

Frank Herrmann, Shaoning Chen, Lena Heidt, Jörg Elbracht, Nicole Engel, Ralf Kunkel, Udo Müller, Herbert Röhm, Harry Vereecken und Frank Wendland

Zeitlich und räumlich hochaufgelöste flächendifferenzierte Simulation des Landschaftswasserhaushalts in Niedersachsen mit dem Model mGROWA

Highly resolved distributed water-balance modelling in Lower Saxony using mGROWA

In diesem Artikel wird das konzeptionelle flächendifferenzierte Wasserhaushaltsmodell mGROWA beschrieben, welches am Forschungszentrum Jülich in Kooperation mit dem Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie in Hannover im Auftrag des Niedersächsischen Ministeriums für Umwelt, Energie und Klimaschutz entwickelt wurde. Die Simulation des Wasserhaushalts mit dem mGROWA-Modell ist in zwei wesentliche Schritte gegliedert. Als Erstes erfolgt die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration in Tagesschritten unter Berücksichtigung des für diesen Prozess zur Verfügung stehenden Wassers. Für Flächen mit Vegetation wird dazu ein Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell verwendet. Auf Basis der Wasserhaushaltsgleichung wird danach zeitlich (einzelne Tage) und räumlich (100 m Raster) hochaufgelöst die Verteilung des Gesamtabflusses und der Sickerwasserrate ermittelt. Im zweiten Schritt wird der gebildete Gesamtabfluss in die Grundwasserneubildung und die Direktabflusskomponenten separiert, wobei der anthropogen induzierte Abfluss über künstliche Entwässerungssysteme aufgrund seiner Relevanz für den Landschaftswasserhaushalt gesondert ausgewiesen wird. Für das Bundesland Niedersachsen werden exemplarisch die Simulationsergebnisse für die hydrologische Periode von 1971–2000 präsentiert und anhand beobachteter Abflussganglinien evaluiert. Abschließend wird ausgeführt, wie das mGROWA-Modell in Niedersachsen zukünftig für die Entscheidungsunterstützung bei der wasserwirtschaftlichen Planung eingesetzt werden soll, z.B. im Hinblick auf die Analyse von Auswirkungen des Klimawandels auf den zukünftigen Wasserhaushalt.

Schlagwörter: Grundwasserneubildung, mGROWA, Modellevaluierung, Niedersachsen, Wasserhaushalt

This paper introduces the conceptual area-differentiated water balance model mGROWA that was developed at the Forschungszentrum Jülich on behalf of the Ministry for the Environment, Energy and Climate Protection of Lower Saxony in cooperation with the State Agency for Mining, Energy and Geology. The model mGROWA simulates the water balance over the entire Federal State of Lower Saxony in two successive steps. In a first step soil moisture and the related actual evapotranspiration are simulated using a multilayer soil water balance model with a temporal resolution of one day and a spatial resolution of 100 x 100 m. In a second step the water surplus not stored in the soil layers, i.e. the total runoff, is separated into the runoff components "groundwater recharge" and "direct runoff". Because of its relevance for the regional water balance as well as the availability and quality of water, the anthropogenically induced direct runoff from artificial drainage systems is shown separately. This paper summarises mGROWA model outputs for the entire Federal State of Lower Saxony in the hydrologic period 1971–2000 and demonstrates the accuracy of the mGROWA model performance with data from gauged catchments. Finally, future potential applications of mGROWA in supporting decision making in water-resources management issues in Lower Saxony are presented, e.g. with regard to analysing the impacts of climate change on the future water availability.

Keywords: Groundwater recharge, Lower Saxony, mGROWA, model evaluation technique, water balance

1 Hintergrund und Zielsetzung

Im Bundesland Niedersachsen wird das Wasserhaushaltsmodell GROWA (KUNKEL et al. 2006, KUNKEL & WENDLAND 2002, WENDLAND et al. 2003) seit nunmehr 10 Jahren für wasserwirtschaftlich und wasserrechtlich relevante Planungsarbeiten (z.B. zur Ermittlung des nutzbaren Grundwasserangebotes) routinemäßig verwendet. Außerdem wird das Modell zur Berechnung flächendifferenzierter Sickerwasserraten als Randbedingung für die Simulation von Nährstoffeinträgen in Grund- und Oberflächengewässer eingesetzt (z.B. KUNKEL et al. 2008, 2010; TETZLAFF et al. 2009, 2010; WENDLAND et al. 2010).

Ogleich das GROWA-Modell in weiteren Studien erfolgreich eingesetzt wurde, z.B. gekoppelt mit einem Grundwassermodell (HERRMANN et al. 2009), können damit Fragestellungen, die eine innerjährliche Betrachtung des Abflussgeschehens erforderlich machen, nur eingeschränkt durchgeführt werden. Beispiel hierfür ist die Bewertung des Einflusses des Klimawandels auf die in einem Bundesland verfügbaren Wasserressourcen. Schon seit

Langem ist bekannt, dass es in diesem Zusammenhang nicht ausreicht, nur die Veränderungen in der langjährigen Niederschlags- und Abflussverteilung abzubilden. Stattdessen müssen auch Veränderungen im innerjährlichen Abflussgeschehen abbildbar sein (GLEICK et al. 1987, LEAVESLEY 1994, MIDDLEKOOP et al. 2001).

