.3) erlauben die Anwendung verschiedener Methoden. Abbildung 1 zeigt das angewendete Methodenspektrum in Bezug auf den jeweiligen Betrachtungsraum bzw. den beeinflussenden Eingangsparameter.



Abbildung 1: Skizzierung der angewendeten Methoden

Abbildung 2 skizziert jeweils die räumliche und zeitliche Auflösung der verwendeten Methode.



Abbildung 2: Skizzierung des räumlich-zeitlichen Abbildungsbereiches

Auf der einen Seite wird mit BAGLUVA ("**BA**grov **GLU**gla Verdunstung und Abfluss") ein flächendifferenziertes Verfahren angewendet. Sodann wird mit der *water-table-fluctuation method* (WTF) und der Chlorid-Massenbilanzierung (CMB) eine "*backward estimation*" angewandt. Ergänzend wird anhand der Aufnahme von Grundwasserspiegelschwankungen mittels *Diversonden* sowie der Untersuchung der vertikalen Flüsse zum Grundwasser durch volumetrische Bodenfeuchte-Messungen die Ereignisskale mit einbezogen. Aus dem volumetrischen Wassergehalt lässt sich durch eindimensionale Berechnung (bei bekannter Feldkapazität) die Perkolation zum Grundwasser bestimmen.

In der Literatur wird die Akkuratesse der Berechnung von Grundwasserneubildung vor allem auf die Wahl der passenden Methode zurückgeführt. Generell wird die Methodenwahl den naturräumlichen Gegebenheiten sowie vorhandener Datenlage angepasst. SCANLON et al. (2002) unterteilt die Verfahren nach den hydrologischen Einheiten, aus denen die Daten stammen (Oberflächengewässer, gesättigte und ungesättigte Zone), nach dem Ansatz (physikalischer oder Tracer-Ansatz) sowie nach numerischer Modellierung. Külls (2003) unterteilt die quantitative GWNB-Abschätzung weiterhin in foreward- und backward -Ansätze. Erstgenannte Ansätze berechnen die GWNB aus Bilanzierungen der Bodenspeicher oder klimatischer Wasserbilanz als residuale Größe. Letztere berechnen die GWNB rückwärts aus Änderungen der Grundwasserspeicher, Wasserspiegelschwankungen, Isotopensignaturen bzw. hydrochemischen Charakteristika des Grundwassers oder der Anpassung von Grundwassermodellen an Grundwasserspiegelschwankungen (KÜLLS, 2003). Im Allgemeinen bilden Methoden, welche Daten aus der ungesättigten Zone zur Grundlage haben, Punktschätzungen mit hoher zeitlicher Auflösung, wohingegen integrierende Methoden wie die WTF-Methode größere Gebiete mit geringerer zeitlicher Auflösung widerspiegeln. Großräumiges "watershed modelling" bildet das Einzugsgebiet im Ganzen ab und ist zeitlich durch die Auflösung der Daten beschränkt (SCANLON et al., 2002). PESCHKE (1997) unterteilt die Betrachtung generell in Standort- und Gebietsuntersuchungen. Backward-Ansätze wie die Chlorid-Massenbilanzierung (CMB) und WTF finden, unabhängig von Geologie (poröser oder Karst-Aquifer), klimatologischen und hydrologischen Bedingungen, eine breite Anwendung (SCANLON et al., 2002). Die CMB-Methode wurde 1969 von Eriksson und Khunakasem (TING et al., 1998) entwickelt und seitdem in unterschiedlicher Form angewendet. In ariden Einzugsgebieten haben u.a. AL CHARIDEH (2011), ANDREU (2011) und TING et al.

(1998) die GWNB flächenhaft aus den mittleren Chlorid-Konzentrationen berechnet. SCANLON et al. (2002) bezeichnet den CMB-Ansatz als punktuelle Schätzung der GWNB. Dabei wird darauf hingewiesen, dass der maximal messbare Wasserfluss 300mm/a sei, was auf die Unsicherheit der minimal nachweisbaren Chlorid-Konzentration zurückzuführen ist. Im norddeutschen Raum wurde diese Methode ebenfalls erfolgreich eingesetzt (z.B. OTTO, 1997).

Die WTF wird seit Anfang des vorletzten Jahrhunderts verwendet und seitdem in unterschiedlichen Formen angewendet (HEALY, 2010). Traditionell handelt es sich um graphische Auswertungen von Rezessionen an Grundwasser-Ganglinien (POSAVEC et al., 2006).

Die WTF kann angewendet werden, wenn belastbare Werte für die spezifische Speicherkapazität des Grundwasserleiters vorhanden sind und es sich um einen ungespannten Grundwasserleiter handelt (NSW GOVERNMENT, OFFICE OF WATER, 2011). Bei bekannter nutzbarer Porosität des Grundwasserleiters wird die Grundwasserspiegelschwankung zur Ermittlung der diffusen Neubildung herangezogen. RITORTO (2007) wandte diese Abhängigkeit erfolgreich zur Analyse der diffusen Neubildung am Santa Fe-Fluss in Florida an. EINSELE (1975) verwendet ein ähnliches Verfahren zur Ermittlung der GWNB aus Grundwasserganglinien. Die WTF-Methode ist besonders für Gebiete mit flachen Grundwasserspiegeln geeignet, die GWNB-Ereignisse mit scharfen GW-Spiegel-Schwankungen beantworten (SCANLON et al., 2002). Berechnungen der GWNB reichen von minimal 0.5-1 mm (HUGHES, 1983) bis maximal 150-660 mm (COOK et al., 2001, beide zit. n. SCANLON et al., 2002). Generell sind hier Schwankungen des Atmosphären-Drucks zu beachten (SCANLON et al., 2002). Nach HEALY & COOK (2002) ist die WTF die weitest verbreitete Methode, wobei ihre Vorteile in der Einfachheit und der Unabhängigkeit von den Mechanismen in der vadosen Zone liegen (siehe Abbildung 1). Bei hochauflösenden Daten werden üblicherweise für die Abgrenzung von Grundwasserneubildung und -zehrung Master Recession Curves (MRC) verwendet (z.B. POSAVEC et al., 2010).

Das BAGLUVA-Berechnungsverfahren ist besonders durch seine Verwendung der makroskaligen Darstellung der "mittleren jährlichen tatsächlichen Verdunstungshöhe" und der "mittleren jährlichen Abflusshöhe" im Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) bekannt, lässt sich aber auch für die Ermittlung des regionalen Wasserdargebots anwenden (GLUGLA et al., 2003). Eine solche regionale Anwendung findet sich z.B. im Dynaklim-Projekt zur Berechnung der klimawandelbedingten Veränderung der Grundwasserneubildung (MEßER et al. 2011). Die Methode ist darauf ausgelegt, die GWNB-Rate über längere Zeiträume zu berechnen und benötigt als Eingangsparameter Werte des Niederschlages und der potentiellen Evapotranspiration sowie geomorphologische und pedologische Informationen (NITSCH et al. o.J.). Eine synoptische Darstellung gängiger flächendifferenzierter Verfahren zur Berechnung der Neubildung findet sich bei MEYER & TESMER (2000).

Berechnungsmöglichkeiten der Grundwasserneubildung aus Bodenfeuchten in tiefen Boden-Horizonten finden sich z.B. bei SCANLON et al. (2002) und NÜTZMANN et al. (2003). Hierbei wird die Bodenfeuchte um den Betrag der Feldkapazität reduziert und die positive bzw. negative Differenz als Perkolation bzw. kapillarer Aufstieg berechnet. Im Sinne eines Einzellinearspeichers wird lediglich die Feldkapazität als Schwellenwert verwendet. Den Betrachtungsraum bildet eine sogenannte *zero-flux-plane*, an der die Grenze zwischen vertikalem Aufstieg durch Evapotranspiration (ET) und Transport zum Grundwasserspiegel definiert wird.

Wissenschaftliche Arbeiten, die sich mit der Grundwasserneubildung respektive der generellen Einzugsgebietsstruktur beschäftigen, sind vor allem am Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei (IGB) und dem Deutschen Wetterdienst (DWD) entstanden. Zu nennen ist hier die hydrogeologische Studie von GINZEL & HANDKE (1995), die sich mit der Abgrenzung des Hauptgrundwasserleiters beschäftigt und Einzugsgebiets- und Bilanzgrenzen für das Einzugsgebiet aufstellt. Des Weiteren thematisieren eine Reihe von eingereichten Diplomarbeiten am IGB die Grundwassergenese und -chemie. Als erste sei hier die Arbeit von SAMEK (2000) genannt, die eine Reihe von hydrogeologischen und hydrogeochemischen Untersuchungen im Einzugsgebiet durchgeführt hat. Die Diplomarbeit von HARTMANN (1996) beschäftigt sich mit der Hydrogeochemie des Einzugsgebietes. Hydrometeorologische Information über das Langzeitverhalten des Niederschlags sowie einer Modellierung der Verdunstung (VEKOS) enthält vor allem der Bericht des DWD von RICHTER (1997). Die dieser Arbeit zugrunde liegende Dimensionierung des Einzugsgebietes und der Freiwasserfläche stammen aus der Arbeit von HOLZBECHER et al. (1999). Ein hydrogeologisches Gutachten zum gesamten Naturschutzgebiet Stechlin wurde von GINZEL & KABOTH (1999) erstellt. In diesem Rahmen erfolgte eine Berechnung der Grundwasserneubildung mit dem Programm ABIMO (AbflußBIldungsMOdell) von 1997.

Als Vergleichswerte stehen modellierte Sickerwasserdaten in 5 m Tiefe aus dem Buchen-Altbestand Beerenbusch 600 m westlich des Stechlinsees (JOCHHEIM et al., 2007) und mittels CMB berechnete Massenbilanzen (1998-2003) vom UBA-Messfeld (SCHULTE-BISPING et al., 2005) zur Verfügung.

Alle nicht publizierten oder nicht frei zugänglichen Arbeiten sind auf der beigefügten Daten-DVD hinterlegt.

2. Untersuchungsgebiet

Im nachfolgenden wird ein Überblick über die für die Ermittlung der Neubildung relevanten Charakteristika des Einzugsgebietes gegeben. Außerdem wird kurz auf seine Lage und Entstehung eingegangen. Zur Orientierung ist in Abbildung 3 die Lage des Untersuchungsgebietes an der Grenze zu Mecklenburg-Vorpommern eingezeichnet.



Abbildung 3: Lage des Einzugsgebietes (LBG 2013)

2.1 Entstehung des Stechlinsees und Geomorphologie

Das Einzugsgebiet des Stechlinsees ist, wie die gesamte Nordostdeutsche Tiefebene, glazial überprägt und verfügt über diverse Landschaftsmerkmale des glazialen Formenschatzes der Weichseleiszeit (FEIERABEND & KOSCHEL, 2011). Das Forschungsgebiet des Stechlinsees befindet sich am südlichen Rand der Mecklenburgischen Seenplatte, rund 100 km nördlich von Berlin und liegt an der Landesgrenze zwischen Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg, zwischen den Städten Fürstenberg und Rheinsberg. Die auffällige Seenformation in diesem Gebiet lässt sich auf überdecktes Plattentoteis zurückführen, das nach Abtauen des Permafrostes die entsprechenden Hohlräume zurückließ (FEIERABEND & KOSCHEL, 2011). Beim Rückzug des Eises kam es zur Bildung von Platten- und Rinneneis, das in der Stillstands-Phase (*Fürstenberger Staffel*) nochmals überschüttet wurde. Das Abschmelzen der bedeckten Toteismassen fand daher erst bei der Wende vom Spät- zum Postglazial (um 12.000 v. d. Z.) statt (RICHTER, 1997). Die ausgebildeten Hohlformen bildeten die größeren und kleineren Seen wie auch die trockenen Depressio-

nen des Untersuchungsgebietes. Die Mittlere Höhe des Einzugsgebietes beträgt etwa 75 m (siehe Abbildung 4). Stechlin und Dagowsee liegen bei einer Höhe von 60 m ü. NN.





Das Gefälle beträgt zum Großteil 0-10%, meist sogar zwischen 0-3%, wie es im bearbeiteten digitalen Geländemodell (DEM) zu erkennen ist (Abbildung 5).



Abbildung 5: Gefälle innerhalb des Einzugsgebietes (Bearbeitung mit slopeFunktion ArcGIS)

16

2.2 Geologie und Hydrogeologie

Das Untersuchungsgebiet ist durch das im Süden anschließende, von den glazigenen und glazifluvatilen Ablagerungen der *Frankfurter Staffel* geformte Gebiet und im Norden von der Fürstenberger und der Pommerschen Endmoräne geprägt. Im Einzugsgebiet des Stechlinsees dominieren Sanderflächen, die östlich des Stechlinsees von +80-100 m NN auf +70 m NN im Bereich des Nehmitzsees abfallen (GINZEL & HANDKE, 1995).

Da den See keinerlei natürliche Fließgewässer speisen, wird er als grundwasserbürtig angesehen, sein Einzugsgebiet als Binnenentwässerungsgebiet benannt. Von 1745-1750 wurde das Gebiet durch den Ausbau des Polzow-Kanals, der eine Verbindung nach Berlin über die Havel herstellte, erschlossen. Im Zusammenhang mit der Errichtung des Kernkraftwerks (KKW) Rheinsberg wurde der Stechlinsee 1959/60 über zwei Kanäle an den Nehmitzsee angeschlossen. Diese beiden Kanalbauten führten zu einer durchschnittlichen Absenkung des Stechlinsees um 0.2 m (RICHTER, 1997). Der Niveau-Unterschied zwischen den beiden Seen lässt sich durch ein Wehr verändern, welches sich im südöstlichen Kanal ca. 0.5 km unterhalb der Ausflussstelle aus dem Stechlinsee befindet (GINZEL & HANDKE, 1995).

Die Grundwasserleiter des Stechlinsee-Einzugsgebietes setzen sich aus zwei Aquiferen zusammen, die durch eine 10-30 m mächtige Tonschicht unterteilt werden (HOLZBECHER & NÜTZ-MANN, 2000). Der Zustrom zum See findet vermutlich nur aus dem oberen, unbedeckten, 20-40 m mächtigen Aquifer statt, der sich aus den genannten Sandern zusammensetzt (GINZEL & HANDKE, 1995). Im Hydrologischen Atlas Deutschlands (HAD) wird für den Grundwasserleiter des Einzugsgebietes zum größten Teil Sand angegeben. Lediglich im nördlichsten Teil kommen die Fraktionen Kies und Steine sowie z.T. Lehm hinzu (BFG, 2003). Als Stauer fungieren unterhalb des unbedeckten Aquifers bis zu 30 m mächtige saaleeiszeitliche Geschiebemergel. Der Stechlinsee erreicht an seinen tiefsten Stellen diese Geschiebemergelschichten. Aufgrund der weitgehend fehlenden Uferverschlammung findet ein annähernd ungehinderter Austausch zwischen Grund- und Seewasser statt, weshalb die Seen als frei liegendes Grundwasser (Grundwasserblänken) bezeichnet werden (RICHTER, 1997). Abbildung 6 verdeutlicht die geologische Situation und veranschaulicht beispielhaft das Verhältnis von Seewasserspiegel zu Grundwassermessstellen 3 und 1 (SO) sowie GWMS 10 und 11 (NW). Eine eindeutige hydrodynamische Charakterisierung des Stechlinsee-EZG zu benennen ist zunächst schwierig, da sich vor allem im Norden temporäre Grundwasserscheiden ausbilden. Der Hauptabfluss richtet sich jedoch nach Norden in Richtung Großer Glietzensee sowie Großer und Kleiner Boberowsee aus (GINZEL & KA-BOTH, 1999).



Abbildung 6: Geologischer Schnitt (HOLZBECHER et al. 1999)

Die von SAMEK (2000) durchgeführte Analyse des Bohrgutes diverser Messstellen (bis in eine Tiefe von maximal 36.5 m) belegen, dass innerhalb des oberen Grundwasserleiters Einschlüsse mächtiger Tonlinsen vorhanden sind. Dies geht aus den ermittelten k_f -Werten hervor, die für den Hauptgrundwasserleiter im Schnitt 2.1*10⁻⁴ m/s, in Bereichen besagter Einschlüsse bis auf $4.9*10^{-7}$ m/s abfallen (SAMEK, 2000).

Nach der Grundwasseranalyse von HARTMANN (1996) kann das Grundwasser chemisch als Ca-HCO₃- mit Tendenz zum Ca-HCO₃-SO₄-Wasser angesprochen werden. Hierbei ist das Verhältnis der Alkali-Ionen im Zu- und Abfluss des Grundwassers gleich Eins. Daraus kann geschlossen werden, dass im Einzugsgebiet keine quantitativ bedeutsamen Ionenaustauschprozesse stattfinden und es keine bedeutenden Quellen für Na⁺, K⁺ und, für diese Arbeit von besonderer Bedeutung, Cl⁻ gibt (HARTMANN, 1996).

2.3 Boden, Vegetation und Landnutzung

Der größte Teil des Einzugsgebietes besteht aus Mischwaldbeständen und Kiefernbeständen mit vereinzeltem Vorkommen von Fichten, Birken, Lärchen und Douglasien. Vom ursprünglichen Birken- bzw. Birken-Eichen-Mischwald existieren nur noch kleinere Bestände. In einigen Hohlformen haben sich oligotrophe Verlandungs-Hochmoore mit entsprechenden Sphagnen-Beständen ausgebildet (JOST CASPER, 1985). An den Uferbereichen existieren vereinzelt spärliche Schilfröhrichte, ansonsten gibt es kaum amphibische Vegetation (BRÜNING & GRAF, 2000). Die Landnutzung ist mit über 90% bewaldeter Fläche relativ homogen und durch den seit 1938 bestehenden Status als Naturschutzgebiet geschützt (BRÜNING & GRAF, 2000). Laut der Klassifikation von *Corine Land Cover* besteht die Bodenbedeckung im betrachteten Einzugsgebiet zum weitaus größten Teil aus Mischwald und Nadelwaldbeständen. Lediglich Neuglobsow im Südosten des Sees wird als locker bebaute Siedlungsfläche, der Standort des ehemaligen KKW Rheinsberg als dicht bebaute Fläche ausgewiesen. Ähnliche Ergebnisse erzielte eine überwachte Landnutzungsklassifizierung auf Grundlage von LIDAR-Daten des USGS (2013) von einer Überfliegung von 2011 (siehe Abbildung 7). Deren Bild- und Klassifikationsqualität ist jedoch unzureichend.



Abbildung 7: Überwachte Landnutzungsklassifizierung aus LIDAR-Daten 2011

Eine vegetationskundliche Aufnahme an der Waldmessfläche des UBA skaliert die Artmächtigkeit in der Baumschicht nach Braun-Blanquet mit >75% Rotbuche (*fagus sylvatica*) und 2-25% Waldkiefer (*Pinus sylvestris*), was als repräsentativ für die Mischwaldbestände der Umgebung angesehen wird (BRÜNING & GRAF, 2000). Die Leitbodengesellschaft um den Stechlinsee besteht aus Braunerden, vergesellschaftet mit Podsolen. In Senken sind weiterhin hydromorphe Böden zu erwarten (BRÜNING & GRAF, 2000). Bei entsprechendem Kiefernbewuchs und Lessivierung finden sich auch Parabraunerden über Geschiebesand als Übergangsform. Die Bodenart ist überwiegend fein- bis grobsandiger Mittelsand. Eine forstliche Standortkartierung der Landesforstanstalt Eberswalde beschreibt die Bodenverhältnisse als relativ homogen (SCHULTE-BISPING et al., 2005).

2.4 Hydrologie und Wasserhaushalt

Brandenburg ist mit seinen fast 3.000 Seen (>1ha) und seinen 32.000 km Fluss- und Bachläufen das gewässerreichste Bundesland Deutschlands, hat jedoch durch sein kontinental beeinflusstes Klima ein vergleichsweise geringes Wasserdargebot aus dem Niederschlag von 550-650 mm/a. Für den Betrachtungszeitraum 1961-1990 gibt das Landesumweltamt unten stehende Wasserhaushaltsbilanz für den Bilanzraum Berlin-Brandenburg an (GRÜNEWALD, 2010).

 $P_{Korr}(617) = R(109) + ET(508) mm/a$

Mit: P_{korr} = Korrigiertem Niederschlag; R = Abfluss, ET= Evapotranspiration

Zum Vergleich ergibt sich für die Gesamtfläche Deutschlands, gemäß dem Hydrologischen Atlas Deutschlands (HAD 2003):

$$P_{Korr}(859) = R(327) + ET(532) mm/a$$

GINZEL & KABOTH (1999) geben die mittlere Neubildung mit 127 mm/a (ABIMO) an. Auf ähnliche Werte kommen Berechnungen von NÜTZMANN et al. 2003 mit 130 mm/a (WTF) und 132 mm/a (Bodenfeuchte). Lediglich die Berechnung mittels CMB, berechnet aus langjährigen Mittelwerten, fällt mit 96 mm/a geringer aus.

Der Hydrologische Atlas Deutschlands gibt (großskalig) für das Gebiet um den Stechlinsee zum Teil deutlich niedrigere mittlere jährliche Grundwasserneubildungen von unter 25 mm/a bis 100-150 mm/a an (BFG, 2003).

Klimatisch ist das Gebiet um den Stechlinsee dem Feuchtklima der gemäßigten Zone zuzuordnen, kleinräumig dem mecklenburgisch-brandenburgischen Übergangsklima, das von mäßig warmen Sommern und milden Wintern geprägt ist (RICHTER, 1997).

Die Struktur des Einzugsgebietes, also Geologie, Boden, Geomorphologie sowie das Fehlen eines natürlichen oberflächigen Abflusses, bedingt eine flächenhafte/diffuse Neubildung, d.h. Niederschlag, der nicht evaporiert, fließt konzeptionell über das Grundwasser ab.

Abbildung 8 veranschaulicht das Verhältnis der monatlichen Verdunstung zum Niederschlagsdurchschnitt des Zeitraums 1965-1995 (RICHTER, 1997). Hier ergibt sich ein mittlerer jährlicher Niederschlag von 667 mm/a bei einer (berechneten) mittleren Verdunstung auf der Landfläche von 502 mm/a.



Abbildung 8: Niederschlag und Verdunstung über See- und Landfläche (RICHTER, 1997)

2.5 Abgrenzung des Einzugsgebiets

Eine klare Abgrenzung ist im Stechlinsee-Einzugsgebiet das Ziel vieler Untersuchungen gewesen, deren Größenangaben aufgrund des Unterschiedes zwischen ober- und unterirdischem Einzugsgebiet und der Abgrenzung zu den umgebenen Seen deutlich voneinander abweichen. Außerdem kann, streng genommen, keine konstante Größe für das Einzugsgebiet angenommen werden, da sich vor allem im Norden temporäre Wasserscheiden ausbilden. Im Süden vergrößert sich bei Niedrigwasserstand weiterhin die Austrittsbreite aus dem Grundwasserleiter (RICHTER, 1997). HEITMANN et al. (1969) sowie HEITMANN & SCHUBERT (O.J) nehmen ein oberirdisches Einzugsgebiet von 42.3 km² an und beziehen damit den südwestlich gelegenen Nehmitzsee mit ein. RICHTER (1997) taxiert die Fläche des Einzugsgebietes auf 30.9 km² mit einer Größenvariabilität von normalerweise < 3%. Bei extremen Maxima und Minima der Grundwasserstände wären Größenschwankungen zwischen 28-32 km² möglich. Holzbecher et al. (1999) geben das oberirdische Einzugsgebiet mit nur 12.57 km² an und klammern somit den Nehmitzsee aus. Abbildung 9 veranschaulicht die Abgrenzung des EZG, wobei die Seefläche des Stechlinsees 4.25 km², die des Dagowsees etwa 0.2 km² ausmacht.