Vor diesem Hintergrund beauftragte das Bundesland Niedersachsen die Weiterentwicklung des GROWA-Modells. Ziel war es, das Modell mGROWA zu entwickeln (m steht für die wasserwirtschaftlich relevante Abbildung der Grundwasserneubildungsrate einzelner Monate), das es ermöglicht:

- den Gesamtabfluss und die relevanten Abflusskomponenten Direkt- und Drainageabfluss sowie die Grundwasserneubildung in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung auf Landesebene für lange Zeiträume (hydrologische Perioden) abzubilden,
- eine Bilanzierung der im Jahresverlauf in verschiedenen Kompartimenten verfügbaren Wassermengen, wie z.B. der Sickerwassermenge in der durchwurzelten Bodenzone, vorzunehmen,

- für die Belange der Grundwasserbewirtschaftungsplanung, und damit in Niedersachsen auch für die Belange der Bewässerungsplanung, eine hinreichend genaue Bilanzierung der nachhaltig nutzbaren Wassermengen im oberflächennahen Aquifer vorzunehmen,
- angetrieben durch ein Klimamodell den Einfluss von Klimaänderungen auf die für die Wasserwirtschaft relevanten Grundwasserressourcen zu projizieren.

Viele hydrologische Modelle fokussieren auf die realistische Simulation des Abflusses im Gewässernetz, z.B. PROMET (MAUSER & BACH 2009, LUDWIG et al. 2003) oder HBV-96 (LINDSTRÖM et al. 1997). Auf Ebene der Bundesländer wurden in Deutschland z.B. die Wasserhaushaltsmodelle LARSIM (LUDWIG & BREMICKER 2006) und ArcEGMO (PFÜTZNER et al. 2008) eingesetzt, die auch die räumlich aufgelöste Bilanzierung von Abflusskomponenten erlauben. Im Modell LARSIM liegt der Fokus neben der Abflusssimulation in den Gewässern jedoch auch auf der Modellierung von unteren Randbedingungen für Atmosphärenmodelle. Das Modell ArcEGMO zeichnet sich durch ein breites Anwendungsspektrum für hydrologische Fragestellungen aus, arbeitet jedoch auf der räumlich aggregierten Hydrotopebene.

Ein Hauptziel der Simulation mit mGROWA ist hingegen die rasterbasierte räumlich hochaufgelöste Ermittlung des gebildeten Gesamtabflusses und dessen Zerlegung in Komponenten, mit besonderem Fokus auf der Grundwasserneubildung und dem Abfluss aus künstlich angelegten Drainagen. Ein weiterer wichtiger Fokus liegt auf der Beschreibung der Bodenfeuchte- und Sickerwasserdynamik in der durchwurzelten Bodenzone. Diese Prozesse müssen zeitlich exakt abgebildet werden, um aufbauend auf den mGROWA-Ergebnissen in großen Untersuchungsgebieten z.B. den Wasserbedarf für die Feldberegnung zu ermitteln. Im Hinblick auf eine mögliche Verwendung von Klima-projektionsdaten und verschiedener Landnutzungs-szenarien als Modellinput muss eine große Anzahl Simulationen durchgeführt werden können. Die für mGROWA gewählte Prozessbeschreibung ist durch die genannten Anforderungen begründet. Gegenüber komplexeren physikalisch basierten Modellen wie z.B. CLM (DAI et al. 2003) und ParFlow (ASHBY & FALGOUT 1996, KOLLET et al. 2010) wird für mGROWA-Simulationen deutlich weniger Rechenkapazität benötigt. Auch eine Durchführung von Wasserhaushaltssimulationen mit mGROWA auf Desktop-PCs ist möglich.

Dieser Artikel beschreibt in erster Linie die Details des

neu entwickelten mGROWA-Modells. In Abschnitt 2 werden die Grundzüge des Modells und die wesentlichen Gleichungen zur Simulation des Wasserhaushalts erläutert. Abschnitt 3 behandelt die Datengrundlagen, die für eine Anwendung des Modells auf Bundeslandebene notwendig sind. In Abschnitt 4 sind exemplarisch die Simulationsergebnisse für das Bundesland Niedersachsen (Abb. 1) für die hydrologische Periode 1971–2000 dargestellt. Es folgen in Abschnitt 5 einige Aspekte zur Evaluierung der Simulationsergebnisse und im Abschnitt 6 die Diskussion. Der Artikel schließt in Abschnitt 7 mit einer Zusammenfassung und dem Ausblick auf die derzeit durchgeführten Simulationen und weitere mögliche Anwendungsfelder.

2 Das Wasserhaushaltsmodell mGROWA

Grundlegende Aspekte

Das Wasserhaushaltsmodell mGROWA wurde für einen Einsatz in großen Modellgebieten (Flusseinzugsgebiete, Bundesländer etc.) konzipiert. Im Sinne von BECKER & SERBAN (1990) ist es ein deterministisches konzeptionelles rasterbasiertes flächendifferenziertes hydrologisches Bilanzmodell. Basis des Modells ist die Wasserhaushaltsgleichung mit ihren Klima-, Abfluss- und Speichergößen. Mit mGROWA können die vertikalen Prozesse des Wasserhaushalts bilanziert werden, die Einzelzellen sind nicht verknüpft, sodass laterale Flüsse keine Berücksichtigung finden.

Die räumliche und zeitliche Verteilung der Klimagrößen Niederschlag und Gras-Referenzverdunstung muss im Rahmen der Datenaufbereitung als Modellinput für die Simulation des Wasserhaushalts vorbereitet werden. Sie kann aus regional verfügbaren Datengrundlagen (Stationswerte, Wetterradar) oder aus den Ergebnissen von Klimasimulationen abgeleitet werden.