Abgrenzung des Einzugsgebietes



Abbildung 9: Abgrenzung des EZG Stechlinsee

3. Datengrundlage

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Daten wurden vom Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei, Berlin gesammelt und bereitgestellt. Ab 1957 waren folgende Ämter und Einrichtungen an der Datensammlung beteiligt (RICHTER, 1997):

- Ab 1957 Hauptamt für Hydrologie des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der DDR, später Forschungsinstitut für Hydrometeorologie Berlin, dann Zentralstelle für Hydrometeorologische Entwicklung und Anwendungen, heute Geschäftsfeld Hydrometeorologie des DWD
- Ab 1957 Forschungsstelle für Limnologie Jena der Akademie der Wissenschaften, später Abteilung der Limnologie geschichteter Seen des Institutes für Gewässerökologie und Binnenfischerei im Forschungsverbund Berlin e.V.
- Ab 1991 das Umweltbundesamt (UBA), Außenstelle Neuglobsow, nach Übernahme der Umweltaufgaben des Meteorologischen Dienstes der DDR.

Neben der Grundwasser-Beprobung wird ein hydrometeorologisches Messfeld vom Umweltbundesamt (UBA) unter der Leitung des Leibniz-Instituts für Gewässerökologie und Binnenfischerei (IGB) westlich von Neuglobsow am "Fischerhaus Stechlin" betrieben (siehe Abbildung 10). Dieses setzt sich aus einem Waldstandort (Buchen-Kiefern-Mischbestand) und einer 200 m entfernten Freilandmessfläche zusammen.



Abbildung 10: Stechlinsee mit Kanälen und Ortschaften (LGB 2013)

Im nachfolgenden werden die Daten sowie abgeleitete oder berechnete Größen beschrieben und vorgestellt.

3.1 Messnetz und Messkampagnen

Im und um das Einzugsgebiet des Stechlinsees existieren 39 Grundwasserbeobachtungsrohre (Abbildung 11) und 15 Oberflächenwassermessstellen des ehemaligen Instituts für Hydrometerologie, die früher im Auftrag des Landesumweltamtes Brandenburg (LUAB), heute durch das Umweltbundesamtes (UBA) überwacht werden (GINZEL & HANDKE, 1995). Seit 2009 ist eine weitere Pegelgruppe (OP, MP, UP) westlich vom Stechlinsee in Betrieb genommen worden.

Zusätzlich betreibt das UBA auf seinem Messfeld neben dem Pegel 40 und 1 weitere Messstellen, die neben Ermittlung der Grundwasserstände auch für die chemische Analyse des Grundwassers verwendet werden.



Abbildung 11: Lage der Grundwassermessstellen im Einzugsgebiet

Im Rahmen dieser Arbeit werden vornehmlich die Daten der innerhalb der Einzugsgebietsgrenzen liegenden GWMS verwendet. Die Pegel 4, 15, 11, sowie 90, 91, 92 werden als zugehörig betrachtet.

3.2 Niederschlag und meteorologische Messungen

Die verwendeten Daten wurden durch den DWD erhoben und vom Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK, Frau Ylva Hauf) zur Verfügung gestellt. Die Daten wurden von 1957 bis 1994 an der Messstelle des DWD in Neuglobsow erhoben. Seit 1994 werden die Daten an der DWD-Messstelle im etwa 5 km südlich liegenden Menz gemessen. Das PIK hat die Datenreihen nachfolgend homogenisiert, d.h. systematische Abweichungen nach Umzug des Messfeldes korrigiert. Dies wurde über Korrelationen aller DWD-Messstationen durchgeführt. Des Weiteren wurden hierüber Tageswerte einzelner Parameter (siehe Tabelle 1) von 1957 bis 1901 (rück-) berechnet (mündliche Mitteilung SHATWELL 2013).

In nachfolgender Tabelle sind die einzelnen Parameter und ihre jeweilige Auflösung aufgelistet.

Parameter	Zeitraum	Auflösung	Gemessen	Berechnet vor 1957
Niederschlag [mm/d]	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Max. Temperatur	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Tag[°C]				
Min. Temperatur	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Tag[°C]				
Tagesmitteltemperatur	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Tag[°C]				
Relative Luftfeuchte [%]	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Luftdruck [hPa]	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Dampfdruck [hPa]	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Sonnenstunden [h/d]	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Bewölkung [1/8]	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Strahlung [J/cm ²]	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
Windgeschwindigkeit	1/1901-12/2010	täglich	Ja	Ja
[m/s]				
Schneedecke [cm/Tag]	1/1967-12/1980	täglich	Ja	Nein
_	11/1993-12/2012			

Tabelle 1: Verfügbare Daten der DWD-Station Menz / Neuglobsow (PIK-Datensatz)

Tägliche Niederschlagsaufzeichnungen der Station Menz/Neuglobsow sind weiterhin von 1967 bis 2012/6 vorhanden.

Seit 2008 sind außerdem halbstündige Niederschlagsdaten vom UBA-Messfeld in Neuglobsow verfügbar.

Eine Statistik der Niederschlagsverteilung nach Tages- und Monatssummen ist in Abbildung 12 dargestellt. Hierfür wurde das *r-package* "HydroTSM" verwendet.



Abbildung 12: Tägliche und monatliche Abweichung der Niederschlagszeitreihe

In der linken Spalte sind die Niederschlagssummen mit dem gleitenden Mittel (ein- und dreijährig) dargestellt. Boxplot und Histogramme zeigen die Häufigkeitsverteilungen der Niederschläge nach Tagen und Monaten.

Abbildung 13 zeigt die Verteilung der monatlichen Niederschlagssummen im Matrixplot. Hier wird deutlich, dass hohen Niederschlagssummen (>100 mm/m) tendenziell in den Sommermonaten auftreten.



Abbildung 13: Matrixplot der monatlichen Niederschlagssummen [mm] 1901-2010

Eine grafische Darstellung der meteorologischen Daten, zur besseren Darstellung aggregiert als Monatswerte, befindet sich in Anhang I.

3.3 Grundwasserstandsdaten

Grundwasserstandsdaten um den Stechlinsee werden seit 1958 monatlich manuell erfasst. In diesem Zeitraum wurden weitere Pegel hinzugefügt, sodass von allen Pegeln im Einzugsgebiet ab 1966 kontinuierliche Aufzeichnungen der Grundwasserstände existieren. Seit der Wende wird das Grundwassermessnetz vom Umweltbundesamt betrieben. Bei den Pegeln handelt es sich überwiegend um Eisenpegel unbekannter Bauart (wahrscheinlich aus der ehemaligen Sowjet-Union) mit einem Durchmesser von etwa 13 cm. Die Grundwasserstände liegen in geographischer Höhe vor. Abbildung 14 zeigt die Grundwassersstände der Pegel P11, P14, P32 und P92 von 1966-2012 im Vergleich zu den See-Pegelständen des Stechlinsees. Die Ganglinien sind

durch die Kühlwasserentnahme des KKW Rheinsberg (von 1966-1990) beeinflusst. Die Änderungen der Wehreinstellung des Auslasses zum Nehmitzsee 2006/2007 sind zu erkennen. Hier wurde der Seespiegel, auf Anraten des Gutachtens von GINZEL & KABOTH (1999), um 15 cm angehoben - entsprechend steigen auch die Grundwasserstände. Die Auffälligkeit zu Beginn der 90er Jahre verweist auf das Ende des KKW-Betriebs. Im Jahr 1972/73 ist kein steigender Grundwasserspiegel auszumachen, die Rezession dauert bis zum Ende des Jahres 1973 an.



Abbildung 14: Grundwasserpegel und Seewasserstand Stechlinsee 1966-2012

Die Neubildungsperiode der Grundwasserpegel ist für den Beobachtungszeitraum nicht starr abgrenzbar. Meist setzt sie im November/Dezember ein und endet mit beginnender Rezession im Mai/Juni des Folgejahres. Beginn und Ende der Neubildung schwanken aber auch in der Länge von Juni (Dezember) bis August (Januar).

Am 25.3.2013 wurden in den Messstellen P11 (Nordwest), P14 (Südwest), P32 (Ost) und P92 (Nord) (siehe Abbildung 11) sogenannte *Diver* der Firma *Schlumberger* eingehängt. Zusätzlich wurde neben der Messstelle P11 ein *Barodiver* auf Höhe der Brunnenkappe installiert (siehe Abbildung 15). Zur Kontrolle erfolgten manuelle Messungen mittels Lichtlot.



Abbildung 15: Barodiver und Messstelle P11 (25.03.2013)

Bei *Divern* handelt es sich um Drucksonden, die den auf ihnen lastenden Druck (hPa) aufzeichnen. Die Druckmessung der *Diver*, korrigiert um den wechselnden Atmosphärendruck, ergibt somit die auflastende Wassersäule und – bei bekannter Ausgangslast – die Wasserspiegelschwankung. Einbautiefen und Daten zu den verwendeten Pegeln sind Anhang II d zu entnehmen. Anzumerken ist hierbei, dass der Grundwasser-Flurabstand (am 25.03.2013 in m u. POK) bei den gewählten Messstellen stark differiert.

P 11: 11.65m u. POK P 14: 9.70 m u. POK P 32: 6.43 m u. POK P 92: 4.70 m u. POK

Alle Pegel befinden sich an Mischwald-Standorten.

Einer Studie von DELIN et al. (2006) zufolge schlagen sich Aggregationen (Mittelungen) von Stundenwerten des Grundwasserstandes zu Tageswerten nicht in Fehlern der berechneten Neubildung nieder. Wochenmittel und Monatsmittel ergeben hingegen Unterschätzungen von 0-54%- (Tages zu Wochen-Mittel) und 18-60% (Monatsmittel). Zur weiteren Handhabung werden die Stundenwerte daher zu Tagesdaten aggregiert (Abbildung 16).



Abbildung 16: Aggregierte Diver-Daten 25.03.-13.06.2013

Die *Diver*-Daten weisen einen positiven Trend auf, der von den manuellen Referenz-Messungen abweicht. Ein Versatz der Wasserstandsaufzeichnungen am 7.5.2013, der auf das Auslesen der *Diver* zurückzuführen ist, wurde korrigiert. Da die Berechnung der Neubildung mittels der *Master-Recession-Curve* (siehe Kapitel 4.2) jedoch die jeweiligen Neubildungsereignisse relativ zur vorhergegangenen Rezession berechnet, spielt nur die Schwankung des Grundwassers, nicht die absolute Höhe, eine Rolle.

3.4 Chlorid-Daten

Auf dem Messfeld des Umweltbundesamtes in Neuglobsow werden unter anderem standardmäßig Proben aus Niederschlag, Grund- und Sickerwasser analysiert. Die Letzteren werden aufgrund ihrer Lückenhaftigkeit im Folgenden nicht verwendet. Alle verwendeten Daten wurden vom Umweltbundesamt in Kooperation mit dem *ICP Integrated Monitoring Program* (Universität Göttingen) erhoben und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt.

Tabelle 2 zeigt die unterschiedlichen Datensätze mit zeitlicher Auflösung und ggf. räumlicher Auflösung.

Tabelle 2: Chlorid-Daten

Chlorid-	Grundwasser	Niederschlag	Sickerwasser
Daten aus			
Zeitraum	1/1998-1/2013	1/1998-1/2013	12/1997-12/2003
Messintervall	~monatlich	wöchentlich	14-tägig
Kontinuität	einzelne Lücken	einzelne Lücken	Lückenhaft
Tiefe			Wald: 30, 50, 120cm Freifläche: 30, 50, 70cm
Räumliche Verteilung	Punktuell	Freiland fünf Sammelgefäße	Freiland/ Wald
Messmethode	IC	IC	IC
Beprobung	Mischprobe	Summe (Bulk)	Mischprobe nach Einbau- tiefe
Ort	UBA-Messfeld	UBA- Messfeld	UBA-Messfeld

Die Chlorid-Gehalte im Niederschlag, Grundwasser und Sickerwasser wurden im Rahmen einer Hauptkomponentenanalyse von 1998-2013, z.T. diskontinuierlich, gemessen.

Die Niederschläge werden im Freiland als Summen über jeweils eine Woche (*Bulk*-Proben) gesammelt und anschließend analysiert. Hierbei werden fünf Depositionssammelgefäße vom Typ LWF mit einem Auffangtrichter vom Durchmesser 20 cm in einer Höhe von 1,21-1,25 m verwendet. Durch Multiplikation mit dem Kehrwert der Auffangfläche von fünf Sammlern (0.0062) wird die gesammelte Wassermenge in ml auf die Niederschlagshöhe in mm umgerechnet (BRÜNING & GRAF, 2000). Die Rohdaten sind in Abbildung 17 dargestellt.

Für die weitere Verwendung (siehe Ergebnisteil) werden zusätzlich Monatswerte des Chlorid-Gehaltes in Niederschlag und Grundwasser herangezogen. Für den Niederschlag wird daher ein Monats-Mittelwert der Chlorid-Gehalte, die innerhalb eines Monats gemessen wurden, gebildet. Die Chlorid-Gehalte des Grundwassers werden den jeweiligen Monaten zugeordnet, in denen die Messung stattfand, für Datenlücken wird das arithmetische Mittel der vorhergegangenen und nachfolgenden Messung gebildet.



Abbildung 17: Chlorid-Gehalt und jeweilige Niederschlagssumme (Rohdaten)

Bei der Analyse des Grundwassers von 1998-2013 handelt es sich um monatlich erhobene Messungen aus dem Oberpegel B2 auf dem UBA-Messfeld. Mit seinem durchschnittlichen Grundwasserstand von 4.94 m (1998-2013) unter GOK liegt hier der Grundwasserspiegel nächstmöglich zur Geländeoberfläche.

Alle Grundwasserproben werden mit einer Pumpe nach 30minütiger Förderung entnommen.

Sickerwasser wird über jeweils drei Saugkerzen aus 30, 50, 70 cm Tiefe im Freiland und 30, 50, 120 cm Tiefe auf der Waldfläche aufgenommen. Die Saugsonden (Firma UGT) werden alle zwei Wochen mit einer Vakuumpumpe entleert und nach Einbautiefe zu einer Mischprobe vereinigt (BRÜNING & GRAF, 2000). Chlorid-Gehalte des Sickerwassers liegen für die Jahre 1997-2003 vor.

Die Chlorid-Gehalte der jeweiligen Proben werden im Labor des Umweltbundesamtes ionenchromatographisch bestimmt (BRÜNING & GRAF, 2000).

3.5 Volumetrische Bodenfeuchten

Auf dem UBA-Messfeld werden, neben der Saugspannung über Tensiometer, die volumetrischen Bodenfeuchten in 30, 50, 120 und 350 cm (Wald) bzw. 30, 50, 70 und 250 cm (Freifläche) mittels TDR-Sonden erhoben. Verteilt am Waldstandort sind jeweils drei TDR-Sonden in gleicher Tiefe eingebaut, aus denen ein Mittelwert der volumetrischen Bodenfeuchte berechnet wird. Die minütlich erhobenen Daten werden von einem Datenlogger (Firma *UGT*, Typ DL-104) zu Stundenmittelwerten zusammengefasst und monatlich ausgelesen (BRÜNING & GRAF, 2000). Für diese Arbeit liegen die Daten als Tagesmittelwerte für den Zeitraum 2003 - 2012 vor. Vereinzelte Messlücken wurden mittels linearer Interpolation geschlossen.

Zur Berechnung der GWNB werden die volumetrischen Bodenfeuchten der Freilandmessfläche aus 250 cm Tiefe sowie die der Wald-Messfläche in 120 cm Tiefe verwendet, da hier Daten zur nutzbaren Feldkapazität vorhanden sind (siehe Kapitel 3.8). Bei den eingebauten TDR-Sonden handelt es sich um Geräte des Typs TRIME IT mit drei Leiterstäben. In Abbildung 18 sind beispielhaft die Bodenfeuchtemessungen der TDR-Sonden für das Jahr 2004 dargestellt. Für die Berechnung am Waldstandort wird das Mittel der drei TDR-Messungen in gleicher Tiefe gebildet.



Abbildung 18: Bodenfeuchtemessung des Jahres 2004 unter Wald und Freiland

In Grau ist jeweils die verwendete Feldkapazität eingetragen.

3.6 Vergleichsdaten

Zur Ergebnis-Validierung und zum Daten-Abgleich stehen außerdem folgende Daten zur Verfügung:

JOCHHEIM et al. (2007) modellierten mit dem eindimensionalen Ansatz des hydrologischen Simulationsmodells BROOK90 (FEDERER et al., 2003) unter anderem Sickerwasserraten in 500 cm Tiefe unter dem Buchen-Altbestand Beerenbusch, etwa 600 m westlich des Stechlinsees. Die modellierten Sickerwasserraten zeigen, abgesehen von einzelnen Zeiträumen mit extremen Niederschlagsereignissen, gute Übereinstimmungen mit den ab 2001 durchgeführten Messungen (JOCHHEIM et al., 2007). Abbildung 19 zeigt die zu Jahressummen aggregierten Sickerwasserraten in 500 cm Tiefe sowie die gemessenen Freilandniederschläge einer 3 km südwestlich gelegenen Messstelle (vgl. JOCHHEIM et al. 2007).



Abbildung 19: Vergleichsdaten aus dem Buchen-Altbestand Beerenbusch

Zu beachten ist hierbei, dass sich der Buchenwald bis zum Jahr 1988 im Umbau von einem reinen Kiefern- zu einem reinen Buchenbestand befand und vergleichsweise hoch (78m NN) liegt (JOCHHEIM et al., 2007). Damit verbunden liegt auch ein hoher Grundwasserflurabstand vor. Diese Daten sowie Chlorid-Gehalts-Daten aus dem Niederschlag der erwähnten Freilandmessstelle wurden zu Vergleichszwecken vom *Leibniz-Zentrum für Agrar-und Landschaftsforschung* (ZALF) e.V. zur Verfügung gestellt (s.u. Kapitel 5 und 6).

Des Weiteren wurde die bestandsspezifische Evapotranspiration aus der Boden-Evaporation (BROOK90) und simulierten Transpirationsraten modelliert (JOCHHEIM et al., 2007).

RICHTER (1997) berechnet die Verdunstungshöhe auf der Landesfläche des Stechlin- und Nehmitzseegebietes mit dem Modell VEKOS (nach KLÄMT, 1988). VEKOS berechnet aus einer Kombination der potentiellen Evapotranspiration (TURC 1961, modifiziert nach WENDLING & MÜLLER 1984), und einem Bodenwasserausschöpfungs-Modell die aktuelle Verdunstungshöhe (beide zit. nach RICHTER 1997).

3.7 Fernerkundungsdaten als Eingangsdaten für die BAGLUVA-Berechnung Landnutzung:

Eine manuelle Landnutzungsklassifikation wurde durch die Auswertung der LANDSAT-Überfliegung des Einzugsgebietes am 30.04.2011 versucht. Die Aufnahme wird vom USGS bereitgestellt (USGS 0.J.). Hierbei wird mittels GIS-gestützter Analyse (überwachte Klassifikation, sowie *maximum-likelyhood*-Methode) eine Landnutzungsklassifikation erstellt. Da die Klassifikation wie erwähnt aufgrund der Luft-Bildqualität nicht zufriedenstellend ist, wird die Landnutzungsklassifikation von *corine landcover* zur weiteren Bearbeitung verwendet.

Digitales Geländemodell (DGM):

Das verwendete digitale Geländemodell stammt vom Landesvermessungsamt Brandenburg LGB (Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg) und liegt in einer Rasterauflösung von 25×25 m vor.

3.8 Hydrogeologische und pedologische Kenngrößen

Aus der Dokumentation der Bodenhydrologischen Messstelle von BRÜNING & GRAF (2000) konnten hydraulische Parameter der Waldstandorte entnommen werden. Verwendet wurden Tiefenmittel aus dem Bodenprofil (15 m oberhalb des Messplatzes) einer Parabraunerde über Geschiebesand. In Tabelle 3 sind die verwendeten hydraulischen Parameter Feldkapazität (FK), nutzbare Feldkapazität (nFK), Durchlässigkeitsbeiwert (K_f) und der permanente Welkepunkt (PWP) dokumentiert, die durch die Fach-Gemeinschaft Bodenkunde der Technischen Universität Berlin erhoben wurden (BRÜNING & GRAF, 2000).

Horizonte	FK	nFK [%]	K _f -Wert [cm]	pF 4,2 (PWP) [%]
Tiefe bis [cm]	[%]			
Ah1 [0-8]	21.9	14.3	874	7.7
Ah2 [-20]	13.0	10.3	1659	2.7
Al/Bv [-35]	15.0	12.6	1243	2.4
Al [-50]	11.5	9.0	952	2.6
Bt [-80]	18.4	16.2	916	2.1
IIC₁[-100]	5.4	3.8	413	1.5
IIC ₂ [-115]	n.b.	n.b.	n.b.	n.b
IIC ₃ [-130]	8.0	6.1	n.b.	1.9
IIC ₄ [-150]	n.b.	n.b	570	n.b.
IIC ₅ [-175]	3.0	2.8	499	0.2
IIC ₆ [-195]	2.5	1.2	n.b.	1.3
IIC ₇ [<195]	n.b	n.b.	n.b.	n.b.
Mittel:	11.0	8.5	891	2.5

Tabelle 3: Hydraulische Parameter aus Korngrößenverteilung (BRÜNING & GRAF, 2000)

Spezifischer Speicherkoeffizient S_y:

Der spezifische Speicherkoeffizient (S_y) liegt im Einzugsgebiet zwischen 15-25%, wobei ein Mittelwert von 20% angenommen werden kann, da sich die positive und negative Abweichung um diesen Mittelwert in Tiefe und Umgebung ausgleicht (NÜTZMANN et al., 2003).

Diese Größe entspricht in etwa dem mittleren Speicherkoeffizient für Fein- (0.1-0.28 %, im Mittel 0.21%) bis Mittelsand (0.15-0.32%, im Mittel 0.26%) (HEALY & COOK, 2002).
4. Theoretische Grundlagen / Methoden

Im Folgenden werden die verwendeten Methoden und Berechnungsweisen vorgestellt und deren Anwendung auf das Einzugsgebiet näher erläutert. Im Einzugsgebiet ist von *steady-state*-Verhältnissen auszugehen, wobei der Grundwasserspeicher auf lange Sicht relativ konstant bleibt (HOLZBECHER et al., 1999). Die Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet entspricht dem Grundwasserzufluss zum Oberflächengewässer, bei dem, abgesehen vom Polzow-Kanal, kein oberflächlicher Abfluss stattfindet. Da der Grundwasserstrom keinen oberflächigen Vorfluter speist, kann zur Grundwasserneubildungs-Berechnung kein gängiger Oberflächengewässeransatz (wie Ganglinienseparation etc.) angewendet werden. Teil einer weiteren Arbeit am IGB ist jedoch der Versuch, die Quantifizierung des Grundwasserzustroms zum See anhand der Temperaturgradienten im Uferbereich des Stechlinsees mittels Temperaturlanzen, DTS-Kabel und Überfliegungen mit Infrarotkamera zu erreichen.

4.1 Chlorid Mass Balance (CMB)

Chloride sind im Niederschlag als Aerosole enthalten und werden bei der Gebietsverdunstung angereichert, wodurch die Chlorid-Konzentrationen im Grundwasser höher als im Niederschlag sind. Das Verhältnis der Konzentrationen in Niederschlag und Grundwasser, multipliziert mit der Niederschlagsrate (ggf. reduziert um den Oberflächenabfluss), entspricht somit der Grundwasserneubildungsrate (HÖLTING & COLDEWEY, 2009). Die Chlorid-Massen-Bilanzierung (CMB) entspricht einer punktuellen Grobabschätzung lokaler Neubildungswerte, unter der Annahme, dass Chlorid nicht die Phase wechselt und keine Quellen und Senken für Chlorid im System vorhanden sind. Da davon auszugehen ist, dass diese Voraussetzungen für die Anwendbarkeit der CMB gegeben sind (siehe Kapitel 2.2) wird hier eine einfache Bilanzierung der Grundwasserneubildung aus dem Chlorid-Gehalt im Grundwasser und den Gehalten im Niederschlag durchgeführt.

Die eigentliche Bilanzierung erfolgt nach Formel 3 (entnommen aus AL CHARIDEH, A. (2011)):

$$P = R + E \tag{1}$$

$$P * C_p = R * C_R + E * C_E$$
^[2]

 $\begin{array}{l} \mbox{Mit:} \\ P = Niederschlag \ [mm] \\ R = Neubildung \ [mm] \\ E = Evaporation \ [mm] \\ C_P = mittlere \ Chlorid-Konzentration \ im \ Niederschlag \ [mg/L] \\ C_R = mittlere \ Chlorid-Konzentration \ im \ Grundwasser \ [mg/L] \\ \end{array}$

Unter der Annahme, dass Chlorid nicht die Phase wechselt (
$$C_E = 0$$
) gilt:
 $R = P * \frac{c_P}{c_R}$ und $E = P * (1 - \frac{c_P}{c_R})$
[3]

4.2 Water Table Fluctuation Method (WTF)

Die "Water Table fluctuation Method" (WTF) geht von dem Zusammenhang der Grundwasserspiegelschwankung zur spezifischen Speicherkapazität aus, was sich darin äußert, dass die Änderung des Wasserspiegels den im nutzbaren Hohlraum des Aquifers befindlichen Wasservolumina entspricht. Diese Volumina entsprechen bei Anstieg der Grundwasserneubildung, bei Absinken dem Grundwasserabfluss. Schwankungen können somit bei bekanntem Speicherkoeffizient der Ermittlung der diffusen Grundwasserneubildung dienen (RITORTO, 2007). In einem homogenen, ungespannten Aquifer entspricht die effektive Porosität einem Proportionalitätsfaktor zwischen Grundwasserspiegelschwankungen und der Neubildung (KÜLLS, 2003) und ist gleich dem Speicherkoeffizienten.

Da Neubildung ein zeitlich abgrenzbares Ereignis ist, Grundwasserabfluss aber kontinuierlich stattfindet, kann die Differenz einer vorhergesagten Auslaufkurve (Rezessionskurve) zum aktuellen Wasserstand (bedingt durch die Neubildung) berechnet werden (KÜLLS, 2003). Diese Wassersäule, multipliziert mit der effektiven Porosität, entspricht der Neubildung des Ereignisses (siehe Gleichung 4).

$$R = S_{\mathcal{Y}} \frac{\Delta h}{\Delta t} \tag{4}$$

Mit: S_y : spezifischer Speicherkoeffizient [%] Δh : Höhe des Wasserspiegels über der Auslaufkurve Δt : Zeit

Die graphische Auswertung erfolgt durch eine Extrapolation des auslaufenden Astes der Rezessionskurve (siehe Abbildung 20).



Abbildung 20: Auswertung WTF Method (USGS 2013)

Die Anwendung dieser Methode ist besonders attraktiv, da sie unabhängig von Annahmen der Transportpfade durch die ungesättigte Zone ist. Über die Messung des Grundwasserstandes integriert diese Methode alle Prozesse der GWNB in der näheren Umgebung des Pegels (HEALY & COOK, 2002).

Die Anwendung der WTF ist am besten dazu geeignet, einzelne Stark-Niederschlagsereignisse abzubilden, da kleiner aufgelöste Datenreihen auch Grundwasserschwankungen abbilden, die nicht auf GWNB zurückzuführen sind (HEALY & COOK, 2002). Da im Einzugsgebiet flächendekkend lange Messreihen der monatlichen Grundwasserstände (1958-2012) vorhanden sind und höher auflösende Daten nur für einen geringen Zeitraum erhoben werden konnten (März/Juni 2013), wurde die WTF auf beide Datensätze angewendet. Für die monatlichen Messungen der Pegel 11, 14, 32 und 92 werden graphisch Trendlinien an die auslaufenden Ganglinien bis zum Einsetzen eines Ereignisses angepasst (Abbildung 21). Hierfür werden üblicherweise Exponentialfunktionen verwendet (vgl. TALLAKSEN, 1995, HEPP-NER et al. 2007). Unter idealisierten Verhältnissen, wenn die Abnahmerate der Rezession proportional zur absoluten Höhe über dem umgebenen Grundwasserspiegel ist, folgt die Abnahme des Wasserspiegels einer exponentiellen Funktion (HEPPNER et al., 2007).

Um die quantitativen Unterschiede dieser Annahme zu prüfen, wird zusätzlich vergleichend die Rezessionskurve als Potenzfunktion angepasst. Die Differenz zwischen auslaufender Trend-Kurve und dem *peak* des Neubildungsereignisses, multipliziert mit Spezifischen Speicherkoeffizienten S_y , ergibt die Neubildung.



Abbildung 21: Anpassung des exponentiellen und Potenzfunktions-Trends an Rezessionskurve (Beispiel Pegel 32, 1985-1990)

Dieser eher subjektiven Vorgehensweise steht die objektive Anpassung einer *Master Recession Curve* (MRC) gegenüber vgl. POSAVEC et al. (2010).

Wegen der Notwendigkeit von täglichen Grundwasserständen kann der MRC-Ansatz nur auf kontinuierlich gemessene GWMS angewendet werden (USGS 2013). Hierfür werden die korrigierten Grundwasserstands-Messungen der *Diver* (Stundenwerte) zu Tagesdaten aggregiert. *Di*-

ver-Daten bieten weiterhin den Vorteil der Luftdruckkorrektur, die bei manuellen (Lichtlot-) Messungen nicht beachtet wird.

Die Taktung der *Diver*-Sonden (1h) ermöglicht die Erstellung von *Master Recession Curves* (MRC) für die Messstellen P11, P14, P32 & P92. Hierfür wird einerseits ein von Kristijan Posavec (Universität von Zagreb) zur Verfügung gestelltes *Excel*-Makro verwendet. Anderseits wird ein Programmcode von John Nimmo und Christopher S. Heppner (U.S. Geological Survey) mit dem Programm MATLAB auf die Grundwasserstandsdaten angewendet. Letztgenannter verbindet die Anpassung der MRC an die Grundwasserstandsdaten mit einer anschließenden kumulativen Berechnung der Neubildungen im Untersuchungs-Zeitraum (HEPPNER & NIMMO, 2005).

Hierbei handelt es sich um zwei unterschiedliche Ansätze der Anpassung einer MRC. Während Posavec differenzierte Regressionsmodelle auf Grundwasserstandsdaten anpasst, jedoch relative Zeitschritte verwendet, um die Rezessionsmomente bestmöglich zu approximieren, verwenden HEPPNER & NIMMO (2005) andere Funktionsanpassungen (s.u.).

Die Anwendung des Excel-Makros von POSAVEC et al. (2006) kann nicht direkt auf einzelne Rezessionskurven angepasst werden, dient also lediglich dem Vergleich und der Auswahl der besten MRC-Anpassung zur weiteren Verwendung im Programmcode von HEPPNER & NIMMO (2005). Ein Bespiel der MRC-Anpassung für Pegel 92 befindet sich im Anhang II e.

Excel-Makro POSAVEC et al. (2006):

Dieses Programm wendet fünf verschiedene lineare und nichtlineare Regressions-Modelle auf einzelne Segmente der Ganglinien (Zeitschritte) an und passt diese bestmöglich in drei Regressionsmodelle ein. Diese beschreiben schließlich die *Master Recession Curve* des Messzeitraumes (POSAVEC et al., 2006). Die relativen Zeitschritte werden nach den einzelnen Rezessions-Ereignissen geordnet.

Nach diesem Verfahren wird die Grundwasserganglinie in einzelne Segmente (entsprechend der Rezession) überführt und das Datum in relative Zeitschritte (vom Beginn der Rezession) umgewandelt. Das erste Rezessions-Segment wird auf fünf verschiedene Regressions-Modelle (entsprechend der verfügbaren Trend-lines in Excel¹) angewendet. Dasjenige Model, welches das beste *fitting* (beschrieben durch das Bestimmtheitsmaß R²) aufweist, wird als erste Regressionskurve verwendet. In diese Regressionskurve wird das folgende Rezessions-Segment folgendermaßen eingepasst:

- Das Programm berechnet den Zeitschritt (x₂), um den ersten Zeitpunkt des zweiten Rezessionsmoments in das Regressionsmodell des Ersten einzupassen;
- Allen relativen Zeitschritten des zweiten Rezessions-Ereignisses wird x₂ hinzugefügt.

Nun werden die Regressionsmodelle auf die Zusammensetzung der beiden Rezessions-Ereignisse angewendet, wobei das resultierende Modell (bestes R²) für das nachfolgende Rezessionsereignis angewendet wird. Es folgt eine Programmschleife, bis dies für alle Rezessionen durchgeführt ist. Das beste Regressionsmodell-Fitting aller Rezessions-Segmente entspricht der MRC des betrachteten Zeitraumes (vgl. POSAVEC et al., 2006).

¹ Linear, logarithmisch, Polynom-, Potenz- und Exponentialfunktion

MATLAB-Programm HEPPNER & NIMMO (2005):

Der Programm-Code benötigt zur Berechnung der kumulativen Neubildungssumme des Betrachtungszeitraumes Grundwasserstandsdaten in Tages-Auflösung, die dieser automatisch in steigende und fallende Zeitreihen unterteilt. Letztgenannte bilden die Grundlage der MRC-Anpassung.

Hierbei können drei vorgegebene MRC-Typen als Funktion der Wasserspiegelschwankung $\left(\frac{dZ_{WT}}{dt}\left[\frac{L}{T}\right]\right)$ zur Abnahmerate verwendet werden (HEPPNER & NIMMO, 2005):

Linear:

$$decline = \frac{dZ_{WT}}{dt} = aZ_{WT} + b$$
[5]

Mit: $\frac{dZ_{WT}}{dt}$ = Wasserspiegelschwankung [L/T], Z_{WT} : Wasserstand, [L]² a: Gefälle [T⁻¹] und b: Schnittpunkt [L/T]

Potenzfunktion:

$$decline = \frac{dZ_{WT}}{dt} = -(c + d(Z_{WT} - e)^f)$$
[6]

Mit: c: Schnittpunkt [L/T], d: Faktor [-], e: Faktor[L] , f: Exponent

Bin-Averaged:

Zur Anwendung der *Bin-averaged* Methode gibt der Benutzer eine Anzahl von Abschnitten (*bins*) an, in die die Wasserspiegelhöhen unterteilt werden. Das Programm generiert daraus gleich große Abschnitte von der niedrigsten zur höchsten Beobachtung. Die ausgewählten Rezessionspunkte werden innerhalb dieser Abschnitte extrapoliert. Daraus wird das arithmetische Mittel oder der Median der Rezession sowie die mittlere Höhe jedes Abschnittes berechnet. Die MRC wird nachfolgend aus den Abschnitts-Mittelwerten konstruiert. Bei der Berechnung der Neubildung interpoliert das Programm zwischen den "Mittelwertspunkten". Analog zur graphischen Berechnung wird die Differenz der extrapolierten Rezessionskurve zum beobachten Wasserspiegel mit dem spezifischen Speicherkoeffizienten multipliziert (vgl. HEPPNER & NIMMO, 2005).

Letztgenannte Methode wird auf die *Diver*-Daten angewendet, da sie der schrittweisen Einzeluntersuchung der Rezessionsmomente der MRC von Posavec am nächsten kommt. Darüber hinaus raten HEPPNER & NIMMO (2005) dazu, bei geringem Datenvolumen mit klaren Mustern eine funktionale MRC zu verwenden, bei höherem Datenvolumen mit irregulärem Muster die *binaveraged*-Methode vorzuziehen.

Bei der Anwendung von *bin averaged* spielt, neben der Größe des Speicherkoeffizienten, auch die Wahl der Anzahl der Abschnitte und die Verwendung des Medians oder Mittelwertes der Abnahmerate eine Rolle, da diese die Form der MRC und somit die berechnete Neubildung steuern (vgl. Beispiel-Tabelle "Test mit unterschiedlichen Parametern", Anhang II c). Das Programm gibt eine Grafik aus, die die Anzahl der verwendeten Rezessionen der Berechnung enthält. Nach dieser Grafik wird die Anzahl der "*bins*" ausgewählt.

² L kann hierbei in m oder Fuß angegeben werden

Zur Berechnung der MRC wird der Mittelwert dem Median vorgezogen. Diese Entscheidung folgt der Überlegung, dass der Median der Mitte der Werte (0.5 Quantil) entspricht, also "robust" gegen Ausreißer ist. Bei den Neubildungsereignissen spielen aber gerade die größeren Ereignisse gegenüber den Kleinschwankungen die entscheidende Rolle.

Ergebnis ist hierbei eine kumulative Neubildungs-Summe des Beobachtungszeitraumes.

Nach Laden der Daten generiert das Programm Abfragen nach Format und gewünschter Ausgabe der Daten sowie verwendetem S_y, maximaler und minimaler Abnahmerate/Tag, Einbeziehung negativer Neubildung etc. Die 20 verwendeten Parameter sind in Anhang II a) dokumentiert und erläutert.

Beide Codes sind auf der Dokumentations-DVD hinterlegt.

Speicherkoeffizienten (Sy):

Belastbare Speicherkoeffizienten (S_y) sind Voraussetzung für die Anwendung der WTF. Anwendungen unterschiedlicher S_y -Werte resultieren in großen Unterschieden in der berechneten Neubildung. Des Weiteren ist anzumerken, dass sich über den Betrachtungszeitraum konstant angenommene S_y -Werte vor allem bei flachen Grundwasserspiegeln in Fehlern bei der berechneten Neubildung niederschlagen können (JOHANSSON, 1987).

Daher sei hier kurz auf gängige Berechnungen des Speicherkoeffizienten und die damit zusammenhängenden Schwierigkeiten eingegangen:

Unter anderem SCANLON et al. (2002) und DELIN et al. (2006) sprechen die Schwierigkeiten der Annahme eines konstanten Speicherkoeffizienten an. Demnach kann der effektive S_Y mit steigender Entfernung zum Wasserspiegel, in Abhängigkeit zum Wassergehalt der ungesättigten Zone, abnehmen. Ein weiteres Problem bildet die sekundäre Porosität des Grundwasserleiters.

Die gängigen Methoden zur Ermittlung des Speicherkoeffizienten sind Pumpversuch und Siebanalyse, aus denen sich die effektive Porosität direkt oder indirekt, im Falle des Pumpversuchs über die Transmissivität und Brunnenfunktion, berechnen lassen (HÖLTING & COLDEWEY, 2009). WALTON (1970, zit. nach HEALY & COOK 2002) verwendet ein Verfahren aus einer einfachen Wasserhaushaltsbilanzierung in Kombination mit Speichertermen der gesättigten und ungesättigten Zone, um den Speicherkoeffizienten abzuschätzen. Hierbei beschränkt er sich auf die Wintermonate mit steigenden Grundwasserspiegelständen, da hier die Speicheränderung in der ungesättigten Zone und die Evapotranspiration gering ist (HEALY & COOK, 2002). Diese Methode lässt sich jedoch nur bei höher aufgelösten Grundwasserstands-Daten anwenden, wenn für diesen Zeitraum Daten zur Evapotranspiration vorhanden sind.

Die Durchführung von Pumpversuchen ist aus logistischen Gründen im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich; für die Berechnung nach WALTON (1970, zit. nach HEALY & COOK 2002) fehlen die entsprechenden Daten. Deshalb wird im Folgenden der von HOLZBECHER et al. (1999) angenommene mittlere Speicherkoeffizient (S_y) von 0.20 verwendet (siehe Kapitel 3.8).

4.3 Eindimensionale Perkolationsberechnung aus Bodenfeuchten

Im Sinne einer *zero-flux plane* wird die tiefste TDR-Bodenfeuchtemessung als Bereich definiert, an dem der vertikale hydraulische Gradient gleich null ist, d.h. dieser Bereich teilt den aufwärts

gerichteten Wasserstrom (Evapotranspiration) von der abwärts gerichteten Perkolation. Dabei ist die Änderung des Speicherterms abzüglich der nutzbaren Feldkapazität gleich der Grundwasserneubildung (SCANLON et al., 2002).

Die eindimensionale Sichtweise sieht den Wasserstrom als Faden ohne vertikale und horizontale Ausdehnung an, der durch den Betrachtungsraum der Messung, also dem Messbereich der TDR-Sonde, perkoliert und die *zero-flux plane* passiert.

Dieser eindimensionale Fluss kann nach folgender Formel approximiert werden (NUETZMANN et al., 2003):

$$q = (\theta - FK) * \Delta z$$
^[7]

Mit: θ = volumetrische Bodenfeuchte [%]; FK = Feldkapazität [%] Δz = Horizontmächtigkeit [m]

Bei dieser Modellannahme gilt somit, dass positive Differenz aus θ -FK perkoliert, negative Differenz kapillar aufsteigt (NUETZMANN et al., 2003).

Die Berechnung erfolgt für die Messungen der Freifläche in 250 cm Tiefe und der Waldfläche in 120 cm Tiefe. Dabei wird für die Freilandmessfläche eine Feldkapazität von 2.5 Vol % als tiefster gemessener Wert des Waldstandortes (siehe Kapitel 3.8) angenommen. Am Wald-Standort wird die Feldkapazität mit 8 Vol % festgesetzt.

Zur Verwendung der Bodenfeuchte-Berechnung muss ein realistischer Abbildungsbereich in Form der Horizontbreite Δz festgelegt werden.

Die TDR-Sonden des Typs Trime-IT weisen zwischen ihren Leiterstäben einen Abstand von 20 mm auf, die Leiterstäbe haben einen Durchmesser von 3.5 mm. Nach Herstellerangaben UMS (2001) ist die Empfindlichkeit direkt an den Sonden-Stäben am größten, wobei 70% des Signals aus dem Bereich von 2.5 mm um die Stäbe stammen. Streng genommen beträgt der abgebildete Bereich also nur etwa 5 mm um die Leiterstäbe.

SCHULTE-BISPING (2005) berechnet anhand einer Feldkapazität von 15 Vol % und einem Grundwasserflurabstand von 4.5 m eine Verweildauer des Sickerwassers innerhalb der ungesättigten Zone von etwa 12 Jahren. Dies entspricht einer mittleren Sickerwassergeschwindigkeit von etwas mehr als einem mm/Tag. Hierbei fließt jedoch die Annahme einer mittleren jährlichen Grundwasserneubildung von nur 57 mm/a ein (SCHULTE-BISPING, 2005).

<u>Die Verweilzeit</u> t_s [a] des Sickerwasser in der ungesättigten Zone berechnet sich nach DIN 19732 mit der Formel (HANNAPPEL et al., 2011):

$$t_s = \sum_{Mi} * \frac{FK_i}{GWNB} = (M_1 \times FK_1 + M_2 \times FK_2 \dots + M_n \times FK_n)/GWNB$$
[8]

Mit: M_{1,2,n}: Mächtigkeit der Schichten in der ungesättigten Zone

FK_{1,2,n}: Feldkapazität in den Schichten

GWNB: Mittlere Jährliche Grundwasserneubildung [mm/a]

Die Fließgeschwindigkeit aus der Verweilzeit wird für den Bereich bis 2.5 m mit den hydraulischen Parametern aus Tabelle 3 (Kapitel 3.8) berechnet. Ab einer Tiefe von 1.95 m wird die Feldkapazität auf 2.5 Vol % gesetzt.

In Bezug auf die durchflossene Tiefe gilt näherungsweise eine mittlere Sickerungs-Geschwindigkeit [mm/Tag] von $\frac{2500 \text{mm}}{t_s[a]*365}$ [mm/d].

Nach dieser Berechnung ergibt sich bei der Teilung durch unterschiedliche jährliche GWNB-Raten folgendes Bild:



Abbildung 22: Fließgeschwindigkeit in der ungesättigten Zone anhand theoretischer, jährlicher Neubildungsraten

Die Fließgeschwindigkeit steigt abhängig von der angenommenen Grundwasserneubildungsrate. Präferenzielle Fließwege, Makroporenfluss und Schwankungen der Fließgeschwindigkeit durch erhöhte Neubildung gehen hierbei nicht in die Berechnung ein (vgl. HANNAPPEL et al. 2011).

Die tägliche Berechnung der Differenzen der Bodenfeuchte zur Feldkapazität bei einer Betrachtungsbreite von Δz 5 mm liegt also in dem Bereich, der pro Tag durchflossen werden kann.

Die Differenz der Feldkapazität und der täglichen mittleren Bodenfeuchte [mm/dm] wird mit 0.05 multipliziert. Dies entspricht der volumetrischen Wassermenge mm/0.5 cm*m²

Beispielrechnung:

Abbildung 23 skizziert die Annahme der Berechnungsweise und enthält eine Beispielberechnung.



Abbildung 23: Schematische Darstellung und Beispiel der Berechnungsweise

Die Differenzbildung aus Bodenfeuchte und nutzbarer Feldkapazität entspricht einem stetigen Ansatz, da das ganze Jahr ein durchgängiger, vertikaler Fluss bei gleicher Geschwindigkeit angenommen wird.

Die Annahme einer solchen Fließgeschwindigkeit widerspricht der Chlorid-Massenbilanzierung.

4.4 BAGLUVA

Kern der "**Ba**grov-**Glu**gla-Verdunstung-und-Abfluss"- Methode ist die BAGROV-Beziehung, die eine Beziehung zwischen den Quotienten Niederschlag/maximal möglicher Evapotranspiration und dem Quotienten Aktuelle Evapotranspiration/Potentielle Evapotranspiration über den Effektivitätsparameter n herstellt. Hierbei wird eine berechnete Referenzverdunstung ET₀ über Faktorenbildung für die jeweilige Landnutzung, Exposition etc. zur spezifischen, maximal möglichen Evapotranspiration überführt.

Die angewendeten Algorithmen des BAGLUVA-Verfahrens sind ausschließlich für mehrjährige Berechnungszeiträume konzipiert. Sie setzen auf Seiten der klimatischen Eingangsdaten von Niederschlag und Verdunstung ebenfalls langjährige Mittelwerte voraus. Für kürzere Zeiträume ist die Anwendung des Verfahrens nicht zulässig (GLUGLA et al., 2003).