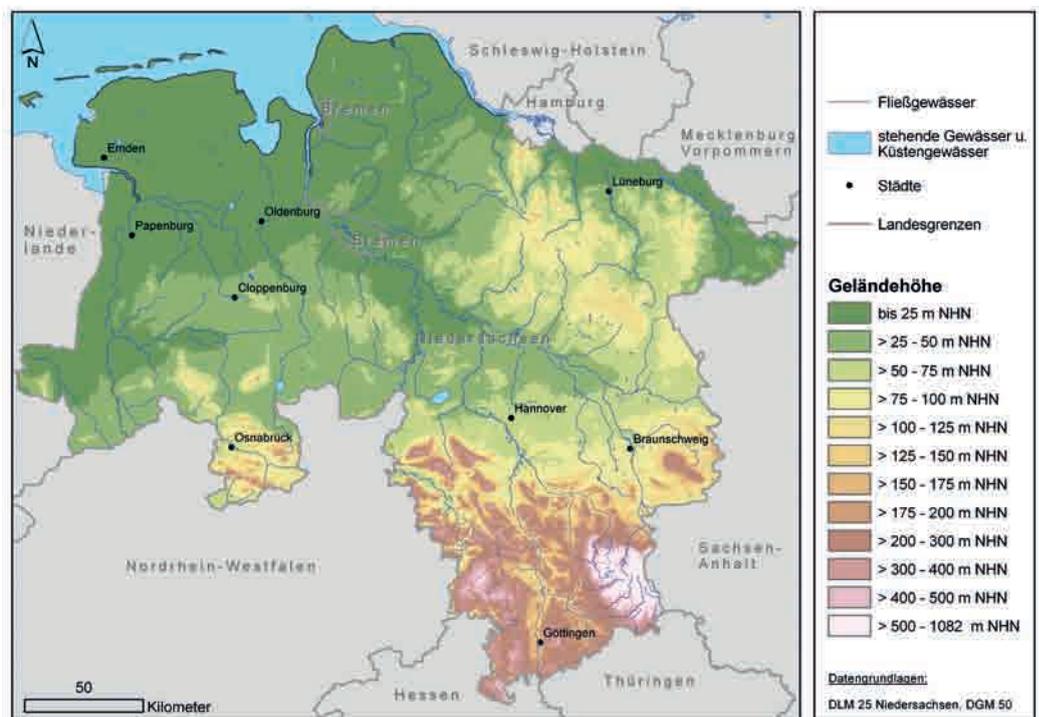


Abbildung 1
Topographische Übersichtskarte von Niedersachsen
Topographic map of Lower Saxony

Mit mGROWA werden in einem ersten Schritt die tatsächliche Evapotranspiration und der sich insgesamt in einem Modellgebiet bildende Abfluss simuliert. Die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration erfolgt in Tagesschritten unter Berücksichtigung des für diesen Prozess zur Verfügung stehenden (gespeicherten) Wassers. Dem flächendifferenzierten Ansatz des mGROWA-Modells folgend werden hierzu verschiedene landnutzungsspezifische Berechnungsmethoden verwendet. Die Simulation des Bodenwasserhaushalts auf Flächen mit Vegetation erfolgt auf Basis des von ENGEL et al. (2012) entwickelten Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodells BOWAB. Die BOWAB-Methodik ist ins Niedersächsische Bodeninformationssystem NIBIS® integriert und wird dort für die Simulation der täglichen Sickerwasserrate und des täglichen Bewässerungsbedarfs auf einzelnen Ackerflächen eingesetzt. Für versiegelte Flächen und freie Wasseroberflächen wurden in das mGROWA-Modell jeweils für die Abbildung der speziellen Speichercharakteristik dieser Flächen konzipierte Speicherfunktionen implementiert.

In einem zweiten Schritt wird der Gesamtabfluss in die für die wasserwirtschaftliche Praxis relevanten Komponenten untergliedert. Hierzu zählen die Direktabflusskomponenten Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Abfluss über Drainagen sowie die Grundwasserneubildung. Letztere repräsentiert den Teil des Gesamtabflusses, der als Sickerwasser in den Aquifer infiltriert. Im langjährigen Mittel kann die Grundwasserneubildung dem langjährigen mittleren grundwasserbürtigen Abfluss (Basisabfluss) gleichgesetzt werden. Für die Ausweisung der Grundwasserneubildung kommt ein Separationsverfahren auf Basis von Base-Flow-Indizes (BFI-Werte) zum Einsatz, welches sich an dem von KUNKEL & WENDLAND (2002) und BOGENA et al. (2005) verwendeten Ansatz orientiert. Um für die wasserwirtschaftliche Praxis relevante Größen zu erhalten, werden die Abflusskomponenten und die Grundwasserneubildung im mGROWA-Modell nicht in Tagesschritten, sondern ausschließlich als Summen für einzelne Monate bilanziert.

Die räumliche Auflösung, d.h. die Zellgröße des Modellrasters, ist beliebig wählbar. Im Rahmen der hier vorgestellten Studie wurde ein 100 m Raster gewählt. Hierdurch wurde das Bundesland Niedersachsen in ca. 4,8 Mio. Einzelzellen untergliedert, für die die Wasserhaushaltsgrößen dann individuell bestimmt wurden.