Das BAGLUVA Verfahren fußt auf empirisch ermittelten, faktorisierten Zusammenhängen, die als Ergebnis eine Nettobilanz aus korrigiertem Niederschlag und (berechneter) aktueller Verdunstung berechnet. Die Faktoren, die zur Bestimmung der landnutzungsabhängigen aktuellen Evapotranspiration verwendet werden, sind anhand geomorphologischer und pedologischer Gegebenheiten zu berechnen bzw. anzupassen. Bevor nachfolgend die eigentliche Berechnung beschrieben wird, sei daher an dieser Stelle auf folgende generierten bzw. verrechneten Eingangsdaten eingegangen:

Berechnen der Flächeneigenschaften in einem Geo-Informations-System (GIS)

1.) Berechnung: Gefälle, Hangneigung und Exposition

Zur Berechnung der lokalen Hangneigung (%) und der Exposition(°) steht ein digitales Höhenmodell (25m*25m Raster) des Einzugsgebietes und der näheren Umgebung zur Verfügung. Über den *Spatial Analyst* (ArcGIS) werden in Bezug auf die jeweils angrenzenden Zellen des Rasters Gefällerichtung und Himmelsrichtung berechnet. Zur Vermeidung minimaler Schnittflächen (siehe unten 2.) werden die Margen der Skalen, im Rahmen der Parameter-Bestimmung von BAGLUVA, möglichst weit gewählt. Zum Beispiel wird die Hangneigung dahingehend vereinfacht, dass Klassen von 0-25° in nur vier Klassen unterteilt werden.

2.) Verschnitt der geomorphologischen Information mit der Landnutzung:

Rasterdaten können neben der räumlichen Verortung nur einen weiteren Wert (z.B. den Hochwert) als Zellenwert speichern. Daher werden alle aus Rasterdaten abgeleiteten Daten in Polygone, also flächenhafte Information überführt. Die Landnutzung, als Corine-Datensatz, wird anschließend mit den Expositions-Polygonen, den Höhenstufen-Polygonen und Gefälle verschnitten. Mit der Clip-Funktion werden Einheiten gebildet, die jeweils Flächen mit Inklination und Exposition und Landnutzung verbinden. Anschließend werden Flächen jeweils gleicher Eigenschaften summiert.

Der terrestrische Teil des Einzugsgebietes teilt sich in dieser Klassifizierung wie folgt auf:

1.44% versiegelte Fläche (KKW Rheinsberg)3.47% teilversiegelte Fläche (Stadtgebiet, def. als "vegetationslos")31.83% Nadelwald

63.26% Mischwald (47.5% Laub, 15.8% Nadel),

wobei 87.5% der Flächen ein Gefälle unter 6% aufweist.

Bei der Berechnung für Mischwald muss darauf geachtet werden, dass BAGLUVA nur zwischen Laub- und Nadelwäldern differenziert. Der Mischwald wird im Einzugsgebiet mit dem Verhältnis ³/₄ / ¹/₄ aus Buche und Kiefer als dominierende Baumarten angenommen (siehe Kapitel 2.3). Daher wird für den Mischwald ein gewichtetes Mittel der Neubildungen unter Laub und Nadelwald berechnet.

3.) Bildung von Hydrotopen

Der Verschnitt der genannten Parameter des Einzugsgebietes zu Entitätsklassen, die jeweils durch Gefälle, Exposition und Landnutzung beschrieben werden, ergibt Flächengruppen gleichen Typs. Diese Flächen ähnlicher hydrologischer Eigenschaften werden als Hydrotope bezeichnet (GUGLA et al., 2003) und zusammengefasst.

So ist jede Einzelfläche über Landnutzungsform, Exposition und Gefälle definiert (beispielsweise: "Nadelwald, Nordexposition, bis 6% Gefälle"). Abbildung 24 zeigt die kategorisierten Flächeneigenschaften im Betrachtungsgebiet.



Abbildung 24: Bildung der Klassen aus Landnutzung, Höhenstufen, Gefälle und Exposition

4.) Vereinfachte Annahmen über das EZG und fehlende Werte

Da keine flächendeckenden Informationen über pedologische Parameter vorhanden sind, sondern nur punktuell Daten, werden homogene Böden im Einzugsgebiet angenommen (vgl. Kapitel 2.3). Die pedologischen Größen, welche für die Faktoren-Bildung benötigt werden, (siehe nächster Abschnitt), sind also lokale Informationen.

Eine räumliche Interpolation (*Inverse Distant Weighted*) der mittleren Grundwassermessstände [m u GOK] (1962-2003) ergibt, dass im Einzugsgebiet großflächig von grundwasserfernen (>2 m) Standorten ausgegangen wird. Aus der folgenden Abbildung 25 wird ersichtlich, dass der Seespiegel nicht mit einbezogen ist, da direkt an der Wasserfläche liegende Pegel fehlen.



Abbildung 25: Interpolation der mittleren Grundwasserstände im Einzugsgebiet

Aufgrund dieses Ausgangspunktes wird der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser in der Berechnung nicht beachtet.

Werte zur Schneebedeckung sind nur lückenhaft von 1967-1980 und 1993-2012 vorhanden. GLUGLA et al. (2003) sehen für Monate mit Schneebedeckung die Verwendung von Referenzwerten der Schneeverdunstung nach RACHNER (1999) vor. Wegen der lückenhaften Daten und wegen der zweifelhaften Anwendbarkeit der gemessenen Schneemächtigkeiten des Offenlandes im bewaldeten Einzugsgebiet bleibt die Schneemächtigkeit unbeachtet. Die berechneten Schneeverdunstungen sind auf der Dokumentations-DVD hinterlegt.

Eine weitere Problematik stellt die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer dar, die zur Berechnung der Referenzverdunstung verwendet wird (siehe unten).

Methodik BAGLUVA: Berechnungszeitraum 1950-2010

Die Beschreibung der Methodik folgt im Wesentlichen dem Bericht (BfG_Bericht Nr. 1342) der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) zur Anwendung des BAGLUVA-Verfahrens (GLUGLA et al., 2003).

Die standortbezogene Ermittlung der tatsächlichen Verdunstung aus den Haupteinflussgrößen Klima, Boden, Landnutzung muss den Einfluss von Wasser und Energie einschließlich ihrer begrenzenden Verfügbarkeit auf die tatsächliche Verdunstung berücksichtigen. Folgende Randbedingungen sind somit zu erfüllen (GLUGLA et al., 2003):

$$P_{korr} \rightarrow 0 : ET_a \rightarrow P_{korr}$$



$$P_{korr} \rightarrow \infty \mid ET_{max} \rightarrow 0 : ET_a \rightarrow ET_{max}$$

Abbildung 26: Schema zur Berechnung der mittleren jährlichen tatsächlichen Verdunstung/Gesamtabfluss verändert nach GLUGLA et al. (2003)

Abbildung 26 zeigt eine schematische Darstellung der BAGLUVA- Berechnung und ihrer Eingangsdaten sowie der Faktorenbildung, wie sie flächenhaft bei der Berechnung der Grundwasserneubildung im Hydrologischen Atlas Deutschland (HAD) angewendet wurde (GLUGLA et al., 2003). Rot durchgestrichen sind Parameter, die in vorliegender Berechnung nicht mit einfließen.

Korrektur des Niederschlages und Berechnung der Grasreferenzverdunstung:

Der Niederschlag (DWD) liegt in Form von Tagessummen vor. Die Rohdaten werden nach der Korrekturvorschrift nach RICHTER² 1997 folgendermaßen korrigiert:

Tabelle 4: Korrekturvorschrift fü	r bodengleiche Niederschlagsmessung (n	ach RICHTER ² 1997)
-----------------------------------	--	--------------------------------

Sommer (April bis September)		Winter (Oktober bis März)				
		Flüssiger oder Mischnieder-		Fester Niederschlag		
		schlag				
Niederschlagsklasse	Korrektur	Niederschlagsklasse	Korrektur	Niederschlagsklasse	Korrektur	
$[mm d^{-1}]$	$[mm d^{-1}]$	$[mm d^{-1}]$	$[mm d^{-1}]$	$[mm d^{-1}]$	$[mm d^{-1}]$	
0.1-0.4	+0.1	0.2-1.7	+0.1	≥0.5	+0.1	
0.5-1.7	+0.2	1.8-6.7	+0.2			
1.8-4.4	+0.3	≥6.8	+0.3			
4.5-8.7	+0.4					
≥8.8	+0.5					

Hierbei wird fester Niederschlag für Tage angenommen, die Tagesmitteltemperatur unter 0°C aufweisen.

Die korrigierten mittleren jährlichen Niederschläge betragen 591 mm/a (1950 bis 2010) gegenüber 560 mm/a des unkorrigierten Niederschlages.

Zur weiteren Verwendung wird der Niederschlag zu Jahressummen und zu Summen der hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahre (November-Oktober) unterteilt.

$\underline{\mathrm{ET}_{0}}^{*}$:

Die Berechnung der Grasreferenzverdunstung ET_0^* erfolgt zunächst nach WENDLING (1995) nach Formel (5) als Monatssumme $[mm mon^{-1}]$.

$$ET_0^* = \frac{s}{s+\gamma} (0.65R_G^* + 0.25 nk) \frac{1}{1+0.0002h}$$
[9]

Mit

Änderung des Sättigungsdampfdrucks s in hPa K-1 s: Globalstrahlung als Verdunstungsäquivalent in mm mon⁻¹ R_G^* : Psychrometerkonstante = 0.655 hPa K^{-1} γ: Anzahl der Tage im Monat n, k: Küstenfaktor k: Geländehöhe h in m NN h:

Die zur Berechnung der Grasreferenzverdunstung nötigen Eingangsparameter werden aus den Daten vom PIK zwischen 1950-2010 (siehe Kapitel 3.2) wie folgt berechnet:

Änderung des Sättigungsdampfdrucks s in hPa K⁻¹ mit Monatsmitteltemperaturen:

Hierbei wird zwischen Sättigungsdampfdruck über Eis und über Wasser differenziert:

$$s = e_{sw}(T_{2m}) \frac{4284}{(243,12+T_{2m})^2}$$
 über Wasser [10]

$$s = e_{se}(T_{2m}) \frac{6123}{(272,62+T_{2m})^2}$$
 über Eis [11]

Der Sättigungsdampfdruck ($e_{sw,se}$) berechnet sich hierbei für T_{2m} (Tagesmitteltemperatur 2m über Grund) folgendermaßen:

$$e_{sw}(T_{2m}) = 6.11 \ e^{\frac{17.62T_{2m}}{243.12+T_{2m}}} \ \text{über Wasser} \ (T_{2m} > 0^{\circ}C)$$
[12]

$$e_{se}(T_{2m}) = 6.11 e^{\frac{22.46T_{2m}}{272.62+T_{2m}}} \text{ über Eis } (T_{2m} < 0^{\circ}C)$$
[13]

Berechnung der Globalstrahlung R_{G}^{*} als Verdunstungsäquivalent in mm mon⁻¹:

$$R_G^* = R_0^* \left(0.19 + 0.55 \frac{S_{MOSU}}{S_{0MOSU}} \right)$$
[14]

Mit: R_0^* : Monatssumme der extraterrestrischen Strahlung als Verdunstungsäquivalent [mm mon⁻¹] S_{MOSU}: Monatssumme der Sonnenscheindauer [h mon⁻¹] S_{0MOSU}: Monatssumme der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer [h mon⁻¹]

Umrechnung von $R_0 [J \text{ cm}^{-2} \text{ mon}^{-1}]$ in $R_0^* [\text{mm mon}^{-1}]$

$$R_0^* = \frac{R_0}{\lambda \rho_w} 10000 \frac{cm^2}{m^2} 1000 \frac{mm}{m}$$
[15]

Mit: λ : latente Verdunstungswärme in J kg⁻¹ $\lambda = (2.498-0.00242 \text{ T}_{2\text{mMOMI}})*10^6$ mit: T_{2MOMI}: Monatsmitteltemperatur in 2m Höhe in °C Dichte von Wasser: $\rho_w = 1000 \text{kg}^{-3}$

 S_{0MOSU} : Monatssumme der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer [h mon⁻¹]:

Die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer S_0 [h d⁻¹] lässt sich, an Hand der geographischen Breite und Länge, für einzelne Jahre nach folgender Formel für Mitteleuropa annähern:

$$S_0 = 12.3 + \sin\zeta \left(4.3 + \frac{\varphi - 51.0}{6} \right)$$
[16]

Mit: $\zeta = 0.0172 JT - 1.39 [rad]$ JT: Tag des Jahres

Das *Astronomical Application Departement* der US-Marine (USNO 2011) bietet einen Service an, bei dem die mögliche Sonnenscheindauer der Standorte nach Jahr und Tag ausgegeben werden kann. Die dort erhaltenen Werte decken sich mit den Berechnungen der verwendeten Sinusfunktion [12].

Die Höhe der so berechneten astronomisch möglichen Sonnenscheindauer führt bei der Berechnung zu einer Minimierung des Verdunstungs-Äquivalentes und somit zu unrealistisch kleinen Werten für ET_0 (maximal 300 mm/a). Formel 9 entspricht in ihrer Form in etwa der TURC-Formel (GLUGLA et al., 2003), die aber in der vorliegenden Anwendung deutlich höhere Verdunstungswerte (im Mittel 530 mm/a) ergibt. In der TURC-Formel geht die absolute Geländehöhe nicht mit in die Berechnung ein. Da im Einzugsgebiet ein maximaler Höhenunterschied von nur etwa dreißig Metern vorherrscht, wird dieser nachfolgend vernachlässigt.

Daher wird für die Berechnung von ET_0 abweichend von GLUGLA et al. (2003) die TURC-Formel in folgender Form verwendet (KAPPAS, 2009):

$$ET_{Pot_Tur} = 0.0031 * C_{Tur} * (RG + 209) * \frac{T_m}{T_m + 15}$$
[17]

Mit $C_{Tur} = 1 + \frac{50 - F_{md}}{70}$ bei $F_{md} < 50\%$ $C_{Tur} = 1$ bei $F_{md} \ge 50\%$

R_G: Tagessumme der Globalstrahlung [J/cm²] T_m: Tagesmittel der Lufttemperatur [°C] F_{md}: Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%] Bei Tageswerten <0.1mm/d wird 0.1mm/d angenommen

Fällt die relative Luftfeuchte weit unter 50%, resultiert dies in z.T. extrem hohen Verdunstungswerten (max. >300 mm/d), auch wenn diese im Winter stattfinden. Daher werden 26 Tageswerte >7mm/d als Fehlwerte = 0.1mm/d gesetzt. Der Schwellenwert 7 mm/d entspricht hier dem energetischen Maximum der Haude-Formel für Tagesverdunstung (vgl. KAPPAS, 2009).

Im Nachfolgenden wird für $ET_0 = ET_{Pot_Tur}$ angenommen.

ET_{max}:

Die Berechnung der maximal möglichen Evapotranspiration ET_{max} erfolgt aus der Referenzverdunstung ET_0 und den Parametern f und f_H.

$$\mathrm{ET}_{\mathrm{max}} = \mathrm{f} * f_H * ET_0$$
^[18]

Der Parameter f errechnet sich für Laub- und Nadelwald in Abhängigkeit des Umtriebsalters des Waldbestandes und der nutzbaren Feldkapazität Θ_{nFK} . Das Umtriebsalter bezeichnet die planmäßig festgelegte durchschnittliche Produktionszeit bis zum Einschlag (GLUGLA et al., 2003). Da es im Einzugsgebiet keine holzwirtschaftliche Nutzung gibt, ist diese Begrifflichkeit schwer anzuwenden. Um der vertikalen Aufwuchsstruktur eines NSG Rechnung zu tragen, wurde das Umtriebsalter relativ jung gewählt.

Über einem Umtriebsalter von 80 Jahren (Kiefer) und 30 Jahren (Buche) bleibt die maximal mögliche Evapotranspiration ETmax (vgl. GLUGLA et al., 2003) relativ konstant. Das Umtriebsalter wird hier mit 70 Jahren für Laubwald und 80 Jahren für Kiefer angenommen.

Die Formel differenziert dabei zwischen sandigen ($\Theta_{nFK} \le 16$ Vol.%) und bindigen Böden ($\Theta_{nFK} \ge 16$ Vol.%) und Umtriebsalter (Laubwald ≤ 90 Jahre; Nadelwald ≤ 130 Jahre). Die Parametrisierung erfolgt nach Anwendung von ganzrationalen Funktionen (Abbildung 27).

Als nutzbare Feldkapazität wird der vertikale Mittelwert (nFK 8.5%) aus den einzelnen Horizonten des Bodenprofils an der bodenhydrologischen Messstelle verwendet (siehe Tab. 3, Kapitel 3.8).

Für versiegelte und vegetationslose Flächen ($\Theta_{nFK} \le 8.5$ Vol.%) wird f = 0.8 gesetzt.

Der Parameter f_H überführt die Berechnung der maximalen Verdunstung einer ebenen Fläche auf den Wert in Abhängigkeit von Gefälle und Exposition nach Sommer- und Winterhalbjahr. Hier wird in südlicher Exposition (inkl. SE, SW) f_H mit der Hangneigung stetig erhöht, in nördlicher Exposition verringert. Bei westlicher und östlicher Exposition erhöht sich f_H erst bei einer Hangneigung von etwa 18° (GLUGLA et al., 2003).

Für jedes der gebildeten Hydrotope wird somit ein Faktor f_H gebildet.

Zur Berechnung von ET_{max} werden im Anschluss alle Werte der Referenzverdunstung ET_0 (als mm/hydrologisches Halbjahr) jeweils mit den Werten für f_H und f multipliziert.

Werte für f sind in Tabelle 5 zusammengefasst.

Tabelle 5: Parameter f für Landnutzungseinheiten

Landnutzung	Nadelwald	Laubwald	Versiegelt	Teilversiegelt vegetationslos
f	1.25	1.05	0.8	0.8

Der Faktor f für versiegelte Flächen entspricht dem von vegetationslosen sandigen Flächen und wird für alle Versiegelungsarten, Dachflächen und Belage verwendet (GLUGLA et al., 2003).

Eine Flächengewichtung der ET_{max} nach Hydrotopen ergibt so die maximal möglichen Verdunstungswerte für das Einzugsgebiet von 1950-2010.

Berechnung und Modifikation des Bagrov-Parameters n (Effektivitätsparameter):

Die unterschiedlichen Standortbedingungen für die Nutzung des Wasser- und Energieangebotes werden durch den Effektivitätsparameter n quantifiziert (GLUGLA et al., 2003).

Ähnlich dem Parameter f wird der Effektivitätsparameter n als Funktion der Landnutzung und nutzbarer Feldkapazität Θ_{nFK} bzw. des Umtriebsalters berechnet. Für versiegelte Flächen wird die Konstante n=0.16 angenommen. Vegetationslose Flächen werden über die nutzbare Feldkapazität, bewaldete über das Umtriebsalter parametrisiert (Abbildung 27).

```
Tafel I: Parameter f & n
für Nadelwald:
Annahme nFK <16Vol%, Umtriebsalter Kiefer 80 Jahre
  f_{Nadel} = 0.8 + 0.2694 * 10^{-1} * 80 - 0.63924 * 10^{-3} * 80^{2} + 0.8052 * 10^{-5} * 80^{3} - 0.5785
                    * 10<sup>-7</sup> * 80<sup>4</sup> + 0.223 * 10<sup>-9</sup> * 80<sup>5</sup> - 0.356 * 10<sup>-12</sup> * 80<sup>6</sup>
Annahme: Umtriebsalter >20 Jahre (= 80 Jahre)
n_{Nadel} < -0.38 + 0.92 * 10^{-1} * 80 - 0.1 * 10^{-2} * 80^2 + 0.647 * 10^{-5} * 80^3 - 0.2614 * 10^{-7}
                  *80<sup>4</sup> + 0.603 * 10<sup>-10</sup> * 80<sup>5</sup> - 0.59 * 10<sup>-13</sup> * 80<sup>6</sup>
für Laubwald:
Annahme: sandige Böden, Umtriebsalter < 90 Jahre (=70 Jahre)
  f_{Laub} = 0.84 + 0.25 * 10^{-2} * 70 + 0.508 * 10^{-3} * 70^2 - 0.2333 * 10^{-4} * 70^3 + 0.422 * 10^{-6}
                    *704-0.3494*10-8*705+0.10946*10-10*706
n_{Laub} = 0.5 - 0.4 * 10^{-4} * 70 + 0.422 * 10^{-2} * 70^2 - 0.166 * 10^{-3} * 70^3 + 0.2828 * 10^{-5} * 70^4
                   -0.229 * 10^{-7} * 70^{5} + 0.719 * 10^{-10} * 70^{6}
für versiegelte Fläche:
                                   f_{versiegel} = 0.8; n_{versiegelt} = 0.16
für vegetationslose Fläche:
Annahme: nFK ≤ 8.5%
                                            f_{vegetationslos} = 0.8
                        n_{vegetationslos} = 0.0013 * 8.5^2 + 0.0197 * 8.5 + 0.101
```

Abbildung 27: Berechnung der Parameter f und n

Tabelle 6 zeigt die berechneten Bagrov-Parameter n.

Landnutzung	Nadelwald	Laubwald	Versiegelt	Teilversiegelt vegetationslos
n	3.76	2.16	0.16	0.36

Der Parameter n wird weiterhin mit dem Faktor a (zu n_K) modifiziert, der in der Originalform das Verhältnis des Gesamtniederschlages zu Sommerniederschlag, Kapillaraufstieg und Beregnung berücksichtigt (siehe Formel 19).

$$n_{K} = a * n$$

$$f \ddot{u}r \ 0.5 < \frac{P_{korr,So} + KR + B}{P_{korr} + KR + B} < 0.6$$

$$ist \ a < 1 \qquad a \approx 1 \qquad a > 1$$

$$[19]$$

Mit: KR: Kapillarer Aufstieg B: Beregnung P_{korr,So}: Verhältnis kor. Jahresniederschlag/Sommerniederschlag [mm]

Da im Einzugsgebiet keine Beregnung stattfindet und Kapillaraufstieg nicht einbezogen wird, reduziert sich die Formel auf das Verhältnis des Sommer- zum Jahresniederschlag (vgl. GLUGLA et al. 2003). Abbildung 28 zeigt im Boxplot zusammengefasst die Verhältnisse der Sommer- zu den jeweiligen Jahresniederschlägen.



Abbildung 28: Verhältnis Sommerniederschlag/Jahresniederschlag

Hier wird deutlich, dass im Mittel 58% bis maximal 75% der Jahresniederschläge in den Sommermonaten fallen. Für die weitere Berechnung der Bagrov-Beziehung wird das Verhältnis von Sommer- zu Winterniederschlag als x bezeichnet.

Als Korrektur erfolgt für Ackerland und Wald:

$$a = \frac{n_K}{n} = 0.8 + \frac{0.05136}{(1-x)^3} - \frac{0.1542}{1-x}$$
[20]

Für Grünland, vegetationslose und versiegelte Flächen:

$$a = \frac{n_K}{n} = 0.77 + \frac{0.0189}{(1-x)^3}$$
[21]

Je nach Höhe der Sommerniederschläge zu den Jahresniederschlägen kommt es zu einer Erhöhung bzw. Verringerung der Bagrov-Faktoren der Landnutzungseinheiten.