Ermittlung von täglicher tatsächlicher Evapotranspiration und Gesamtabfluss

Die täglich durch die verschiedenen Prozesse des Wasserkreislaufs in einem diskreten Modellelement (Rasterzelle) bewegte Wassermenge wird durch die Wasserhaushaltsgleichung (Gl. 1) bilanziert:

$$\frac{ds}{dt} = p + q_{cr} - et_a - q_t \tag{1}$$

Hierbei sind p der Niederschlag, q_{cr} der dem Modellelement vertikal zugeströmte kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser, et_a die landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspiration, q_t der gesamte gebildete Abfluss von diesem Modellelement, s die gespeicherte Wassermenge und t die Zeit. Für den Fall eines Standortes mit Vegetation entspricht s dem Wassergehalt im Boden θ . Mit Hilfe der Wasserhaushaltsgleichung wird sichergestellt, dass bei der großräumigen Simulation des Wasserhaushalts auf allen

Rasterzellen des Modellgebietes keine methodischen Bilanzierungsfehler auftreten.

Als wesentliche Größe der Wasserhaushaltsgleichung muss die landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspiration flächendeckend berechnet werden. Im mGROWA-Modell erfolgt deren Berechnung für einzelne Tage auf Basis der sogenannten Gras-Referenzverdunstung et_0 , eines landnutzungsspezifischen Verdunstungsfaktors k_{LN} , einer Funktion $f(\beta, \gamma)$ zur Berücksichtigung der Hangexposition und -neigung sowie einer Speicherfunktion $f(s)$ zur Berücksichtigung der für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassermengen nach Gleichung 2:

$$et_a = et_0 \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \cdot f(s) \tag{2}$$

Die Gras-Referenzverdunstung wird mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung berechnet (ALLEN et al. 1998, MONTEITH 1965). Diese Gleichung bildet den physikalischen Prozess der Evapotranspiration auf Grundlage der meteorologischen Eingangsgrößen sowie standortspezifischer Oberflächen- und Pflanzenparameter ab (Albedo, aerodynamischer Verdunstungswiderstand, Bestandeswiderstand). Für eine von den Referenzbedingungen abweichende Landoberfläche und die darauf befindliche abweichende Vegetation können mit Hilfe landnutzungsspezifischer Verdunstungsfaktoren die entsprechenden Parameter der Penman-Monteith-Gleichung angepasst werden, sodass sich aus der Gras-Referenzverdunstung für beliebige Oberflächen eine tatsächliche Evapotranspiration ableiten lässt.

Verdunstungsfaktoren für einzelne Feldfrüchte (z.B. ALLEN et al. 1998, DOMMERMUTH & TRAMPF 1991, DVWK 1996, ENGEL et al. 2012) oder auch Landnutzungsklassen (z.B. ATV-DVWK 2002) sind vielfach publiziert worden. Da für Niedersachsen flächendeckende Angaben zu Fruchtfolgen einzelner Feldfrüchte über längere Zeiträume nicht vorliegen, wurde im Rahmen der mGROWA-Modellierung auf monatliche Verdunstungsfaktoren für Landnutzungsklassen aus ATV-DVWK (2002) zurückgegriffen.

Bei der Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung wird eine ebene Landoberfläche vorausgesetzt. Im Gegensatz zu dieser erhalten Hangflächen, abhängig von ihrer Neigung und Exposition, einen veränderten Energieeintrag durch die einfallende Strahlung. KUNKEL & WENDLAND (2002) haben zur Berücksichtigung dieses Effektes eine Korrekturfunktion (Gl. 3) auf Basis der Untersuchungen von GOLF (1981) ermittelt. Hierin sind β die Hangexposition gegenüber Nord und γ die Hangneigung (jeweils in °):

$$f(\beta, \gamma) = (1,605 \cdot 10^{-2} \cdot \sin(\beta - 90) - 2,5 \cdot 10^{-4}) \cdot \gamma + 1 \tag{3}$$

Mit der letzten Funktion in Gleichung 2 wird die für die Verdunstung zur Verfügung stehende Wassermenge berücksichtigt. Diese Funktion $f(s)$ wurde für die verschiedenen Standorttypen, Standort mit Vegetation, versiegelter Standort und freie Wasseroberfläche, unterschiedlich definiert. Die je nach Standorttyp unterschiedlich komplexe Bilanzierung des aktuellen Speicherinhaltes wird in den folgenden drei Abschnitten erläutert.

Standorte mit Vegetation

Die Bilanzierung des Bodenwasserhaushalts auf Flächen mit Vegetation, und damit des für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassers, erfolgt im mGROWA-Modell auf Basis der BOWAB-Methodik (ENGEL et al. 2012). Zur Simulation des Bodenwasserhaushalts wird für jede Zelle mit Vegetation ein eindimensionales Modell des Bodens auf Basis der in der vorliegenden Bodenkarte ausgewiesenen Bodenprofile erzeugt. Dieser Prozessschritt impliziert die vollständig automatisierte Gliederung der Rasterzellen in Schichten und die Zuweisung hydrologischer Parameter (Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität, etc.) an diese Schichten. Die Anzahl und die Mächtigkeit der Schichten können dabei frei gewählt werden, sollten sich jedoch an der maximalen Durchwurzelungstiefe der im Modellgebiet vorhandenen Vegetationsarten orientieren (für Niedersachsen wurden 5 Schichten mit einer Mächtigkeit von je 3 dm bilanziert). Auf Basis der in der Bodenkarte abgebildeten Bodenprofile wird jedem eindimensionalen Modell (jeder Zelle) ein Leitprofil mit den entsprechenden Parametern zugewiesen. Vom kartierten Profil werden die Bodenarten und Parameter auf die Schichten des Modells übertragen. Dabei ist sichergestellt, dass die Übertragung der hydrologischen Parameter bilanztreu erfolgt. Das bedeutet, dass in den Modellschichten *k* dieselbe Menge pflanzenverfügbares Wasser bei Auffüllung bis auf Feldkapazität gespeichert werden kann, die aufgrund des kartierten Profils für diesen Abschnitt der Bodensäule vorgegeben ist.