Aufstellung der Bagrov-Beziehung:



Abbildung 29: Bagrov-Beziehung und Einfluss der Landnutzung nach Glugla und Bagrov (GLUGLA et al. 2003)

Abbildung 29 zeigt die graphische Darstellung der Bagrov-Beziehung in Form eines Nomogrammes. Unterschiedliche Standortbedingungen wirken sich über den Parameter n am meisten im Bereich der Abszissenwerte $0.8 < \frac{P_{korr}}{ET_{max}} < 1.4$ auf die Variabilität ET_a/ET_{max} aus. Mit häufigeren und höheren Niederschlägen hat die Speicherkapazität immer weniger Einfluss auf die Wasserverfügbarkeit, wodurch sich die Bagrov-Kurven im Bereich $\frac{ET_a}{ET_{max}} \approx 1$ bündeln und sich die tatsächliche Verdunstung ET_a der maximalen Verdunstung ET_{max} annähert (GLUGLA et al., 2003). Bei niedrigerem Niederschlag und hohem Energiedargebot ET_{max} bündeln sich die Kurven, wodurch $ET_a \approx P_{korr}$ wird und somit der gesamte Niederschlag verdunstet (GLUGLA et al., 2003).

Die Bagrov-Gleichung wird also genutzt, um aus P_{korr} , ET_{max} und nk die aktuelle Verdunstung ET_a zu herzuleiten. Die Differenz aus Niederschlag und aktueller Verdunstung entspricht somit dem Gesamtabfluss R (Formel)

$$R = P_{korr} - ET_a$$
^[22]

Für jedes der berechneten Hydrotope werden die Quotienten aus ET_{max} und P_{korr} gebildet und nach der entsprechenden Kurve des Bagrov-Faktors n (nk) der Wert der y-Achse abgelesen. Dieser entspricht dem Faktor Y, dem Quotienten aus aktueller Verdunstung ET_a und ET_{max} .

Die Anwendung der Bagrov-Beziehung erfolgt graphisch (manuell) und wird auf langjährige Mittelwerte des Niederschlages, des Faktors nk und der ET_{max} angewendet. Gemäß dem Vorschlag aus GLUGLA et al. (2003) wird jeweils ein dreijähriges Mittel gebildet.

Bei 27 Hydrotopen und 20 Jahresmitteln (1950-2010) wird die Bagrov-Beziehung demnach 540mal abgelesen. Um Fehler hierbei zu minimieren, wird hierfür die software "plot digitizer" verwendet. Hiermit ist es möglich, x- und y-Achsenabschnitte einer Grafik digital auszumessen und die gewünschten Wertepaare direkt zu digitalisieren (PLOT DIGITIZER, 2001).

Nach Formel 23 ergeben sich durchschnittliche, aktuelle Verdunstungen für jedes Hydrotop.

$$y * ET_{max} = ET_a$$

$$mit \ y = \frac{ET_a}{ET_{max}}$$
[23]

Die Differenz aus aktueller Verdunstung und Niederschlag bildet den Gesamtabfluss R. Eine nach Flächen gewichtete Mittelung der ET_a entspricht demnach der mittleren aktuellen Verdunstung im Einzugsgebiet.

R wird im Binnen-Einzugsgebiet des Stechlinsees unter den Landnutzungsformen Mischwald und Nadelwald als Perkolationsrate angesehen. Hierfür verwenden u.a. DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1997) den Begriff der potentiellen Grundwasserneubildung, also den Anteil des Niederschlages, der dem System nicht durch Evapotranspiration entzogen wird.

Da R nur die Differenz der ET_a und des Niederschlages ist, kann bei "vegetationslosen"(Stadtfläche) (3.47%) und versiegelten Flächen (1.44% des EZG), die eine niedrige ET aufweisen, diese Annahme nicht gelten, da hier Abfluss stattfindet.

5. Ergebnisse und Diskussion

Im Nachfolgenden sind die Ergebnisse der Berechnungen dargestellt. Am Ende eines jeden Abschnittes steht eine kurze Diskussion der jeweiligen Methode. Abschließend erfolgt der Gesamtvergleich (Kapitel 6).

5.1 Chlorid-Massenbilanzierung (CMB)

Eine einfache Bilanzierung der Summe der einzelnen wöchentlichen Niederschläge multipliziert mit dem Verhältnis der Chlorid-Konzentrationen $\frac{Cl_{Niederschlag(Woche)}}{Cl_{Grundwasser(Monat)}}$ ergibt extrem niedrige Neubildungsraten von maximal 6% des Niederschlagsvolumens und im Durchschnitt nur 0.3%. Da die Chlorid-Gehalte im Niederschlag wöchentlich und die Chlorid-Gehalte im Grundwasser monatlich gemessen wurden, wird ein gewichtetes Mittel der Chlorid-Konzentrationen der einzelnen Monate gebildet. Abbildung 30 zeigt die gewichteten Mittel der Chlorid-Gehalte im Niederschlag und die monatlich gemessenen Grundwasser-Konzentrationen sowie das daraus resultierende Bilanzergebnis (= Neubildung).



Abbildung 30: Bilanzierung aus gewichteten Mitteln

Durch die Verwendung des gewichteten Mittels erhöht sich der Neubildungsanteil auf mindestens 0.72% bis maximal 20.7% [0.07 - 18.78 mm] der Niederschlagssumme mit einer mittleren, jährlichen Neubildung von etwa 34 mm/a.

Abbildung 31 zeigt die gemessenen Grundwasser-Konzentrationen und (gewichtet) gemittelte Chlorid-Gehalte des Niederschlages im Boxplot-Diagramm.



Abbildung 31: Schwankungsbereiche der Chlorid-Konzentrationen in Grundwasser und Niederschlag

Der Chlorid-Gehalt im Grundwasser schwankt im Zeitraum 1998/1-2013/1 im Bereich von minimal 8.03 mg/l bis maximal 17.825 mg/l und liegt im Mittel bei 13.55 mg/l.

Der gewichtete Chlorid-Gehalt im Niederschlag schwankt im Bereich von minimal 0.102 mg/l bis maximal 3.03 mg/l und liegt im Mittel bei 0.845 mg/l.

In Abbildung 32 sind die Niederschlagssummen bis zur Grundwasserprobenahme und jeweils zugehörige Chlorid-Gehalte sowie die daraus berechnete Neubildung nach der Größe der Bulk-Proben (=gesammelte Niederschlagsmenge) dargestellt. Es wird deutlich, dass die Chlorid-Gehalte mit zunehmendem Niederschlag tendenziell abnehmen, die Gehalte im Grundwasser jedoch relativ konstant bleiben. Entsprechend folgt die berechnete Neubildung dem Chlorid-Input des Niederschlags.



Abbildung 32: Niederschlagssummen nach Intensität und zugehörige Chlorid-Gehalte/Neubildung

Abbildung 33 zeigt die Chlorid-Gehalte als Einzelmessungen und gewichtete Mittel im Niederschlag, jeweils gegen die Niederschlagssumme aufgetragen. Mit einer linearen Regression aus der Grundgesamtheit der Messungen wird eine Trend-Vorhersage für höhere Niederschlagsereignisse erstellt. Diese *predict*-Funktion berechnet Prognosewerte nach der t-Verteilung mit n-k Freiheitsgraden und den Residuen der Grundgesamtheit. Sie berücksichtigt außerdem die Unsicherheit der Vorhersage des Wertes (GROß 2010). Zusätzlich ist der Konfidenzbereich der Schätzung angegeben. Problematisch ist hierbei jedoch die geringe Anzahl größerer Niederschlagsereignisse bezogen auf die Gesamtheit der Ereignisse. Es existiert jedoch ein negativer linearer Zusammenhang zwischen der Niederschlagsmenge und dem Chlorid-Gehalt. Die Korrelationen sind in Tabelle 7 dargestellt



Abbildung 33: Chlorid (gewichtete Mittel und Einzelmessung) / Niederschlagssumme

Zum Vergleich sind in Abbildung 34 monatliche Messungen des ZALF auf der Freiland-Messfläche westlich des Stechlinsees dargestellt. Auch hier ergibt sich ein ähnliches Muster.



Abbildung 34: Chlorid-Gehalt/Niederschlagssumme ZALF

Tabelle 7: Korrelation Chlorid/Niederschlag nach Pearson Produkt-Moment Korrelation

Маве	UBA	UBA gewichtete Mit- tel	ZALF
P-Wert	0.2299	0.01423	0.01806
Wertepaare	617	151	60
Korrelation	-0.0461672	-0.199811	-0.1844453

Da im unteren Bereich der Niederschlagssummen die größte Bandbreite an Chlorid-Gehalten herrscht und im hohen Niederschlagsbereich kaum Schwankungen auftreten, kann eine Signifikanz nicht nachgeprüft werden.

Zur besseren Vergleichbarkeit mit den berechneten Grundwasserneubildungswerten wird die Chlorid-Bilanzierung ein zweites Mal für die in Menz gemessenen Monatssummen des Niederschlages berechnet. Wegen der zeitlichen Differenzierung der in Neuglobsow gemessenen Niederschläge, die keine kalendarischen Monate umfassen, wird mit ungewichteten Monatsmittelwerten der Chlorid-Konzentrationen im Niederschlag von Neuglobsow gerechnet. Damit werden mengenunabhängige, ereignisbezogene Mittelwerte gebildet. Dies ist notwendig, da eine gewichtete Mittelung nur bei bekannter Größe der Einzelsummen durchzuführen ist.

Durch die ungewichtete Mittelung fallen demnach die monatlichen Chloridgehalte im Niederschlag zum Teil höher aus.

Der ungewichtete mittlere Chlorid-Gehalt im Niederschlag schwankt im Bereich von minimal 0.113 mg/l bis maximal 6.35 mg/l und liegt im Mittel bei 0.93 mg/l.

Der Neubildungsanteil beträgt hier 0.002 bis maximal 24.2% (0.11-23.6 mm/mon) der Niederschlagssumme mit einer mittleren, jährlichen Neubildung von 37.67 mm/a.

Abbildung 35 zeigt den Grundwasserstand (UBA) und Chlorid-Gehalt im Grundwasser sowie die Monatssummen der berechneten Neubildung.



Abbildung 35: Chlorid-Gehalte im Niederschlag und Grundwasser, sowie Grundwasserstand und Niederschlagssummen nach Monaten

Hier werden ein Rückgang der Grundwasser-Chlorid-Gehalte und ein Anstieg des Grundwasserspiegels deutlich. Dieser Anstieg resultiert aus der Anhebung des Wehres (siehe Kapitel 2.2) am Polzow-Kanal und entspricht daher einer allgemeinen Aufstauung des Sees und somit indirekter Neubildung aus dem Oberflächengewässer (vgl. auch Abbildung 14, Kapitel 3.3).

Analog zu Abbildung 32 sind in Abbildung 36 die Niederschläge und zugehörigen Chlorid-Gehalte sowie die berechnete Neubildung dargestellt.



Niederschlagssummen (Menz) geordnet nach Intensität und Chloridgehalt im Niederschlag 1998-2012/6

Abbildung 36: Niederschläge nach Intensität und zugehörige Chlorid-Gehalte / Neubildung

Relbung Monate

Die oberste Grafik zeigt die Niederschlagssummen und die gemittelten Konzentrationen im Zeitraum 1998-2012. Mit roten Pfeilen versehen sind hierbei drei Monate mit hohen Chlorid-Konzentrationen im Niederschlag. Diese resultieren in einer hohen Grundwasserneubildung, wie es jeweils an den drei erhöhten Werten in der zweiten Grafik erkennbar ist. Die Konzentration im Grundwasser nimmt in diesem Bereich nicht entsprechend zu oder ab.

Ordnet man die Niederschlagssummen in Cluster, wird die Variabilität der Chlorid-Gehalte zur jeweiligen Niederschlagsgruppe besonders deutlich. Während der Chlorid-Gehalt in den Niederschlagsgruppen bis 50 mm/Monat sowohl quantitativ höher ausfällt als auch eine sehr viel höhere Streuung aufweist, verengt sich die Variation der Chlorid-Gehalte mit steigender Niederschlagssumme, auf insgesamt niedrigerem Niveau (Abbildung 37).



Abbildung 37: Chlorid-Gehalte in Niederschlagsgruppen

Ab 50 mm Monatsniederschlag trägt nach der Chlorid-Massenbilanzierung im Mittel noch 6.26% des Niederschlages zur Neubildung bei (vgl. Tabelle 8).

Parameter	Niederschlag Menz	Berechnete GWNB	GWNB/Niederschlag [%]
	[mm/Monat]	[mm/Monat]	
Mindestens	49.90	0.6017	0.84
1. Quantil	57.92	2.1334	2.9
Median	70.40	4.0336	5.5
Mittelwert	79.53	4.7071	6.26
3. Quantil	87.75	5.8508	8.16
Maximum	266.20	23.6347	8.88

Tabelle 8: Niederschlag und berechnete GWNB bei 73 Monatswerten >50 mm/m

Inwiefern die Monate der höchsten Niederschläge einen größeren Teil der Grundwasserneubildung ausmachen würden, wenn Chlorid-Gehalte für die oberen Niederschlagsgruppen höher wären, zeigt Abbildung 38. Eine solche Annahme ist rein hypothetischer Natur, da eine Festlegung des Chlorid-Gehaltes im Niederschlag, bei etwa gleicher Grundwasserkonzentration, den Anteil der berechneten Grundwasserneubildung bestimmt. In der oberen Grafik sind die Neubildungen, berechnet nach einfachen Mittelwerten, jeweils mit den Niederschlagssummen der Station Menz abgebildet. Im unteren Diagramm wurden die Chlorid-Gehalte ab einem Niederschlagsereignis über 49.9 mm angepasst.



Abbildung 38: Anpassung der Chlorid-Konzentration der hohen Niederschlagsgruppen

Zur Anpassung wurden ab der Niederschlagsklasse bis 50mm die Chlorid-Gehalte jeweils um 35% der vorhergehenden Klasse erhöht (Tabelle 9):

bis 10mm	bis 20mm	bis 30mm	bis 40mm	bis 50mm	bis 70mm	bis 100mm	über 100mm
0.79	0.72	0.77	0.68	0.87	0.67	0.41	0.175
					1.1745	1.33	1.80
				×1.35	×1.35	×1.35	

Diese fiktive Anhebung führt zur Erhöhung der Neubildung auf durchschnittlich 58.7 mm/a $[\pm 29.85]$, bei einem durchschnittlichen Neubildungsanteil am Niederschlag von 8.9%.

Diskussion:

Als Voraussetzung für die Anwendung der Methode der Chlorid-Massenbilanz in einem Einzugsgebiet wird in der Literatur meist nur vorausgesetzt, dass Niederschlag die einzige Quelle für Chlorid darstellt. Die Verwendung der Chlorid-Massenbilanzierung im Einzugsgebiet zeigt, dass die Anwendung, neben der Prämisse der Abwesenheit von Quellen und Senken von Chlorid, weiterhin von der Perkolationszeit, der "Grundwasseranreicherung", KonzentrationsMustern und dem zeitlichen Versatz dieser Prozesse abhängig ist. Auch wenn hohe Niederschlagssummen (70 bis >100 mm/mon) häufiger im Sommer auftreten (vgl. Abbildung 13) und daher eine geringe Neubildung verständlich ist, bleibt die tendenziell geringere Chlorid-Konzentration in hohen Niederschlagssummen fragwürdig.

Neubildungsraten von annähernd 96 mm/a (vgl. Kapitel 2.4) können in dieser Berechnung nur erreicht werden, wenn eine Jahresbilanz aus Jahresniederschlagssummen und ungewichteten Jahres-Mittelwerten der Grundwasserkonzentration und Niederschlagskonzentration aufgestellt wird. Einzelne Monate (mit meist geringer Niederschlagsmenge) fließen so überproportional in die Mittelung mit ein. Eine solche Rechnung ergibt beispielsweise für das Jahr 2011 eine jährliche Neubildungsrate von 92.42 mm/a, wobei der Monat November mit einem extrem hohen Chlorid-Gehalt von 6.35 mg/l im Niederschlag und einer Niederschlagssumme von lediglich 2.4 mm überrepräsentiert in die Berechnung mit eingeht.

Die Ergebnisse der Chlorid-Massenbilanz anhand der gewichteten Mittel (33.83 mm/a) liegen etwas höher als die von SCHULTE-BISPING et al. (2005) für den Freilandland-Niederschlag berechnete Neubildung von 26.8 mm/a im Beobachtungszeitraum 1998-2003. Die ungewichtete Mittelung und Berechnung mit den Niederschlagsdaten der Station Menz resultiert in leicht höheren mittleren Neubildungswerten von 37.7 mm/a. SCHULTE-BISPING et al. (2005) kommen zu dem Schluss, dass hohe Grundwasserflurabstände Verweildauern des perkolierenden Wassers von annähernd zwölf Jahren zur Folge haben können, was bei kurzzeitiger Betrachtung zu einer Verzerrung der Bilanz führt.

Bei einem zeitlichen Versatz durch solch hohe Perkolationszeiten wird die Bilanzierung ad absurdum geführt, da keinerlei zeitlicher Vergleich möglich ist. Hier würde somit das Äquivalent der Niederschlagssumme, also "altes" Vorereigniswasser, mit der Konzentration des Grundwassers verglichen, ohne dass ein faktischer Zusammenhang der Konzentrationen (GW/N) bestünde.

Durch die Aufstauung des Wehres kommt es im Beobachtungszeitraum zu influenten Verhältnissen: Umsatzprozesse von Chlorid in den Grundwasserblänken (Seen) resultieren in Veränderungen der Chlorid-Konzentration im Grundwasser, die nicht allein auf die Niederschlagskonzentrationen zurückzuführen sind. Des Weiteren gelangt Niederschlag, der direkt auf den See trifft, in den Grundwasserleiter. Hierdurch wird die Bilanzierung zwischen Niederschlag, der durch die vadose Zone zum Grundwasserleiter gelangt, und dem Grundwasser selbst verzerrt.

Niedrigere Chlorid-Gehalte in hohen Niederschlagssummen, die nicht mit einer Verringerung des Chlorid-Gehaltes im Grundwasser einhergehen, führen zu einer Unterschätzung der Neubildung. Ob es eine physikalische Steuerung in Form von Fraktionierungsprozessen der Chlorid-Gehalte in hohen Niederschlagsgruppen durch die Großwetterlage (z.B. kontinentale oder marine Anströmrichtung) gibt, oder ob die Wahl der Niederschlagscluster eine Scheinkorrelation zur Folge hat, lässt sich bei gegebener Datenlage nicht klären.

Letztendlich ist festzustellen, dass im Binneneinzugsgebiet des Stechlinsees die CMB nicht anwendbar ist, da zu viele Unwägbarkeiten in Hinblick auf die Vergleichbarkeit der Vergleichsgrößen Niederschlags-Konzentration und Grundwasser-Konzentration existieren.

Folglich wird das Ergebnis dieser Methode verworfen.

5.2 Water-table-fluctuation-Methode

5.2.1 Monatsdaten – graphischer Ansatz

Abbildung 39 zeigt die berechneten Neubildungen (nach der exponentiellen Rezessionskurve) der Messstellen mit der jeweiligen Anzahl der Monate, in denen Neubildung stattfand, also ein Anstieg im Grundwasserspiegel auszumachen ist.



Abbildung 39: Berechnete Neubildung an den Pegeln 11, 14, 32 und 92

In einzelnen Jahren sind Steigungen der Ganglinie durch eine kurze Rezession unterteilt – die entsprechende Neubildung wurde hier zu einem Jahreswert addiert (mit roten Pfeilen markiert).

Im hydrologischen Jahr 1972/73 ist keine Neubildung abgrenzbar, da der Grundwasserspiegel in diesem Zeitraum durchgängig fällt.

Besonders auffällig sind die ähnlichen Neubildungsberechnungen der beiden westlich gelegenen, tieferen Pegel 11 und 14 gegenüber den flacheren, östlich gelegenen Pegeln 92 und 32. Letztgenannte liegen im Zu-, erstgenannte im temporären Abstrombereich des Stechlinsees. Hier bilden sich nach bisherigem Kenntnisstand in besonders trockenen Jahren zeitweise Wasserscheiden aus.

In Tabelle 10 sind zu den Ergebnissen einige statistische Maßzahlen angegeben. Wie zu erwarten war, streuen die Berechnungen der einzelnen Jahre weit um den Mittelwert, der daher als beschreibender Wert für lange Zeiträume nur bedingt geeignet ist. Ein *Kogomorov-Smirnoff*-Test zeigt, dass die Grundgesamtheit der berechneten Neubildungen (pro Pegel) normalverteilt vorliegt (p=<0.05), weshalb 68% der beobachteten Werte im Bereich Mittelwert + Standardabweichung liegen. Des Weiteren ist ein α -getrimmtes Mittel angegeben, das ungewöhnlich hohe und niedrige Werte (die jeweils äußersten 10%) aus der Schätzung nimmt. Dieses liegt nahe am Mittelwert, daher haben Extrema der Berechnungen keinen großen Einfluss auf den Mittelwert.

Pegel	Abstichtiefe [m] (25.03.13)	Minimalwert [mm]	Maximalwert [mm]	Mittelwert [mm]±σ	α-getrimmtes Mittel
P11	11.65	18	134	66.94 [±27.29]	61.71
P14	9.70	22	140	67.79 [<u>+</u> 26.80]	64.02
P32	6.43	22	146	84.16 [±29.08]	82.68
P92	4.70	28	168	83.42 [±29.05]	80.00
Mittel- wert aller Pegel	-	22.5	147	75.57	-
Pegel	Median	10% Quantil	90% Quantil		
P11	64	32.8	99		
P14	67.5	34.8	100.6		
P32	83	48.8	121.2		
P92	82	50.8	116.6		

Tabelle 10: Statistische Maßzahlen zur berechneten Neubildung aus der exponentiellen Rezessionskurve1963-2012

Um die Verteilung der Werte innerhalb der Grundgesamtheit zu verdeutlichen, sind außerdem die 10%- und 90%- Quantile sowie der Median (50%-Quantil) angegeben.

Im Mittel aller Pegel ergibt der graphische Ansatz mit exponentieller Funktion eine Neubildung von 75.6 mm/a.

Zum methodischen Vergleich wurde die gleiche Berechnung mit einer Potenzfunktions-Kurve durchgeführt. Da die angepasste Trendlinie je nach Rezessionskurve weniger steil ist und sich näher an den Graphen anschmiegt, fällt die berechnete Neubildung im Mittel um 10% [68.3mm/a] geringer aus (Tabelle 11).

Pegel	Abstichtiefe [m] (25.03.13)	Minimalwert [mm]	Maximalwert [mm]	Mittelwert [mm] $\pm \sigma$
P11	11.65	14	114	59.5 [±23.4]
P14	9.70	20	102	60.7 [±22.09]
P32	6.43	16	126	76.0 [±27.03]
P92	4.70	28	158	77.0 [±29.02]
Mittel- wert aller Pegel	-	19.5	125	68.3
Pegel	Median	10% Quantil	90% Quantil	
P11	60	32.8	91.6	
P14	60	32	88.6	
P32	78	47.2	113.6	
P92	76	38	112.2	

Tabelle 11: Statistische Maßzahlen zur berechneten Neubildung aus der Rezessionskurve als Potenzfunktion1963-2012

In Abbildung 40 ist im Box-Plot-Diagramm die Spannbreite der berechneten Neubildungen aus der Berechnung mit der (exponentiellen) WTF-Methode an den einzelnen Pegeln dargestellt. Hier wird die zeitliche Variation an den einzelnen Messpunkten ersichtlich.