Mit jedem Zeitschritt (Tag) *i* verändert sich der Wassergehalt θ in den bilanzierten Schichten *k* des Modells aufgrund von Niederschlagsereignissen und Verdunstung. Außerdem kann bei entsprechend hohem Wassergehalt eine Sickerwasserbewegung q_p oder bei ausreichend geringem Wassergehalt auf grundwassernahen Standorten ein kapillarer Aufstieg q_c einsetzen (die Berechnung dieser Bilanzgrößen wird im Folgenden noch erläutert). Aus den genannten Größen und dem Wassergehalt der Schichten am Beginn des Tages wird für alle Schichten ein neuer Wassergehalt für den Beginn des Folgetages berechnet. Für die oberste Schicht lautet die Bilanzgleichung:

$$\theta_{i+1,1} = \theta_{i,1} + p_i - et_{a,i,1} - q_{p,i,1} + q_{cr,i,1} \tag{4}$$

und für alle darunter befindlichen Schichten:

$$\theta_{i+1,k} = \theta_{i,k} - et_{a,i,k} + q_{p,i,k-1} - q_{p,i,k} + q_{cr,i,k} \tag{5}$$

Die Berechnung der Sickerwasserbewegung erfolgt nach dem Konzept eines einfachen Überlaufmodells. Die Sickerwasserrate

aus der untersten bilanzierten Schicht wird als Gesamtabfluss von dieser Rasterzelle angesehen.

Die aktuelle Evapotranspiration auf Standorten mit Vegetation ist einerseits abhängig vom Wassergehalt im Boden und wie stark das Wasser an die Bodenmatrix gebunden ist. Sie ist andererseits auch abhängig vom Tiefenbereich, den die Vegetation über ihr Wurzelsystem für die Wasseraufnahme erschlossen hat. Für jede Rasterzelle mit Vegetation ergibt sich die tägliche tatsächliche Evapotranspiration aus der Summe der Wassermengen, die jede Modellschicht *k* zum Prozess beiträgt:

$$et_{a,i} = \sum_{k=1}^l et_{a,i,k} \tag{6}$$

Die Anteile einzelner Schichten an der gesamten tatsächlichen Evapotranspiration eines Monats sind durch sogenannte Ausschöpfungsfaktoren *u* grob festgelegt. Tabelle 1 zeigt diesbezüglich ein bei ENGEL et al. (2012) angegebenes Beispiel für solche Faktoren bei ackerbaulicher Nutzung. Die Faktoren wurden für die vorliegenden Landnutzungstypen unabhängig vom Bodenprofil in Anlehnung an die in ATV-DVWK (2002) angegebenen Durchwurzelungstiefen festgelegt.

Der Prozess der Wasseraufnahme ist zusätzlich vom Wassergehalt und dessen Pflanzenverfügbarkeit in den einzelnen Schichten abhängig. Mit abnehmender Bodenfeuchte sinkt auch die Transpirationsleistung der Vegetation. Der Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Transpirationsleistung wird durch die Disse-Funktion (DISSE 1995) beschrieben (Gl. 7):

$$R_{Disse,i,k} = \frac{1 - e^{-r \frac{\theta_{i,k} - \theta_{pwp,k}}{\theta_{a,k}}}}{1 + e^{-r \frac{\theta_{i,k} - \theta_{pwp,k}}{\theta_{a,k}}} - 2 \cdot e^{-r}} \tag{7}$$

Hierin ist *e* die Eulersche Zahl, *r* ein pflanzenspezifischer Faktor, θ_a der pflanzennutzbare Teil des Wassergehalts bei Feldkapazität (nutzbare Feldkapazität) und θ_{pwp} der Wassergehalt am permanenten Welkepunkt. Für Flächen mit Vegetation wird durch die Disse-Funktion die Funktion *f(s)* aus Gleichung 2 für die Fälle spezifiziert, in denen die für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassermengen einen signifikanten Einfluss auf die gesamte Evapotranspiration haben (Gl. 8). Dies ist beispielsweise der Fall, wenn der Wassergehalt einer Schicht unter einen kritischen Wassergehalt θ_{crit} fällt. Der kritische Wassergehalt variiert für verschiedene Bodengruppen. Für Sandböden ist $\theta_{crit} = 0,5 \cdot \theta_a$, für alle übrigen Böden $\theta_{crit} = 0,6 \cdot \theta_a$.

Tabelle 1
 Beispiel für landnutzungsspezifische Ausschöpfungsfaktoren (Ackerland, ENGEL et al. 2012).
Examples of land-use specific exhaustion factors (arable land; see ENGEL et al. 2012)

Schicht	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1	1	1	1	1	0,7	0,6	0,7	0,8	1	1	1	1
2	0	0	0	0	0,3	0,4	0,3	0,2	0	0	0	0
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

$$f(s_{i,k}) = \begin{cases} 1, & k = 1 \text{ und } p_i > et_{0,i} \cdot k_{LN} \\ 1, & R_{Disse,i,k} > 1 \\ 0, & R_{Disse,i,k} < 0 \\ 1, & \theta_{i,k} > \theta_{crit} \\ R_{Disse,i,k}, & \text{sonst} \end{cases} \quad (8)$$

Für die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration aus den einzelnen Modellschichten werden letztendlich für die oberste Modellschicht die Gleichung 9 und die tiefer liegenden Schichten die Gleichung 10 verwendet. Mit Gleichung 9 wird implizit berücksichtigt, dass durch Interzeption zurückgehaltener Niederschlag unabhängig von der Bodenfeuchte potentiell verdunstet (DVWK 1996).