Abbildung 40: Boxplot der berechneten Neubildungen an den einzelnen Pegeln

Die zeitliche Variation ohne lokale Differenzierung wird in Abbildung 41 dargestellt. Hier ist die Spanne der Berechnungen aller Pegel eines Neubildungszeitraums nach der Zeit aufgetragen. Deutlich wird hierbei, dass die räumlichen Unterschiede der berechneten Neubildung in einigen Jahren weit voneinander abweichen, in anderen Jahren sehr eng beieinander liegen.



Variation der berechneten Neubildungen aller Pegel im Boxplot-Diagramm

Abbildung 41: Variation der berechneten Neubildung aller Pegel von 1963/64-2011/12

Die positive Abweichung der berechneten Neubildung im Jahr 2006/07 ist auf den starken Anstieg durch die Aufstauung zurückzuführen.
5.2.2 Tagesdaten MRC-Ansatz

Die Anwendung des MATLAB-Programmes ergibt für die Pegel im Zeitraum 25/03 - 13/06-2013 die in Tabelle 12 dargestellten kumulativen Neubildungsraten.

Pegel	Tiefe [m u GOK]	Berechnete Neubil- dung [mm]
P11	11.65	67.9
P14	9.70	48.9
P32	6.43	44.0
P92	4.70	30.2

Tabelle 12: MRC-Berechnung Neubildung

Auffällig ist hierbei, dass entgegen der Beobachtungen des langjährigen Verhaltens der Pegel die berechnete Neubildung an den flacheren Messstellen (P32 und P92) geringer ausfällt. Die gemessenen Niederschläge in Neuglobsow betragen im Beobachtungszeitraum lediglich 69.58 mm, was zu einem hohen Neubildungs-Niederschlags-Verhältnis führt. Anzumerken ist hierbei, dass im Einzugsgebiet bis Anfang April 2013 Minustemperaturen und Schnee-Mächtigkeiten bis etwa 30 cm vorherrschten. Da das Wasser-Äquivalent der Schneedecke nicht bekannt ist, kann ein direkter Vergleich der Neubildung mit der Niederschlags-Summe des Zeitraumes der *Diver*-Aufzeichnung nicht erfolgen.

Langanhaltender Frost mit Schneebedeckung bis Anfang April legt nahe, dass die im Grundwasserspiegel nachweisbare Neubildung des Jahres 2013 erst mit dem Abtauen der Schneedecke beginnt. Demnach wird der Grundwasserspiegel erst reagieren, wenn die Bodenfeuchte aufgesättigt ist bzw. Vorereigniswasser durch nachströmende Perkolation herausgepresst wird. Ein Grund für die geringe berechnete Neubildung im flacheren Grundwasser kann somit in einer Herabsetzung der Bodenfeuchte in der geringermächtigen vadosen Zone liegen. Während bei höheren Flurabständen die Bodenfeuchte länger zur Perkolation benötigt, läuft der geringmächtigere Boden-Speicher an den flachen Pegeln während der Frostperiode schneller aus. Nach Abtauen der Schneedecke muss sich dieser erst wieder aufsättigen.

Gesetzt den Fall, dass der Aufzeichnungszeitraum dem Neubildungszeitraum entspricht, sind die berechneten Neubildungen der Pegel 11 und 14 mit dem graphischen Ansatz durchaus vergleichbar. Sie liegen innerhalb des Bereiches Mittelwert + Standardabweichung.

Pegel 32 und 92 liegen dagegen unter dem Bereich der Berechnungen des graphischen Ansatzes.

In Abbildungen 42 und 43 sind die Pegelstände, Neubildungsraten und die kumulative Neubildung der einzelnen Pegel aufgezeichnet.



Abbildung 42: Kumulationskurve und Neubildungsrate P11 und P14



Abbildung 43: Kumulationskurve und Neubildungsrate P32 und P92

Eine komplette Grafik-Ausgabe am Beispiel des Pegels 14 findet sich in Anhang II b, alle anderen Ausgaben sind auf der Dokumentations-DVD hinterlegt.

Diskussion:

Die Gegenüberstellung der aus Monats- und Tagesdaten berechneten Neubildung in quantitativer Form ist nur begrenzt möglich. Die zeitliche Auflösung lässt jedoch vorerst folgende Schlüsse zu:

Monatsmessungen allein können, wegen der Taktungs-inhärenten Unschärfe, Grundwasserganglinien nur rudimentär wiedergeben. Da Scheitelpunkte und Tiefpunkte der Ganglinie als entscheidende Größen in die Berechnung eingehen, kann eine monatliche Messung, die keinen genauen Wert für Δ h garantiert, nicht als exakte Größe erachtet werden. Δ h ist mit hoher Wahrscheinlichkeit größer, wodurch die Neubildung unterschätzt wird. Wie in Kapitel 4.2 beschrieben, wird für die graphische Auswertung üblicherweise eine Exponentialfunktion angepasst. Die quantitativen Unterschiede der Berechnung im Vergleich zur Potenzfunktion resultieren je nach Form der Auslaufkurve und Anpassung der Trendlinie. Die Auswahl, welche Rezessionskurve angepasst wird, liegt also objektiv beim Betrachter.

Ein entgegengesetztes Problem ergibt sich bei der hochauflösenden Messung. Diese zeichnet in hoher Auflösung Neubildungs- und Zehrereignisse auf und ist durch die barometrische Kompensation sogar unabhängig von Luftdruckunterschieden. Durch Aggregation der Messdaten wird versucht, messungsinhärentes "Rauschen" zu minimieren. Kleinere Schwankungen des Grundwasserspiegels müssen jedoch nicht zwangsläufig auf direkte Neubildungs-Ereignisse zurückzuführen sein. Die im Messzeitraum gemessenen absoluten Höhenunterschiede der Pegel sind relativ gering, wohingegen der dazwischenliegende Schwankungsbereich recht hoch ("nervös") ausfällt. Bei der Verrechnung der MRC im angewendeten Programm werden Schwellenwerte für minimale und maximale Neubildung festgelegt, wobei die physikalische Differenzierung zwischen "Rauschen" und Neubildungsereignis vereinfacht wird. Systematische Messfehler und Miss-Identifikation führen daher vermutlich zu einer Überschätzung.

Sowohl graphischer als auch MRC-Ansatz gehen von dem Konzept eines konstanten Speicherkoeffizienten S_y aus. Diese Festlegung stellt eine Vereinfachung (siehe Kapitel 4.2) dar, die die Berechnung maßgeblich beeinflusst. Erhöht man die Speicherkoeffizienten entsprechend, erhöht sich im gleichen Maß die errechnete Neubildung.

EINSELE (1975) spricht den Effekt der Mächtigkeit der ungesättigten Zone auf das Verhalten der Grundwasserganglinien an. Demnach reagieren flurnahe Grundwasserleiter "nervös", d.h. rascher und ausgeprägter, auf Niederschlagsereignisse als flurferne. Letztgenannte zeichnen sich durch eine eher ausgeglichene Amplitude und einen zeitlichen Versatz aus, der durch höhere Perkolationszeit und reduzierte Versickerung (erhöhte Verdunstung) geprägt ist. Des Weiteren konstatiert EINSELE (1975) eine Abhängigkeit der Amplitude des Grundwasserspiegels von der Entfernung zum Vorfluter, die hier jedoch als gering erachtet wird, da die Vorflut eine Grundwasserblänke (See) mit geringer Fließgeschwindigkeit ist. Alles in allem sind zumindest die Tiefeneffekte in den berechneten Neubildungen (nach Monaten) an den Pegeln zu bemerken, da die tiefer liegenden Grundwasserstände in einer deutlich geringeren berechneten GWNB resultieren.

Eher theoretischer Natur und daher schwer zu quantifizieren ist die Überlegung, welche Menge an Neubildung beim Rezessionsmoment nötig ist, damit der Wasserspiegel sich überhaupt bewegt. Dieses methodische Problem liegt in der Definition der Neubildung. Nach DIN 4049-3 ist Neubildung der Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser. Die *Water-tablefluctuation*-Methode bezieht allerdings nur den Anteil des perkolierenden Wassers mit ein, der in einer Steigung des Wasserspiegels (gegenüber seiner Rezession) resultiert. Abhängig von der Fließgeschwindigkeit des Grundwassers wird jedoch ein entsprechender Anteil direkt abgeführt, ohne eine Steigung des Spiegels zu bewirken. Je nach Verhältnis der Abflussgeschwindigkeit zur diffusen, also flächigen, Neubildung kann dieser Anteil unterschiedlich hoch sein. Zusätzlich gilt streng genommen auch (diffuses) Sickerwasser, das den Wasserspiegel während der Rezession erreicht, als Neubildung.

Der Einfluss des Betriebes des Kernkraftwerks Rheinsberg stellt aufgrund fehlender Daten einen Unsicherheitsfaktor dar. Langfristig führten der Kühlwasserbetrieb und die Steuerung des Was-

serstandes des Stechlinsees (über den Polzow-Kanal) zu einer Anhebung oder Absenkung der See- und Grundwasserstände. Die Entnahme von täglich fast 300 Millionen Liter aus dem Nehmitzsee und Einleitung in den Stechlinsee haben zu einer Erwärmung des Stechlinsees geführt (NEUMANN & CASPER, 2009). Inwiefern diese Eingriffe auch die kurzzeitigen Fluktuationen des Grundwassersstandes tangierten, kann nicht geklärt werden.

5.3 Bodenfeuchte

Abbildung 44 zeigt die berechneten Perkolationen auf der Freifläche (in 250 cm Tiefe) und Wald (in 120 cm Tiefe) des UBA für das Jahr 2012. Deutlich erkennbar ist beim Waldstandort der Einfluss der Vegetationsperiode von Mai bis November, der bei der Freifläche fehlt.



Abbildung 44: Vergleich der Perkolation Freifläche/Wald für das Jahr 2012

In Abbildung 45 sind die Schwankungsbereiche der Tiefenperkolation nach Monaten in Boxplot-Diagrammen für die Jahre 2003-2012 dargestellt.



Abbildung 45: Boxplot-Diagramme der Tiefenperkolationen nach Monaten

Auffällig bei der Berechnung der Freiland-Neubildung ist, dass die mittlere Perkolation aller Monate sehr ähnlich ist, wohingegen sie am Waldstandort, vor allem während der Vegetationsperiode, sehr schwankt. Das Muster der Monate mit höherer Tiefenversickerung ähnelt hierbei den Beobachtungen der Neubildungszeiträume am Grundwasserspiegel. Die beobachtete Variation von Beginn und Ende der "Neubildungs-Saison" spiegelt sich in der Variationsbreite der Monate Juni (Ende), November und Dezember (Beginn) wider.

Abbildung 46 zeigt die monatlichen Summen der einzelnen Jahre, zusammen mit den Monats-Niederschlagssummen der Station Menz. Mittelwert, Minimum und Maximum der Neubildung sind jeweils oben links in der Grafik eingetragen.



Abbildung 46: Berechnete monatliche Neubildung unter Wald und Freifläche 2003-2012

In der Jahressumme wird vor allem deutlich, dass nach der eindimensionalen Berechnungsweise unter Wald und Freifläche im Mittel etwa dieselbe Neubildung berechnet wird. Während bei der Freifläche stetige, relativ konstante Monatswerte berechnet werden, schwankt die Neubildung am Waldstandort erheblich.



Abbildung 47: Berechnete jährliche Neubildung aus der Bodenfeuchte unter Wald- und Freifläche

Auch im jährlichen Vergleich, der in Abbildung 47 dargestellt ist, wird die Ähnlichkeit der berechneten Neubildungen deutlich (dargestellt auf der sekundären y-Achse). Beim Wald-Standort liegt der Anteil der Neubildung am Niederschlag im Mittel bei 18.7% [14.4-26.4%], auf der Freifläche bei 19.2% [11.8-25.9%]. Wieder normalverteilt (KS-Test, p > 0.05) liegt die mittlere jährliche Neubildung unter Wald bei 117.25 mm/a [\pm 34.99], unter Offenland bei 116.84 mm/a [\pm 16.56]. Die Variabilität am Waldstandort ist also auch zwischen den Jahren höher als bei der Freifläche. Bei unterdurchschnittlichen Jahresniederschlägen (~600 mm/a) ist die berechnete Neubildung auf der Freifläche tendenziell höher als am Wald-Standort.

Diskussion:

Die einfache Berechnung der Neubildung aus der Bodenfeuchte ergibt eine geringere Schwankungsbreite der Neubildung sowohl in der Freifläche als auch am Wald-Standort. Dieses Verhalten spiegelt die Verhältnisse unter den beiden Landnutzungsarten wider. Während unter der Freifläche die Vegetationsperioden kaum eine Rolle spielen und die Bodenfeuchte hauptsächlich durch klimatische Einflüsse gesteuert wird, ist der Bodenfeuchtegehalt am Waldstandort vegetationsgesteuert. Während der Vegetationsperioden wird die Bodenfeuchte durch Transpiration teilweise unter die Feldkapazität herabgesetzt, steigt aber während der Vegetationspause rapide an. Durch tiefer reichende Wurzeln existieren hier mehr präferenzielle Fließwege, was in einer schnelleren Aufsättigung des Bodens resultiert.

5.4 Berechnung mit BAGLUVA

Zur Plausibilisierung der angenommenen Evapotranspiration nach TURC (1961) sind in Abbildung 48 die berechneten gebietsgewichteten maximalen Evapotranspirationen (Nadelwald/Mischwald) und die Referenzverdunstung mit modellierten Verdunstungen der Landfläche (RICHTER 1997) und aus dem Buchenbestand Beerenbusch (JOCHHEIM et al. 2007) dargestellt (siehe Kapitel 3.6). Zur Vergleichbarkeit wurden die Daten zu den hydrologischen Jahren 1958/59 - 1994/95 (Nov-Okt) aggregiert. Die Darstellung der maximalen ET_{max} anstatt der aktuellen ET_a erfolgt, weil zweitgenannte nur als dreijährige Mittel, über die Bagrov-Beziehung, berechnet werden, die starken jährlichen Schwankungen jedoch nur rudimentär abbilden.



Abbildung 48: Vergleich flächengewichtete ET0 und ETmax mit modellierten Evapotranspirationen

Im Mittel liegt die von RICHTER (1997) modellierte Verdunstung um 50 mm/a höher als die lokal berechnete ET im Buchenbestand von JOCHHEIM et al. (2007). Erstere fußt in Hinblick auf den größeren Betrachtungsraum auf einem leicht höheren Anteil von Nadelwald (55%) (RICHTER, 1997) als in der hier zugrunde gelegten Flächengewichtung (47.6%). Bis auf wenige Ausnahmen verhalten sich beide modellierten ET auf unterschiedlichem Niveau ähnlich. Auffällig ist, dass sich die regional modellierte ET der ET des lokalen Buchenbestandes phasenweise sehr annähert.

Die dargestellte flächengewichtete ET_{max} liegt oberhalb der modellierten Werte. Da sie gemäß der Bagrov-Beziehung weiter zur aktuellen Evapotranspiration reduziert wird (siehe Kapitel 4.4), fällt sie in den Bereich der modellierten Werte. Bei der Berechnung der tatsächlichen Verdunstung werden im VEKOS-Modell Speichereigenschaften des Bodens (z.B. Wiederauffüllung durch Niederschlag), Bodenfeuchteausschöpfungen der Bewuchsart und Vegetationspausen einbezogen. Vegetationsspezifische Faktoren werden nur im Zeitraum von März bis Oktober berücksichtigt (MEYER & TESMER, 2000). Ein Bodenwasserausschöpfungsmodell berechnet die reale Verdunstung in Abhängigkeit der maximal nutzbaren Feldkapazität und des Verhältnisses der potentiellen Verdunstung zum Niederschlag (RICHTER, 1997).

Bei der Ableitung der ET_{max} aus ET_0 werden hier starre Faktoren für Landnutzung, nutzbare Feldkapazität und Hangneigung verwendet. Dies führt zu einer verstärkten Abhängigkeit der Berechnung von den einfließenden Klimaparametern und daher zu einem anderen Verlauf.

Abbildungen 49 und 50 zeigen die Drei-Jahresmittel der Neubildungen, die mittels BAGLUVA für den Zeitraum 1950 – 2010 berechnet wurde. In schwarz aufgetragen sind jeweils die flächengewichteten Mittel der einzelnen Landnutzungsformen unterschiedlicher Inklination und Exposition. Blau und Grün sind jeweils die einzelnen Hydrotope nach Exposition und Inklination geordnet. Die Faktorisierung der Gefälle (Faktor f_h) bewirkt bei nördlicher Exposition mit steigender Hangneigung eine Erhöhung der berechneten Neubildung (ET_{max} verringert sich), bei südlicher Exposition eine Verringerung (ET_{max} erhöht sich). Je nach vorhandener Topographie gehen die berechneten Neubildungen weit auseinander. Da die Flächen-Extrema, also sehr hohe Gefälle, jeweils einen relativ kleinen Anteil der Einzugsgebietsfläche ausmachen, liegt das Flächenmittel nahe an dem Bereich der Gefälle $\leq 6\%$.

In den Tabellen 13 und 14 sind die berechneten Maxima und Minima sowie der Mittelwert der berechneten Neubildung der jeweiligen Hydrotope eingetragen.

Grundwasserneubildung unter Nadelwald 1950-2010



50/53 53/56 56/59 59/62 62/65 65/68 68/71 71/74 74/77 77/80 80/83 83/86 86/89 89/92 92/95 95/98 98/01 01/04 04/07 07/10

Abbildung 49: Berechnete Grundwasserneubildung unter Nadelwald

Tabelle 13:	Neubildung	Nadelwald
-------------	------------	-----------

Exposition, [bis %	Flächenanteil	Mittlere Neubil-	Minimum/Maximum
Gefälle]	[%]	dung	mm/a
		[mm/a]	
Flächengewichtetes	[99.97]	58.54	20.64 🗇 107.7
Mittel			
N 6%	37.78	57.98	3.11 🗇 113.10
S 6%	33.38	65.83	27.79 🗇 110.00
W/O 6%	23.97	49.07	12.47 🗇 95.74
N 15%	1.9	91.51	41.86 🗇 153.20
S 15%	1.7	23.94	2.25 ⇔54.45
W/O 15%	1.1	52.48	7.72 🗇 118.40
N 21%	0.12	130.1	71.77 🗇 209.70
S 21%	0.01	16.18	0 ⇔ 39.34
W/O 21%	0.01	45.94	8.16 🗇 89.0

Grundwasserneubildung unter Mischwald 1950-2010



Abbildung 50: Berechnete Grundwasserneubildung unter Mischwald

Exposition, [bis %	Flächenanteil	Mittlere Neubil-	Minimum/Maximum
Gefälle]	[%]	dung	[mm/a]
		[mm/a]	
Flächengewichtetes	[99.82]	118.10	69.30 🗇 176.20
Mittel			
N 6%	37.25	122.80	70.86 🗇 183.80
S 6%	29.72	122.7	74.6 🗇 179.5
W/O 6%	16.73	112.20	59.17 🗇 169.20
N 15%	3.7	177.1	121.9 🗇 244.0
S 15%	9.18	80.92	40.18 🗇 131.70
W/O 15%	1.74	112.80	61.98 🗇 176.40
N 21%	0.07	190.5	130.1 🗇 271.3
S 21%	1.3	68.10	31.95 🗇 111.80
W/O 21%	0.13	108.50	56.22 🗇 165.90

Tabelle 14: Neubildung Mischwald (Nadelwaldfläche 25%, Laubwald 75%)

Tabelle 15 zeigt die berechnete und flächengewichtete Neubildung unter Wald im gesamten Einzugsgebiet sowie die Neubildung unter Misch- und Nadelwald

Fläche	Flächenanteil [%]	Mittlere Neubil- dung [mm/a]	Minimum/Maximum [mm/a]
Gesamt	95.08	93.36	51.07 🗇 145.80
Nadelwald	31.82	58.54	20.64 🗇 107.7
Mischwald	63.26	166.31	69.30 🗇 176.20

Tabelle 1	5: Gewichte	te Mittelung	der	Waldflächen
rasene r	01 0011101110	i i i i i i i i i i i i i i i i i i i		manaonon

Nach der durchgeführten Berechnung findet demnach im Mittel unter Mischwald fast das Dreifache an Neubildung gegenüber Nadelwald statt, wohingegen die maximalen Neubildungen einander ähnlich sind.

Abbildungen 51 und 52 zeigen die abflussfähige Menge Wasser (R) auf versiegelter und vegetationsloser Fläche. Diese Flächen werden nicht in die Neubildungsberechnung mit einbezogen, da nicht geklärt werden konnte, inwiefern der abflussfähige Anteil des Niederschlages versickert oder kanalisiert wird.

Auf versiegelten (Kernkraftwerk) und vegetationslosen (Stadt-) Flächen, die im Einzugsgebiet lediglich 1.44 % und 3.47 % ausmachen, findet nach der vegetations- und morphologiegesteuerten Berechnung keine pflanzliche Transpiration statt, weshalb der abflussfähige Anteil am Niederschlag sehr hoch ausfällt. Topographisch liegen die Bereiche weitestgehend auf demselbem Niveau, weshalb die berechneten Werte hier näher zusammenliegen.

Bei grundwasserfernen Böden hängt die Höhe des Direktabflusses nur von der Hangneigung ab (GROSSMAN, 2006). Richtwerte für Direktabflussindices, abhängig von Hangneigungs-Klassen und Reduktionsbeträge der Verdunstung, abhängig vom Versiegelungsgrad (Bebauungsdichte) finden sich bei WESSOLOEK & FACKLAM (1997) sowie GROSSMAN (2006). Für den Raum Hamburg wird bei lockerer Bebauung (57% Versiegelungsgrad) eine Reduktion der Gras-Referenzverdunstung von 196 mm/a, für dichte Bebauung (95% Versiegelungsgrad) eine Reduktion von 327 mm/a vorgeschlagen. Zusätzlich ist bei einem Gefälle bis 6% von einem Direktab-fluss von bis zu 35%, bei Gefälle bis 15% von einem Direktabfluss von bis zu 55% auszugehen (vgl. GROSSMANN, 2006).

R auf vegetationsloser Fläche



Abbildung 51: Berechnete abflussfähige Menge R auf vegetationsloser Fläche



R auf versiegelter Fläche

Abbildung 52: Berechnete abflussfähige Menge R auf versiegelter Fläche

Fläche	Flächenanteil [%]	Mittlere abflussfä- hige Menge (R) [mm/a]	Minimum/Maximum [mm/a]
Gesamt	4.91		\Leftrightarrow
Versiegelt	1.44	430.8	364.8 ⇔ 515.0
Vegetationslos (Stadt)	3.47	346.4	260.3 ⇔ 430.8

Tabelle 16: Abflussfähige Menge R der versiegelten und vegetationslosen Flächen

Diskussion:

Gegenüber den physikalisch basierten Ansätzen entspricht BAGLUVA einem Bilanzansatz, der aus empirisch hergeleiteten Faktoren die aktuelle Verdunstung parametrisiert und als Residualgröße die durchschnittliche Neubildung eines Einzugsgebietes bestimmt. Durch die Verwendung vieler Faktoren (entsprechend der abgebildeten Prozesse) wird die Sensitivität des einzelnen Parameters herabgesetzt, wodurch das Ergebnis nicht allein von einem Prozess abhängt.

Die Handhabe des Verfahrens ist aufgrund der Ableitung der aktuellen Verdunstung im Nomogramm sehr aufwendig (vgl. auch MEYER & TESMER, 2000), weshalb in der hier vorliegenden Berechnung einige Vereinfachungen angewendet werden müssen.