$$et_{a,i,1} = (p_i - (p_i - et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma)) \cdot f(s_{i,k})) \cdot u_{s,k} \quad (9)$$

$$et_{a,i,k} = et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \cdot f(s_{i,k}) \quad (10)$$

Zwischen den Modellschichten und aus der Bodensäule heraus nach unten kann in zwei Fällen eine Sickerwasserbewegung einsetzen. Es kann, wenn der Wassergehalt einer Schicht den Wassergehalt bei Feldkapazität übersteigt, die betreffende Schicht das überschüssige Wasser nicht mehr gegen die Schwerkraft halten, dieses sickert in die nächst tiefer liegende Schicht ein oder verlässt die bilanzierte Bodensäule. Außerdem kann in Aufsättigungsphasen vor Erreichen der Feldkapazität eine Sickerwasserbewegung q_{pp} z.B. auf präferenziellen Fließwegen einsetzen. Dazu muss der Wassergehalt am Beginn des Tages über einem Schwellenwert und über dem Wassergehalt am Beginn des Vortages liegen (Gl. 11).

Auf grundwasserbeeinflussten Böden erfolgt die Wasserversorgung der Vegetation aus dem im Wurzelraum gespeicherten und dem von der Grundwasseroberfläche kapillar aufsteigenden Wasser. Im mGROWA-Modell wird der pragmatische Ansatz verfolgt,

$$q_{p,i,k} = \begin{cases} \theta_{i,k} - \theta_{fc,k}, & \theta_{i,k} > \theta_{fc,k} \\ q_{pp,k}, & \theta_{i,k} \leq \theta_{fc,k} \text{ und } \theta_{i,k} \geq \theta_{i-1,k} \text{ und } \theta_{i,k} > 0,6 \cdot \theta_a + \theta_{pWVP} \\ 0, & \text{sonst} \end{cases} \quad (11)$$

$$|h_{i,k}| = \frac{\left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_{i,k} - \theta_r} \right)^{\frac{n}{n-1}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}}{\alpha} \quad (12)$$

$$q_{cr,i,k} = \begin{cases} q_{cr,pot,i,k}(z_a), & |h_{i,k}| > |h_{tab}| \text{ und } \theta_{fc,i,k} - \theta_{i,k} \geq q_{cr,pot,i,k}(z_a) \\ \theta_{fc,i,k} - \theta_{i,k}, & |h_{i,k}| > |h_{tab}| \text{ und } \theta_{fc,i,k} - \theta_{i,k} < q_{cr,pot,i,k}(z_a) \\ 0, & q_{cr,pot,i,k}(z_a) < 0,1 \end{cases} \quad (13)$$

$$f(s_i) = \begin{cases} 1, & s_i \geq et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \\ 0, & s_i = 0 \\ \frac{s_i}{et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma)}, & 0 < s_i < et_{0,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \end{cases} \quad (14)$$

die kapillar aufsteigenden Wassermengen auf Basis tabellierter Richtwerte (MÜLLER & WALDECK 2011, RENGGER et al. 2009) zu bilanzieren. Dabei wird von folgender Annahme ausgegangen:

Bis in die tiefste Schicht, in der die aktuelle Wasserspannung $h_{i,k}$ negativer ist als die für die tabellierten Richtwerte angenommene Wasserspannung h_{tab} , kann am entsprechenden Tag kapillarer Aufstieg stattfinden, wenn eine weitere Bedingung erfüllt ist. Für den aktuellen Abstand z_a zwischen Grundwasseroberfläche und der Untergrenze der entsprechenden Modellschicht muss bei gegebener Bodenart ein kapillarer Aufstieg möglich sein. Die für den jeweiligen Tag dann potenziell mögliche kapillare Aufstiegsrate $q_{cr,pot,i,k}(z_a)$ wird den Tabellenwerten entnommen. Bei dieser Vorgehensweise ist eine Umrechnung des Wassergehaltes einer Schicht in eine Wasserspannung notwendig. Diese wird mit Hilfe der von VAN GENUCHTEN (1980) angegebenen Funktion (Gl. 12) durchgeführt.

Die Parameter θ_r , θ_s , n und α dieses sogenannten van Genuchten-Mualem-Modells liegen ebenfalls für eine Vielzahl Bodenarten tabelliert vor (z.B. in BARTH 2003, RENGGER et al. 2009, SCHINDLER et al. 2004, SCHWÄRZEL et al. 2006, VERECKEN et al. 2010). In Abhängigkeit vom vorhandenen Wasserdefizit wird letztendlich die tatsächlich kapillar aufsteigende Wassermenge abgeschätzt (Gl. 13).

Versiegelte Standorte

Auf den versiegelten Flächen der urbanen Räume ist der Betrag der Verdunstung ebenfalls abhängig von der zur Verfügung stehenden Wassermenge. Im Gegensatz zum Boden kann von den versiegelten Flächen jedoch nur das Wasser verdunsten, welches auf der Oberfläche auch gespeichert werden kann. Wie Untersuchungen von WESSOLEK & FACKLAM (1997) gezeigt haben, kann auf typischen versiegelten Flächen urbaner Räume etwa 1 mm Regenwasser gespeichert werden. Der Anteil des Niederschlages, der nicht gespeichert werden kann, fließt als Gesamtabfluss ab. Für versiegelte Flächen wurde eine angepasste Definition der Speicherfunktion $f(s)$ implementiert (Gl. 14).