Die Annahme eines homogenen Bodens, eines grundwasserfernen Standorts und der Nicht-Einbezug der Schneeverdunstungen verringern die Menge an einfließenden Parametern, weshalb die Berechnung der Neubildung auf Grundlage der Topographie und Landnutzung erfolgt.

Entsprechend zeigt die Schwankungsbreite der berechneten Neubildung, dass die Topographie in der BAGLUVA-Berechnungsweise einen sehr hohen Einfluss auf die berechnete Neubildung hat. Verfahren wie die GIS-gestützte Software APLIS, die Neubildung als Anteil vom Niederschlag lediglich über Höhe, Gefälle, Lithologie, Infiltrationsform und Bodentyp bestimmt, zeigen jedoch, dass eine Berechnung anhand der Oberflächen durchaus plausible Ergebnisse liefert vgl. ANDREO et al. (2008).

Die Neubildung unter Laubwald respektive Mischwald gegenüber Nadelwald ist in ihrer Höhe durchaus plausibel, da ganzjährige Verdunstung und höhere Interzeptionsverdunstung (größere Oberfläche des Kronendaches) eine geringere Tiefenperkolation bedingen. Zwar liegt die Transpiration bei Laubwäldern während der Vegetationsperiode deutlich höher, jedoch reduziert sich während der Vegetationspause die Interzeptionsverdunstung erheblich (vgl. ZIMMERMANN et al. 2008).

Der Grund für die lange zeitliche Mittelung bei der Berechnung der Neubildung ist offensichtlich. Durch die Faktorisierung der einfließenden Größen werden Extremereignisse herausgemittelt und die zeitliche Variation der einzelnen Neubildungsjahre abgeflacht.

Daher ist ein Mittelwert der Neubildung, der durch BAGLUVA berechnet wird, innerhalb der berechneten Zeitreihe deutlich stabiler als beispielsweise die Berechnungen mit der WTF-

Methode. Dementsprechend wird allerdings in besonders trockenen oder besonders feuchten Jahren die Neubildung über- oder unterschätzt.

Insgesamt müssen auch Fehler der eingangs generierten morphologischen Klassifikation von Gefälle und Inklination bedacht werden. Abhängig von Unschärfe der Fernerkundung und der Bearbeitung im GIS entstehen hierbei Fehler in der Erstellung und Bearbeitung der digitalen Geländemodelle (BOGENA et al., 2005).

6. Interpretation und Vergleich der Ergebnisse

Neben der räumlichen und zeitlichen Variation der berechneten Neubildungen muss an dieser Stelle die methodische Dimension angesprochen werden. Jede der Methoden geht auf Annahmen zurück und berechnet die Neubildung anhand von untereinander unabhängigen Variablen bzw. gemessenen Größen. Jede der Methoden hat eine oder mehrere Hauptgrößen, deren Variierung hauptsächlich den berechneten Endwert der Neubildung steuern.

Bei der *water-table-fluctuation*-Methode ist dies der spezifische Speicherkoeffizient, bei der BAGLUVA-Methode hauptsächlich die angenommene Referenzverdunstung und bei der Berechnung mittels Bodenfeuchten die nutzbare Feldkapazität sowie die betrachtete Horizontmächtigkeit.

Neben diesen Hauptgrößen stellen Datenverfügbarkeit, Abbildungsbereiche und Messintervalle der Methode Unsicherheiten dar, welche die Aussagekraft der jeweiligen Methoden limitieren.

Zwischen den Ergebnissen der BAGLUVA-Berechnung und der Ermittlung aus der Bodenfeuchte gegenüber der indirekten, integralen Berechnung am Grundwasserspiegel ist weiterhin dahingehend zu differenzieren, dass erstgenannte Sickerwasserraten zum Grundwasserspiegel berechnen, letztgenannte direkt am Wasserspiegel ansetzt. U.a. DÖRHÖFER & JOSOPAIT (1997) sprechen bei der Sickerwasserrate, die den Wurzelraum verlässt, von potentieller Grundwasserneubildung, da diese gegebenenfalls um lateralen Abfluss reduziert werden muss. Bei dem Binneneinzugsgebiet des Stechlinsees, das keinen natürlichen Oberflächenabfluss aufweist, wird an dieser Stelle lateraler Abfluss ausgeschlossen und potentielle Neubildung als aktuelle angesehen.

Der direkte quantitative Vergleich zwischen den Methoden ist an dieser Stelle nur begrenzt möglich, da bei den Methoden der Neubildungsprozess unterschiedlich definiert wird: die Betrachtung am Wasserspiegel begrenzt den Neubildungsprozess auf die Zeit steigender Grundwasserspiegel, die Bodenfeuchte-Betrachtung geht von einem stetigen vertikalen Fluss aus. Die mittlere Neubildung der BAGLUVA-Berechnung definiert Neubildung als Residualgröße aus dem langjährigen mittleren Niederschlagsdargebot.

Die Werte der BAGLUVA-Berechnung entsprechen jeweils hydrologischen Jahren, während die Bodenfeuchte stetig berechnet wird.

Als Vergleichsgröße werden die modellierten Sickerwasserraten aus dem Buchenbestand Beerenbusch herangezogen. In Abbildung 53 sind die monatlich berechneten Perkolationen aus der Bodenfeuchte am Wald-Standort zusammen mit den modellierten Werten vom Buchenbestand Beerenbusch von 2003 bis 2011 aufgetragen.



Abbildung 53: Bodenwasserausfluss (Brook 90) und berechnete Neubildung aus Bodenfeuchten

Deutlich zu erkennen ist das ähnliche Verhalten während der Sommermonate. Die Modelldaten des reinen Buchenstandortes ergeben allerdings für die neubildungsintensiven Monate sehr viel höhere und vor allem abrupt ansteigende monatliche Sickerwasserraten. Auffällig sind hierbei vor allem extrem hohe Sickerungsraten in den Sommermonaten 2007 und 2011, die in der Bodenfeuchte-Berechnung unter dem Buchen-Kiefern-Mischbestand nur bedingt erkennbar sind. Zwischen Mai und August 2007 wurden an der Station Menz 474.9 mm Niederschlag gemessen, im Juli 2011 allein 266.6 mm. Diese besonders regenreichen Monate führen bei der Berechnung der GWNB aus den Bodenfeuchten lediglich zu einer geringen Erhöhung, weshalb anzunehmen ist, dass Starkniederschläge während der Sommermonate nur geringen Anteil an der jährlichen Neubildung haben. Dementsprechend führen konvektive Niederschläge der Sommermonate zu keiner nennenswerten Neubildung und verdunsten bzw. verbleiben im oberen Bodenspeicher. Die Abgrenzung des fünf-mm-Horizontes, der gleichzeitig als Fließgeschwindigkeit (5mm/Tag) des Sickerwassers angesehen wird (Kapitel 4.3), führt jedoch zu einer Unterschätzung der Neubildung in Zeiten erhöhter Perkolationsraten (schnellerer vertikaler Fluss). Umgekehrt überschätzt die Methode extrem langsamen Fluss bei fehlender Neubildung, wobei zumindest beim Waldstandort durch Unterschreitung der Feldkapazität in den Sommermonaten keine Neubildung berechnet wird.

JOCHHEIM et. al. (2007) beobachten in ihren Modelldaten für ein Starkniederschlagsereignis im Juli 2002 eine schnelle Versickerung bis in die tiefen Bodenschichten und (gegenüber den Messungen) die Simulation erhöhter Bodenfeuchten bis ins Frühjahr 2003. Dies führt zur Kalkulation erhöhter Sickerwasserausträge. Möglicherweise überschätzt also das Simulationsmodell den Einfluss von Extremniederschlägen in den Sommermonaten.

Um die Modelldaten mit der mittleren Neubildung von BAGLUVA und der saisonalen Neubildung vergleichen zu können, wurden die Monatswerte zu hydrologischen Jahren (November-Oktober) aggregiert.

Abbildung 54 zeigt die berechneten jährlichen Neubildungen von BAGLUVA und WTF jeweils mit den modellierten *soilwater-outflows* (Sickerungsraten) in fünf Metern Tiefe am Buchenbestand Beerenbusch. Hierbei muss beachtet werden, dass der Standort Beerenbusch besonders grundwasserfern (24 m u GOK) liegt und außerhalb des betrachteten Einzugsgebietes liegt. Zusätzlich handelt es sich um einen reinen Buchenbestand.



Abbildung 54: Berechnete Neubildungen im Vergleich zum modellierten soilwater-outflow am Buchenstandort Beerenbusch

Generell fallen die modellierten *soilwater-outflows* höher aus als die berechneten Neubildungen; so übersteigen einzelne Jahreswerte des Modells die berechneten Neubildungswerte um das Dreifache. Im (hydrologischen) Jahresmittel beträgt die Sickerwasserrate 145 mm/a bei einem Schwankungsbereich von minimal 27 bis maximal 360 mm/a.

Die Drei-Jahres-Mittel der berechneten Neubildung nach BAGLUVA decken sich tendenziell gut mit den Modelldaten, wobei durch die zeitliche Mittelung jährliche Schwankungen nur begrenzt abgebildet werden. Als Vergleichswert wurde fiktiver (im EZG nicht angenommener), reiner Laubwald in nördlicher Exposition und > 6% Gefälle eingefügt. Dieser weist eine mittlere Neubildung von 144.4 mm/a bei einem Schwankungsbereich von minimal 87 bis maximal 207 mm/a auf. Somit bildet die Berechnung mit BAGLUVA für den Landnutzungstyp Laubwald, von Extremwerten einzelner Jahre einmal abgesehen, durchaus die modellierten Sickerungsraten von Beerenbusch ab. Für Nadelwald und den zusammengesetzten Standorttyp Mischwald fallen die berechneten Neubildungen erwartungsgemäß niedriger aus. Nur bedingt aussagekräftig ist der Vergleich der WTF mit den Summen der hydrologischen Jahre der modellierten Daten, da die saisonale Neubildung zeitlich nicht nach hydrologischen Jahren abgrenzbar ist. In der Summe fallen die lokalen Berechnungen mittels WTF jedoch deutlich geringer aus.

Für die verwendeten Methoden stehen unterschiedlich lange Zeitreihen zur Verfügung, weshalb der direkte Vergleich eines abgegrenzten Zeitraums notwendig ist.

Ein Vergleich aller drei Methoden ist nur für den Zeitraum 2003/2004-2009/2010 möglich (Abbildung 55). Auch hier wird die berechnete GWNB aus den Bodenfeuchten zu hydrologischen Jahren (November-Oktober) aggregiert, um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten.



Abbildung 55: Vergleich der berechneten Neubildung aus Bodenfeuchte, WTF und BAGLUVA 2003/4-2009/10

Abgesehen vom Jahr 2006/2007 (Anhebung des Grundwasserpegels durch das Wehr) liegen die lokalen Berechnungen der GWNB aus der WTF-Methode unterhalb der Bodenfeuchte-Berechnung. Diese wiederum schwanken im Bereich der flächengewichteten, mittleren jährlichen Neubildung aus der BAGLUVA-Berechnung. Die zeitliche Mittelung erschwert hier den direkten Vergleich, da in dem kurzen Zeitraum die jährliche Variabilität nicht abgebildet wird.

Die flachen Pegel 92 und Pegel 32, der räumlich am nächsten zu den Messflächen des UBA liegt, ergeben innerhalb der WTF die höchste GWNB.

Im Rahmen der Aussagekraft einer so kurzen Zeitreihe nimmt die berechnete Neubildung entlang des Abbildungsbereiches der jeweiligen Methode in vertikaler Richtung von oben nach unten ab (vgl. Abbildung 1). Dies spiegelt sich auch in den berechneten Mittelwerten, mit Ausnahme der Freifläche, wider (siehe Mittelwerte Abbildung 55).

7. Schlussfolgerung

Vorangestellt sei hier bemerkt, dass die Berechnung der Neubildung als zeitlicher Mittelwert für ein Gebiet nur bedingt aussagekräftig ist, da die lokale und zeitliche Varianz der Neubildungsraten je nach Methode und Mittelungszeitraum ein Vielfaches des berechneten Mittelwertes betragen kann. Demgegenüber entspricht eine zeitlich hochauflösende Berechnung in ihrer Aussagekraft einer lokalen Messung, die in ihren zeitlichen und räumlichen Kontext zu stellen ist.

Des Weiteren ist bei der Verwendung einer Methode zu prüfen, inwiefern die Anwendbarkeit der Berechnungsweise durch geomorphologische und regionalklimatische Bedingungen limitiert ist, da die meisten Verfahren an einer einzigen gegebenenfalls abhängigen Variablen ansetzen. Jede Methode versucht den physikalischen Prozess des vertikalen Wassertransports an einem Übergangspunkt nachzuvollziehen. Bedingt durch die angesprochene Limitierung in der räumlichen und zeitlichen Auflösung ist der direkte Vergleich der verwendeten Methoden entlang des vertikalen Wasser-Transportes nur bedingt möglich.

Bei der Anwendung der *water-table-fluctuation*-Methode bewahrheitet sich, dass die berechnete Neubildung auf der langen Zeitskala an tieferen Pegeln geringere Neubildungen ergibt und der spezifische Speicherkoeffizient die maßgebliche Größe darstellt. Generell ist festzustellen, dass die Neubildung in dieser Anwendung unterschätzt wird, da durch die zeitliche Auflösung der Messung der absolute Höhenunterschied des Grundwasserspiegels im Jahresverlauf nicht exakt bestimmt werden kann. Die Abhängigkeit der berechneten Neubildungsmenge vom vertikalen Grundwasserflurabstand ist offensichtlich, da die Amplitude der Grundwasserganglinie mit der Tiefe abnimmt. Die WTF-Methode beschränkt die Grundwasserneubildung auf Zeiträume steigender Grundwasserstände, wohingegen die stetige Neubildung, die den Wasserkörper während der Rezessionsperiode erreicht, unbeachtet bleibt.

Die zeitliche Variation der Neubildung im Jahresverlauf wird im Vergleich der Landnutzungstypen Offenland und Waldfläche besonders deutlich. Während die Neubildung am Wald-Standort in der Vegetationsperiode gegen Null strebt, bleibt sie auf der Freifläche das ganze Jahr auf relativ gleichem Niveau. In trockeneren Jahren (Niederschlag<600 mm/a) generiert die Bodenfeuchteberechnung für die Freifläche eine höhere Neubildung als am Wald-Standort. Im langjährigen Mittel ergibt sich kein auffälliger Unterschied zwischen den beiden Landnutzungen.

Durch Anwendung der BAGLUVA-Methode können demgegenüber nur über einen langen Betrachtungszeitraum Aussagen über die zeitliche Variation getroffen werden. Durch die deutlichen Unterschiede der Grundwasserneubildungsraten der Waldformen wird hier jedoch die räumliche Variabilität der Neubildung ersichtlich. Berechnungen unter Nadelwald ergeben hier nur etwa halb so hohe Neubildungen wie unter Mischwald. RUST (2009) stellt für Waldbestände der Nordostdeutschen Tiefebene ähnliche Verhältnisse fest.

Die Ergebnisse der unterschiedlichen Methoden reichen von im Mittel 75 mm/a (Mittel aller Pegel WTF) über 94 mm/a (Gebietsmittel BAGLUVA) bis ~117 mm/a (Bodenfeuchte-Messung) und streuen, in den jeweiligen einzelnen Jahre der Betrachtungszeiträume, erheblich um diese Werte. Daher ist die zeitliche Variation der Neubildung an allen Betrachtungspunkten sehr hoch. Auf der langen Zeitskala ist dementsprechend auch kein Trend, also keine tendenzielle Zu- oder Abnahme, zu beobachten.

Im Vergleich zu den in Kapitel 2.4 angesprochenen Literaturwerten der mittleren jährlichen Neubildungsmengen, die Werte um 130 mm/a für das Gebiet angeben, liegen die hier berechneten Mengen deutlich tiefer. Dies ist zum Teil auf die Länge der jeweils betrachteten Zeitreihen zurückzuführen, für die jährliche Mittelwerte aufgestellt wurden. Neubildungsberechnungen der Bodenfeuchte und BAGLUVA liegen im Bereich der Wasserbilanz der Region Berlin-Brandenburg, die eine potentielle Neubildung (Niederschlag abzüglich tatsächlicher Verdunstung) von 109 mm/a angeben (vgl. Kapitel 2.4).

Generell stellt sich die Berechnung der Neubildung in einem Binnen-Einzugsgebiet, dessen Seen und Grundwasserstände anthropogener Steuerung unterliegen und das über keinen oberflächigen Abfluss verfügt, als problematisch heraus. Da der Abfluss aus dem Einzugsgebiet nicht lokal gebündelt in einen Vorfluter fließt, was eine Abschätzung des Basisabflusses über Ganglinien-Separation ermöglichen würde, ist es schwierig, eine ganzheitlich integrierende Aussage der Neubildungsmenge im Einzugsgebiet zu bestimmen.

Jede Methode definiert Neubildung unterschiedlich, setzt an unterschiedlichen Prozessen an und stellt lokale Annahmen über Prozessabläufe auf, die andernorts angepasst werden müssen. Eine quantitative Angabe der Grundwasserneubildung ist also immer vor dem Hintergrund der ihr zugrunde liegenden Methode zu betrachten.

8. Ausblick und Empfehlungen

Im Hinblick auf das Verständnis der grundwasserneubildungs-relevanten Prozesse im Einzugsgebiet des Großen Stechlinsees bleiben weiterhin viele Fragen offen.

Ohne den Anspruch auf die Ausschöpfung des wissenschaftlichen Methodenkataloges zur Berechnung der Grundwasserneubildung zu erheben, wird eine gekoppelte Anwendung von kompatiblen, also physikalisch kombinierbaren Methoden am Ende dieser Arbeit als vielversprechende Herangehensweise erachtet. Vor allem im Bereich der Übergangszonen von vadoser zur gesättigten Zone, also der Betrachtung der Bodenfeuchte und des Grundwasserspiegels, ist eine physikalisch determinierte Abschätzung der Neubildung erfolgversprechend. Die stetige Berechnung der Neubildung aus der Bodenfeuchte kann hier zwar nur als grobe Abschätzung anerkannt werden, jedoch ist hierbei die Prozessabbildung der neubildungssteuernden Größen (Vegetation, Klima etc.) am deutlichsten und in der höchsten Auflösung erkennbar. Unabhängig von der methodischen Unsicherheit im Vergleich der verwendeten Methoden ist die Betrachtung der Grundwasserneubildung in vertikaler Abfolge vielversprechend, da sie den Weg der Perkolation nachvollzieht.

Durch die Verwendung von Zeitreihen unterschiedlicher zeitlicher Auflösung lässt sich das Verhalten der Zielgröße Grundwasserneubildung am Grundwasserleiter bestmöglich beschreiben. Saisonale Neubildung kann durch die Monatsdaten langjährig beschrieben, die Ereignisskale sowie das Auslaufverhalten des Aquifers durch die hohe zeitliche Auflösung bestimmt werden. Mithilfe von *Diver*-Daten in Verbindung mit hochauflösender Niederschlagsaufzeichnung kann wiederum der Unsicherheitsfaktor und die Dynamik des spezifischen Speicherkoeffizienten eliminiert werden, was zur Verbesserung der Aussagekraft der Langzeit-Betrachtung beiträgt (vgl. Kapitel 4.2). Hierbei ist es wünschenswert, ergänzend zu den monatlichen Messungen weiterhin *Diver* im Einzugsgebiet zu verwenden. Vor allem in den Wintermonaten, in denen die Verdunstung gering und somit das Verhältnis des Niederschlages zur Grundwasserspiegeländerung klarer abzugrenzen ist, sollten *Diver*-Aufzeichnungen durchgeführt werden. Diese können dann zur Ermittlung der Speicherkoeffizienten herangezogen werden (vgl. Kapitel 4.2).

Die Ergebnisse der Chlorid-Massenbilanzierung sind aufgrund der angesprochenen unbekannten Einflüsse der Grundwasser- und Niederschlags-Muster im Hinblick auf die Chlorid-Konzentration im Binnen-Einzugsgebiet als fragwürdigstes Ergebnis anzusehen. Hierbei stellen die Exfiltration aus dem See (in dem Chlorid umgesetzt wird), die Perkolationszeit, sowie witterungsbedingte Schwankungen des Chlorid-Gehaltes eine direkte Vergleichbarkeit von Grundwasser und Niederschlag in Frage. Massenbilanzansätze sind – zumindest in hoher zeitlicher Auflösung – zur Berechnung der Neubildung sind demnach im Einzugsgebiet nicht anwendbar.

Die klimatische-landnutzungs-geomorphologische Abschätzung weist neben der beschriebenen methodischen Vereinfachung vor allem die Schwäche der geringen zeitlichen Auflösung auf. Zwar können durch die Anwendung der BAGLUVA-Methode die charakteristischen Unterschiede der Neubildung entlang der Einzugsgebiets-Oberfläche beschrieben werden, jedoch wird durch die zeitliche Mittelung die zeitliche Varianz nicht abgebildet. Eine hoch auflösende Modellierung wäre daher wünschenswert.

Die in unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung vorliegenden Daten erschweren einen quantitativen Vergleich der Ergebnisse. Daher ist eine hochauflösende Datensammlung auf engem Raum wünschenswert: so zum Beispiel die Verwendung von *Diver*-Sonden in Verbindung mit TDR-Bodefeuchten-Messungen in unterschiedlichen Tiefen, um einen Zusammenhang zwischen der Perkolation und der Reaktion des Grundwasserspiegels herzustellen. Mit simultaner hochauflösender Niederschlagsaufzeichnung lässt sich bei entsprechender Auflösung auch die Dynamik des Speicherkoeffizienten genauer bestimmen. In-Situ-Messungen könnten in einer Mehrspeichermodellierung aus Bodenfeuchten unterschiedlicher Tiefen und Validierung am Grundwasserkörper hochauflösende Ergebnisse liefern. Auch komplexe Modelle, wie beispielsweise die jüngst von ASSEFA & WOODBURY (2012) veröffentlichte Modellierung, welche die Richards-Gleichung (Hydrus 1 D), GIS und Pedotransferfunktionen (ROSETTA) koppelt, vermögen es sicherlich, räumliche und zeitliche Variationen abzubilden. Ungeachtet der Parameter-Unsicherheit können auch dreidimensionale Modellierungen Prozess-Zusammenhänge verknüpfen, die in den lokalen Berechnungen dieser Arbeit unbeachtet bleiben.

Vor allem in den Sommermonaten ist zur Ermittlung der Perkolation zum Grundwasserleiter die Verwendung von Lysimetern die genaueste Methode, da die Berechnung aus Bodenfeuchten auch den Zeitraum der Neubildung abbildet, in denen der Grundwasserspiegel fällt. Problematisch ist jedoch die Dimensionierung solcher Anlagen, da sie streng genommen die Homogenität des Einzugsgebietes, so vor allem Faktoren der Landnutzung, Grundwasserflurabstand und Bodeneigenschaften, abbilden müssten.

Bei der Verwendung von Grundwasserneubildung als Eingangsparameter oder Validierungsgröße für Einzugsgebiets-Modellierungen muss darauf geachtet werden, dass diese lokal hochgradig schwanken können. Zeitschritte sollten somit möglichst eng gesetzt werden.

Entsprechend der Heterogenität des betrachteten Naturraumes und den klimatischen Verhältnissen ist die jeweilige Variation der Neubildung in zeitlicher oder räumlicher Hinsicht größer. Homogene Einzugsgebiete können daher gut über lokale, zeitlich hochauflösende Berechnungen, heterogene Räume über räumlich hochauflösende lange Zeiträume beschrieben werden.

9. Verzeichnisse

9.1 Literaturverzeichnis

- AL CHARIDEH, A. (2011): Recharge rate estimation in the Mountain karst aquifer system of Figeh spring, Syria, Environmental Earth Science DOI 10.1007/s12665-011-1365-5
- ANDREU, J.M., ALCALA F.J., VALLEJOS, A. & A. PULIDO-BOSCH (2011): Recharge to mountainous carbonated aquifers in SE Spain: Different approaches and new challenges, Journal of Arid Environments
- ASSEFA, K. & A.D. WOODBURY, (2012): Transient, spatially-varied groundwater recharge modelling. Accepted Article, submitted to Water Resources Research (2012).
- ANDREO, B, VIAS, J., DURAN, J. J., JIMINEZ, P., LOPEZ-GETA, J. A. & F. CARRASCO (2008): Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain, Hydrogeology Journal 16: 911–925
- BOGENA, H., KUNKEL, R., MONTZKA, C. & F. WENDLAND: Uncertainties in the simulation of groundwater recharge at different scales. In: Advances in Geoscience Vol. 5, pp. 25-30
- BRÜNING, C. & A. GRAF (2000): Dokumentation Bodenhydrologische Meßstellen Neuglobsow/Stechlinsee (UN/ECE-Integrated Monitoring). Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei, Abteilung Ökohydrologie, Berlin.
- DE VRIES, J.J. & I. SIMMERS (2002): Groundwater recharge: an overview of process and challenges. In: Hydrogeology Journal 10: 5-7
- DELIN, G.N., HEALY, R.W., LORENZ, D.L. & J.R. NIMMO (2006): Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. In: Journal of Hydrology, 334, pp. 231-249
- DÖRHÖFER, G. & V. JOSOPAIT (1997): Grundwasserneubildung und ihre Ermittlung eine Anmerkung zum Beitrag von Hölting: Modellrechnung zur Grundwasserneubildung. In: Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie, 2/97
- EINSELE, G. (1975): Eichung von Grundwasser-Ganglinien zur Bestimmung der Grundwasserneubildung und des Grundwasserabflusses. - Z. dt. Geol. Ges., 126: 293-315.
- FEDERER, C.A., VÖRÖSMARTY, C. & B. FEKETE (2003): Sensitivity of Annual Evaporation to Soil and Root Properties in Two Models of Contrasting Complexity. In: Journal of Hydrometeorology, Vol. 4, pp. 1276-1289

FEIERABEND, M. & R. KOSCHEL (2011): Faszination Stechlin. Bebra Verlag, Berlin.

- GINZEL, G.& H. HANDKE (1995): Hydrogeologische Studie zur Abgrenzung des Unterirdischen Einzugsgebietes des Stechlin- und Nehmitzsees (unveröffentlicht), IGB, Berlin
- GINZEL, G. & U. KABOTH (1999): Hydrogeologisches Gutachten NSG Stechlin. Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei im Forschungsverbund Berlin e.V..

- GROB, J. (2010): Grundlegende Statistik mit R. Eine anwendungsorientierte Einführung in die Verwendung der Statistik Software R. 1. Auflage, Vieweg + Teubner Verlag, Wiesbaden
- GROSSMAN, J.(2006): Anwendung und Optimierung des TUB-BGR-Verfahrens zur Berechnung der Grundwasserneubildung. Kurzberichte HW 50.2006,H.4
- GRÜNEWALD, U.(2010): Wasserbilanzen der Region Berlin Brandenburg. Diskussionspapier 7. Materialien der Interdisziplinären Arbeitsgruppen: IAG Globaler Wandel - Regionale Entwicklung. Berlin-brandenburgische Akademie der Wissenschaften.
- GLUGLA, G., JANKIEWICZ, P., RACHIMOW C., LOJEK, K., RICHTER, H., FÜRTIG, G. & P. KRAHE (2003): BFG BUNDESANSTALT FÜR GEWÄSSERKUNDE BAGLUVA Wasserhaushaltsverfahren zur Berechnung vieljähriger Mittelwerte der tatsächlichen Verdunstung und des Gesamtabflusses BfG-1342
- HANNAPPEL, S., ZEILFELDER, S., LEMKE, G. & B. SCHWERDTFEGER (2011): Ermittlung der Verweilzeiten des Sickerwassers in der Grundwasserüberdeckung nach der DIN 19732 für Mecklenburg-Vorpommern. In: Forum für Hydrologie & Wasserbewirtschaftungen, Heft 30/11
- HARTMANN, O. (1996): Der Einfluß des Grundwassers auf das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht des Stechlinsees. (Unveröffentlichte Diplomarbeit), IGB, Berlin.
- HEALY, R.W. (2010): Estimating Groundwater Recharge. Cambridge University Press.
- HEALY, R.W. & P.G. COOK (2002): Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal 10:91-109
- HEITMANN, M.L. & H. SCHUBERT (O.J.): Lake Stechlin A Hydrometeorological Research Area. Meteorological Service of the German Democratic Republic. Research Institute for Hydrometeorology, Berlin.
- HEITMANN, M.L., RICHTER, D. & D. SCHUMANN (1969): Der Wärme- und Wasserhaushalt des Stechlin- und Nehmitzsees. Abh. Meteorologischer Dienst der DDR, Nr.96, Bd. XII
- HEPPNER, C.S. & J.R. NIMMO (2005): A Computer Program for Predicting Recharge with a Master Recession Curve. Scientific Investigations Report 2005-5172. U.S. Departement of Interior/ U.S. Geological Survey
- HEPPNER, C.S., NIMMO J.R., FOLMAR, G.J., GBUREK, W.J. & D.W. RISSER (2007): Multiplemethods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. In: Hydrogeology Journal vol. 15, pp.915-927
- HÖLTING, B. & W.G. COLDEWEY (2009): Hydrogeologie Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, 7. Auflage, Spektrum.
- HOLZBECHER, E., NÜTZMANN, G. & G.GINZEL (1999): Water and component mass balances in the catchment of Lake Stechlin. In: Integrated Methods in Catchment Hydrology – Tracer, Remote Sensing and new Hydrometric Techniques. IAHS Publ. no.258

- HOLZBECHER, E. & G. NÜTZMANN (2000): Influence of the subsurface watershed on eutrophication – Lake Stechlin case study. In: Ecological Engineering 31-38.
- KAPPAS, M. (2009): Klimatologie. Klimaforschung im 21. Jahrhundert Herausforderungen für Natur- und Sozialwissenschaften, Spektrum-Verlag, Heidelberg
- KLÄMT, A. (1988): Konzipierung eines Nutzer-orientierten Modells zur Berechnung aktueller Monatssummen der Gebietsverdunstung unter Berücksichtigung der Art der Landnutzung. Acta hydrophysica 32, Berlin
- KÜLLS, C. (2003): Groundwater Recharge of the Guarani Aquifer in the Pilot Area of Ribeirao Preto. Final Report with isotope and water balance model.
- JOCHHEIM, H., EINERT, P., ENDE, H.-P., KALLWEIT, R., LÜTTSCHAGER, D. & U. SCHINDLER (2007): Wasser-und Stoffhaushalt eines Buchen-Altbestandes im Nordostdeutschen Tiefland – Ergebnisse einer 4 j\u00e4hrigen Messperiode. In: Archiv f\u00fcr Forstwesen und Landschafts\u00f6kologie 41 (2007) 1.
- JOHANSSON, P. -O. (1987): Estimation of Groundwater Recharge in sandy till with two different methods using Groundwater Level Fluctuation. In: Journal of Hydrology, vol. 90, pp.183-198
- JOST CASPER, S. (1985): Lake Stechlin A temperate oligotrophic lake. Monographiae Biologicae Vol. 58, Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht.
- NSW GOVERNMENT, OFFICE OF WATER (2011): General Purpose Water Accounting Reports Groundwater methodologies, Sydney
- MEYER, T. & M. TESMER (2000): Ermittlung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildungsrate in Südost-Holstein nach verschiedenen Verfahren und unter Verwendung eines Geoinformationssystems. Inauguraldissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin
- MEßER, J., OHLENBUSCH, R. & M. GETTA (2011): Entwicklung eines instationären Prognosewerkzeuges zur Berechnung der Klimawandel-bedingten Veränderung der Grundwasserneubildung. Emschergenossenschaft.
- NEUMANN, N. & P. CASPER (2009): Fünfzig Jahre Gewässerforschung am Stechlinsee. Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei im Forschungsverbund Berlin e.V.
- NITSCH, B., KEMMESIES, O. & P-W. GRAEBER (O.J.): Groundwater recharge balancing under the conditions of climatic changes. Institute of Waste Management and Contaminated Sites, Technische Universität Dresden.
- NÜTZMANN, G., HOLZBECHER, E., PEKDEGER, A. (2003): Evaluation of water balance of Lake Stechlin with the help of chloride data. Arch. Hydrobiol. Spec. Issues Advanc. Limnol. 58, 11-23.

- OTTO, R. (1997): Zur Abschätzung der Grundwasserneubildungsrate für wasserwirtschaftliche Planungsräume. Erläutert am Beispiel des Raumes Südost-Holstein (östlich von Hamburg). Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig Holstein.
- POSAVEC, K., BAČANI, A. & Z. NAKIĆ (2006): A Visual Basic Spreadsheet Macro for Recession Curve Analysis. In: Groundwater, Vol.44, No.5, pp. 764-767
- POSAVEC, K., PARLOV, J. & Z. NAKIĆ (2010): Fully Automated Objective-Based Method for Master Recession Curve Separation. In: Groundwater, Vol.48, No. 4, pp. 598-603
- PESCHKE, G. (1997): Der komplexe Prozeß der Grundwasserneubildung und Methoden zu ihrer Bestimmung. In: Leibundgut, C. & S. Demuth (1997): Grundwasserneubildung. Beiträge eines Workshops projektbegleitend zum "Hydrologischen Atlas von Deutschland". Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 5.
- RACHNER, M.(1999) in GLUGLA et al. (2003): Mittlere Monatswerte der Schneeverdunstung. Persönliche Mitteilungen, Deutscher Wetterdienst, Außenstelle Berlin
- RICHTER, D. (1997): Das Langzeitverhalten von Niederschlag und Verdunstung und dessen Auswirkungen auf den Wasserhaushalt des Stechlinseegebietes. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 201, 126 S. Offenbach/Main
- RICHTER², D. (1997) in: GUGLA et al. (2003): Niederschlagskorrektur in Bodenniveau. Persönliche Mitteilungen Deutscher Wetterdienst, Außenstelle Berlin.
- RITORTO, M. (2007): Impacts of diffuse recharge on transmissivity and Water Budget calculations in the unconfined Karst Aquifer of the Santa Fe River Basin, University of Florida
- RUST, S. (2009): Auszug aus der Expertise "Waldstruktur und Wasserhaushalt", Universität Göttingen.
- SAMEK, R. (2000): Hydrogeochemische Untersuchungen zur Genese des Grundwassers im Einzugsgebiet des Stechlinsees. (Unveröffentlichte Diplomarbeit), IGB, Berlin.
- SCANLON, B.R., HEALY, R. W. & P. G. Cook (2002): Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. - Hydrogeol. J., 10: 18-39.
- SCHULTE-BISPING, H., BEESE, F., PRIESACK, E. H. DIEFFENBACH-FRIES (2005): Dynamik des Wasserhaushalts eines Buchen-Kiefern-Altbestandes in Nord-Ostdeutschland (Brandenburg). In Allgemeine Forst- und Jagdzeitung. 176. Jhrg., J.D. Sauerländer's Verlag, Frankfurt am Main
- TALLAKSEN, L.M. (1995): A Review of baseflow recession analysis. In: Journal of Hydrology 165, pp.349-370
- TING, C.-S., KERH, T. & C-J. LIAO (1998): Estimation of groundwater recharge using the chloride mass-balance method, Pingtung Plain, Taiwan. In: Hydrogeology Journal 6:282-292
- WENDLING, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO-Penman-Monteith-Beziehung. Wasserwirtschaft, Vol. 85, pp. 602-604

- WESSOLEK, G. & M. FACKLAM (1997): Standorteigenschaften und Wasserhaushalt von versiegelten Flächen. Institut für Ökologie, FG Bodenkunde, Technische Universität Berlin. In: Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, V.160: 41-46
- ZIMMERMANN, L., RASPE, S., SCHULZ, C. & W. GRIMMEISEN (2008): Wasserverbrauch von Wäldern. Bäume und Bestände verdunsten unterschiedlich stark. In: LWF aktuell 66/2008, Bayerisches Landesamt für Wald und Forstwirtschaft.

9.2 Onlinedatenbanken, Internetpräsenzen und Herstellerangaben

- BFG (2003): Bundesanstalt für Gewässerkunde: Fachanwendung "Hydrologischer Atlas von Deutschland (HAD)" online unter: http://geoportal.bafg.de/mapClient/initParams.do;jsessionid=B77AB7731AD6EC57A373 640256C383DC (abgerufen am 04.03.2013)
- UMS (2001): Datenblatt zu den TDR-Sonden trime-EZ/-IT zur Messung von Wassergehalt. UMS GmbH, München
- USGS (o.J.): Onlinedatenbank der Landsat-Aufnahmen des USGS. Online unter: http://landsat.usgs.gov/Landsat_Search_and_Download.php (abgerufen am 07.03.2013)
- USGS (2013): Groundwater resources Program. Online unter: http://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/wtf/surficial_mn.html (abgerufen am 15.04.2013)
- LGB (2013): Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg. Onlinedatenbank "Brandenburg-viewer": Online unter: http://www.geobasis-bb.de/bb-viewer.htm (abgerufen am 08.03.2013)
- PLOT DIGITIZER (2001): http://plotdigitizer.sourceforge.net/ (abgerufen am 05.05.2013)

9.3 DIN-Normen

DIN 4049-3: 1994-10 Begriffe zur quantitativen Hydrologie

DIN 19732: 1997 Bestimmung des standörtlichen Verlagerungspotentials von nichtsorbierbaren Stoffen - Normenausschuss Wasserwesen im Deutschen Institut für Normung, Juni 1997, Beuth Verlag, Berlin.

9.4 Mündliche Mitteilungen

TOM SHATWELL (März 2013): Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei. DWD-Daten vom PIK wurden von ihm im Rahmen des INKA-BB-Projektes zu früherem Zeitpunkt verwendet.

9.4 Abkürzungsverzeichnis

BAGLUVA	BAgrov-GLUgla-Verdunstung-Abfluss
CMB	Chlorid-MassenBilanzierung
EZG	Einzugsgebiet
GOK	Geländeoberkante
GWMS	Grundwassermessstelle
GWNB	Grundwasserneubildung
HAD	Hydrologischer Atlas Deutschlands
IGB	Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei Berlin
WTF	Water table fluctuation (method)
LUAG	Landesumweltamt Brandenburg
MRC	Master Recession Curve
UBA	Umwelt Bundes Amt
UP, MP, OP	Unterpegel, Mittelpegel, Oberpegel
PIK	Potsdam Institut für Klimafolgenforschung
POK	Pegeloberkante
DWD	Deutscher Wetterdienst
ZALF	Leibniz Zentrum für Agrar- und Landschaftsforschung

Einheiten:

ET _a : aktuelle Verdunstung	[mm]
ET _p : potentielle Verdunstung	[mm]
ET _{max} : maximal mögliche Verdunstung	[mm]
FK: Feldkapazität	[%, mm/dm]
K _f -Wert: Durchlässigkeitsbeiwert	[cm]
P: Niederschlag	[mm]
nFK: nutzbare Feldkapazität	[%, mm/dm]
PF4.2 (PWP): Permanenter Welkepunkt	[%]
R: Abfluss, resp. Neubildung	[mm]
R _G : Globalstrahlung (Verdunstungsäquivalent)	[mm]
S ₀ : astronomisch mögliche Sonnenscheindauer	[h]
t _{s:} Verweilzeit	[a]
θ: Volumetrische Bodenfeuchte	[%]

10. Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Ort, Datum

Unterschrift

(Matthias Solzbacher)

11. Danksagung

Besonders gedankt sei an dieser Stelle

Prof. Dr. Gunnar Nützmann, der mit seiner Hilfestellung und seinem Enthusiasmus diese Arbeit erst ermöglicht hat, sowie Prof. Dr. Markus Weiler, der jederzeit für Anregungen sowie Erklärungen zur Verfügung stand und einen Großteil meiner hydrologischen Ausbildung geprägt hat,

Professor Kristijan Posavec von der Universität Zagreb für die Bereitstellung seines MRC-Makros, Dr. John Nimmo für die großzügige Bereitstellung seines Programmcodes zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus MRC's, Dr. Hubert Jochheim vom ZALF für seine freundliche Unterstützung und Bereitstellung von Daten, Dr. Hubert Schulte-Bisping (Uni Göttingen) und Dr. Helga Dieffenbach-Fries (UBA) für die zur Verfügungstellung ihrer Daten,

allen Mitarbeitern der Abteilung Ökohydrologie des Leibniz-Instituts für Gewässerökologie und Binnenfischerei für ihre rege Unterstützung und freundliche Aufnahme in ihr Team, Frau Mohr von der Forschungsstelle in Neuglobsow für ihre freundliche Unterstützung und die Führung im Einzugsgebiet, Tom Shatwell für seine Unterstützung bei der Datenauswahl und Klärung der Korrektur, Sebastian Rudnik für seine Hilfestellungen in allen Fragen zu dem Programm "R",

Nadja Schreiber für die Bereitstellung eines warmen Nests, Korrektur dieser Arbeit und liebreizender Anwesenheit,

last but not least meiner Familie, die mir meine Ausbildung ermöglicht und mir in jeder Lebenslage den Rücken gestärkt hat.

Anhang

Anhang I Graphische Darstellung der Rohdaten

DWD (PIK) Rohdaten Monatliche Werte

Anhang II Bearbeitung Tagesdaten Grundwasserstand

- a. Eingabe-Parameter MATLAB-Programm-Code
- b. Beispiel Ausgabe-Grafiken MATLAB-Code für Pegel 14
- c. Neubildungsberechnung MRC: Test mit unterschiedlichen Parametern
- **d.** Angaben zu den verwendeten *Divern*
- e. Mit Excel-Makro (POSAVEC 2006) erstellte Master-Recession-Curve (MRC) für den Pegel 92

Anhang III Datenblatt

Anhang I Graphische Darstellung der Rohdaten

DWD (PIK) Rohdaten Monatliche Werte



Abbildung 1: Verwendete Daten des DWD

Anhang II Bearbeitung Tagesdaten Grundwasserstand

a.) Eingabe-Parameter MATLAB-Programm-Code

Tabelle 1: Eingabe-Parameter MATLAB-Code

Eingabe-Parameter	Programname	angewendet	Kommentar/Anmerkung
Zeiteinheit [T]	t_unit_input	Tag	
Gewünschte Zeiteinheit Ausgabe [T]	t_unit_desired	Тад	
Größenangabe [L]	l_unit_input	m	
Gewünschte Größenangabe Ausgabe [L]	l_unit_desired	m	
Typ des Zeitschrittes [T]	t_step_type	konstant	In den Zeitschritten kann zwi- schen konstanten und variablen Zeitschritten gewählt werden
Zeitschritte [T] der Grund- wasserstandsdaten	t_step_observed	konstant	
Gewünschter Zeitschritt	t_step_desired	konstant	Dieser Parameter kann verwendet werden um, in zu hoher Zeitfre- quenz (Sekunden) Rauschen zu minimieren
MRC-Typ	MRC_type	Average bins	
a,b,c,d,e,f	a,b,c,d,e,f	(-)	Funktionsvariablen bei der Ver- wendung linearer oder exponen- tieller Funktionen für die MRC
Minimale Abnahmerate [L/T]	min_rate	-0.0001m/T	Minimale Abnahmerate/Tag. Definiert die Beobachtungsbreite der Rezessionsanalyse
Maximale Abnahmerate [L/T]	max_rate	-0.05m/Tag	Maximal Abnahmerate/Tag
Menge der Höhenabschnit- te in der bei der Average- bin-MRC unterteilt wird	num_bins	P11 (10) P14 (10) P32 (9) P92 (9)	Auswahl nach Ausgabe-Datei s.u.
Mittelwert oder Median bei Average-bin-MRC	mean_or_med	Mittelwert	Bei der Berechnung wird der Mittelwert verwendet. Die Ver- wendung des Medians resultiert in einem leicht geringeren Ergeb- nis
Spezifischer Speicherkoeffi- zient[-]	Ys	0.2	Analog zur graphischen Berech- nung
Negative Neubildung	neg_recharge	Nein	Berechnete "negative Neubil- dung" wird von derkumulierten Summe abgezogen





Abbildung 2: Ausgabe-Grafiken MATLAB-Code für Pegel 14
Pegel	mean	bins	Sy	NB
11		18	0.2	0.0667
	median	bins	Sy	NB
11		18	0.2	0.0616
Pegel	mean	bins	Sy	NB (m)
11		6	0.2	0.0649
	median	bins	Sy	NB
11		6	0.2	0.0583
Pegel	mean	bins	Sy	NB
11		18	0.15	0.0497
	median	bins	Sy	NB
11		18	0.15	0.0462
Pegel	mean	bins	Sy	NB
11		6	0.15	0.048
	median	bins	Sy	NB
11		6	0.15	0.0438
Pegel	mean	bins	Sy	NB
11		18	0.25	0.0828
	median	bins	Sy	NB
11		18	0.25	0.0733
Pegel	mean	bins	Sy	NB
11		6	0.25	0.08
	median	bins	Sy	NB
11		6	0.25	0.0729

Tabelle 2: Berechnung der Neubildung anhand unterschiedlicher Parameter für Pegel 11

d.) Angaben zu den verwendeten Divern

Pegel Nr.	11	14	32	92	<i>Barodiver</i> (bei Pegel 11)
Ausbautiefe	32.08	20.09	14.6	9.79	In 2.03 m = Kappenhöhe P 11
Ansatzhöhe Ausbau m NN (GOK)	70.4	68.8	65.45	63	
Tiefe <i>Diver</i> u. Klappe [m]	14	17	12	9	
Abstich (t=0)	11.65	9.7	6.43	4.7	
Wassersäule bei (t=0)	2.35	7.3	5.57	4.3	
Abstich(t=1) (7.05.2013)	11.65	9.69	6.44	4.69	
Abstich (t=2) (13.06.2013)	11.67	9.72	6.49	4.72	
Hochwert	5891792	5889972	5890494	5893106	
Rechtswert	367428	366451	369200	368845	
GPS Höhe NN (manuel)	63 m	72 m	67 m	67 m	
Diver-Nummer	H1790	J9986	K7557	K7639	K7058
Anfangsdatum	25/03/2013 20.00	25/03/2013 20.00	25/03/2013 20.00	25/03/2013 20.00	25/03/2013 20.00
Taktung	1h	1h	1h	1h	15min
Laufzeit bis	20.12.2015	20.12.2015	20.12.2015	20.12.2015	30.11.2013

e.) Mit Excel-Makro (POSAVEC 2006) erstellte *Master-Recession-Curve* (MRC) für den Pegel 92



Abbildung 3: Beispiel MRC nach POSAVEC et al. (2006)