Die Landnutzungstypen der urbanen Landnutzungsklassen haben neben einem versiegelten Flächenanteil auch einen Anteil mit Vegetation bedeckter Oberfläche. Der Anteil der versiegelten Flächen wird dabei durch den Versiegelungsgrad k_v angegeben. Im mGROWA-Modell wird demzufolge auf urbanen Flächen der Verdunstungsprozess mit Hilfe von zwei unterschiedlich definierten Speicherfunktionen simuliert und nachfolgend die resultierende Wasserbilanz für die entsprechenden Rasterzellen anhand des durch den Versiegelungsgrad vorgegebenen Flächenverhältnisses ermittelt.

Freie Wasseroberflächen

Um Bilanzfehler bei der großräumigen flächendeckenden Simulation des Landschaftswasserhaushalts zu vermeiden, wird im mGROWA-Modell die Verdunstung an den Oberflächen größerer Flüsse und Seen berücksichtigt. Auf freien Wasseroberflächen steht für den Evaporationsprozess immer ausreichend Wasser zur Verfügung. Die Speicherfunktion in Gleichung 2 ist in diesem Fall als $f(s) = 1$ definiert. Die Korrekturfunktion $f(\beta, \gamma)$ nimmt ebenfalls den Wert 1 an, was dazu führt, dass die Evaporation nur durch die atmosphärischen Bedingungen gesteuert wird. An Tagen, an denen die Evaporation den Niederschlag überschreitet, wird in der Bilanz aus dem Reservoir der Fläche Wasser entnommen. Diese entnommene Wassermenge hat ebenfalls den Charakter eines Modellinputs und wird für die entsprechenden Rasterzellen des Modellgebietes nach Gleichung 15 bilanziert.

$$q_{in,i} = \begin{cases} et_{a,i}, & p_i = 0 \\ et_{a,i} - p_i, & p_i < et_{a,i} \\ 0, & p_i > et_{a,i} \end{cases} \quad (15)$$

Gesamtabfluss wird von freien Wasseroberflächen an Tagen gebildet, an denen der Niederschlag die tatsächliche Evaporation überschreitet.

Separation des Gesamtabflusses in die Abflusskomponenten

Zur Ermittlung der für die wasserwirtschaftliche Praxis relevanten Grundwasserneubildung wird der mit dem mGROWA-Modell ermittelte Gesamtabfluss in die Abflusskomponenten Direktabfluss (Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss, Abfluss über Drainagen) sowie Grundwasserneubildung untergliedert. Das hierbei verwendete Separationsverfahren orientiert sich an dem von KUNKEL & WENDLAND (2002) und BOGENA et al. (2005) entwickelten Ansatz, bei dem die Abflusskomponenten auf Basis von charakteristischen abflussrelevanten Standortbedingungen, sogenannten Base-Flow-Indizes (BFI-Werte), bestimmt werden. Dieses impliziert, dass die Abflusskomponenten als

relative Anteile am Gesamtabfluss angegeben werden können (INSTITUTE OF HYDROLOGY 1980). Die für die Separation verwendete Grundgleichung lautet (mit Direktabfluss q_d und Grundwasserneubildung q_r):

$$q_t = BFI \cdot q_t + (1 - BFI) \cdot q_t = q_r + q_d \quad (16)$$

Die für Niedersachsen verwendeten BFI-Werte wurden durch Kalibrierung unter Berücksichtigung von beobachteten Abflusszeitreihen in einer Vielzahl von Einzugsgebieten im nordwestdeutschen Raum ermittelt (KUNKEL et al. 2006). Abbildung 2 zeigt das hierarchische Verfahren zur Ermittlung der Abflusskomponenten sowie die in den speziellen Fällen verwendeten Gleichungen. Es wird für jede Rasterzelle jeweils nur eine Standortbedingung als bestimmend für den Anteil der Grundwasserneubildung am Gesamtabfluss angesehen.

Auf ebenen grundwassernahen Standorten wird im mGROWA-Modell in der gesamten ungesättigten Zone die Wasserbewegung in vertikale Richtung bilanziert. Das Sickerwasser aus den bilanzierten Modellschichten erreicht aufgrund des geringen Grundwasserflurabstandes direkt die Grundwasseroberfläche und wird somit per Definition Grundwasserneubildung. Für diese Rasterzellen wird daher kein Direktabfluss ausgewiesen. Durch kapillar aufsteigendes Grundwasser kann auf diesen Standorten vor allem in den Sommermonaten jedoch auch eine Grundwasserzehrung einsetzen. Um diesen Wechselwirkungen Rechnung zu tragen, wird die sogenannte Netto-Grundwasserneubildung q_{rn} berechnet, die in Monaten negative Werte annimmt, in denen

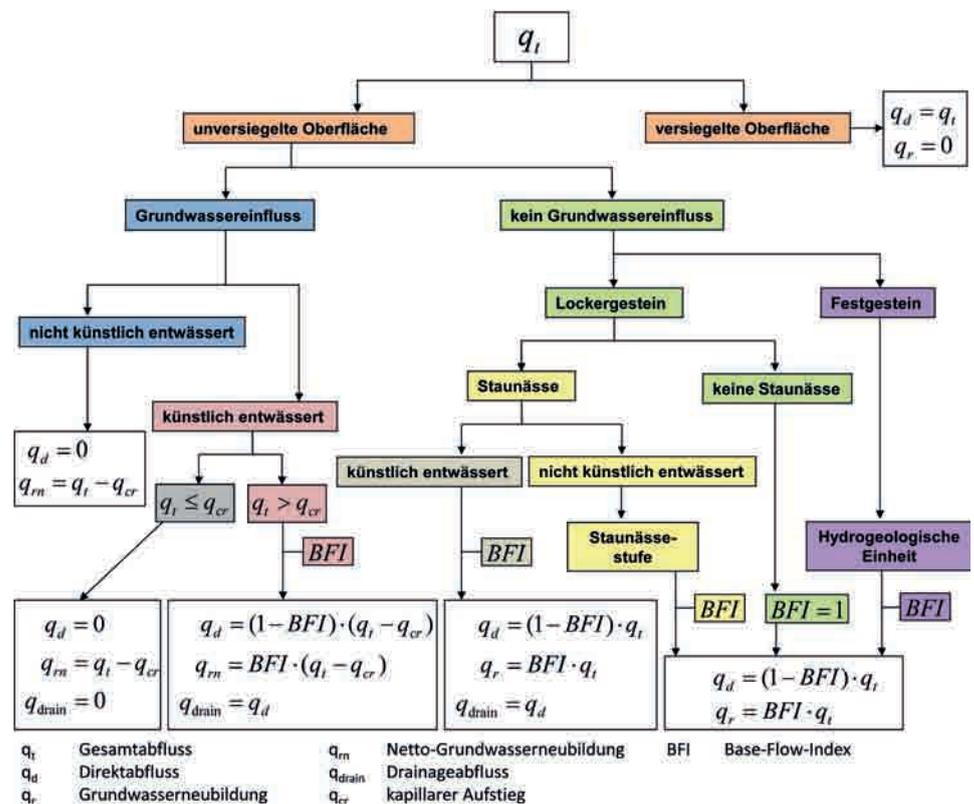


Abbildung 2 Hierarchisches Modell zur Separation des Gesamtabflusses in die Abflusskomponenten *Hierarchical BFI-approach to the separation of total runoff into components*

der kapillare Aufstieg überwiegt. Darauf aufbauend kann durch Bildung der Jahressummen bestimmt werden, ob im langjährigen Mittel im Wasserwirtschaftsjahr netto eine Grundwasserzehrung stattfindet. Die entsprechende Rasterzelle ist dann Teil eines Zehrgebietes.

Für den Fall, dass auf grundwassernahen Standorten Drainagen für eine zusätzliche Entwässerung und Absenkung der natürlichen Grundwasserstände sorgen, wird ein Drainageabfluss q_{drain} berechnet. Eine Drainage sorgt zusätzlich zum bereits beschriebenen Mechanismus der Grundwasserzehrung vor allem in den Wintermonaten für eine reduzierte Netto-Grundwasserneubildung. In der Praxis werden auch stauwasserbeeinflusste Böden künstlich entwässert. In diesem Fall kann keine Nachlieferung von Wasser aus tiefer liegenden Schichten auf das Drainageniveau erfolgen, wie dies bei den Grundwasserdrainagen geschehen kann. Vielmehr wird lediglich ein Anteil des vertikal versickernden Wassers abgeführt. Die zugrundeliegenden Mechanismen unterscheiden sich demnach, sodass die drainierten Flächen hinsichtlich der verwendeten BFI-Werte differenziert wurden.

Bei ungedrängten Standorten im Lockergesteinsbereich mit Staunäseeinfluss wird davon ausgegangen, dass ein Teil des Abflusses als natürlicher Interflow in die Vorfluter gelangt. In Festgesteinsbereichen wird ausschließlich die hydrogeologische Gesteinseigenschaft als abflusswirksame Gebietseigenschaft angesehen.

3 Datengrundlagen

Für eine mGROWA-Simulation sind generell flächendeckende auf Bundeslandebene vollständig verfügbare Datengrundlagen notwendig. Die für die Wasserhaushaltssimulation in Niedersachsen verwendeten Datengrundlagen sind in Tabelle 2 angegeben.

Aus den Informationen der Bodenkarte 1:50.000 wurden sämtliche Geometriedaten und hydropedologischen Parameter übernommen bzw. mit Hilfe von Pedo-Transferfunktionen ermittelt. Aus den für die grundwasserbeeinflussten Böden vorliegenden Angaben zur mittleren Tiefenlage der Grundwasseroberfläche sowie für die Dränflächen, die keine Staunäsehorizonte entwässern, wurde ein Datensatz mit mittleren Flurabständen des Grundwassers erstellt und für die Simulation als stationäre Randbedingung verwendet. Für die Tiefenlage der Dränagen wurde 8 dm angenommen.

Die Informationen des digitalen Landschaftsmodells wurden verwendet, um für jede Rasterzelle die spezifische Simulationsmethodik (Speicherfunktion) und die landnutzungsspezifischen Verdunstungsfaktoren für die Monate des Jahres vorzugeben. Außerdem wurden den urbanen Landnutzungsklassen Versiegelungsgrade, angelehnt an die im CORINE-Datensatz verwendeten Werte, zugewiesen.

Aus der Höheninformation des digitalen Geländemodells wurden die Neigung der Geländeoberfläche und ihre Exposition

Tabelle 2

Datengrundlagen für die mGROWA-Simulation in Niedersachsen

Data basis used for mGROWA-simulations in Lower Saxony

Datengrundlage	Datenquelle für Niedersachsen
Bodenkarte – Bodenprofile, inkl. Horizontmächtigkeit und horizontspezifischen Parametern (Bodenart, Lagerungsdichte, Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität, Substanzvolumen & Zersetzungsstufe für organische Horizonte) – Grundwasserflurabstand – Staunäsestufen	Bodenübersichtskarte 1:50.000 (Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Hannover)
Landnutzung – Landnutzungstypen – Versiegelungsgrade	ATKIS-DLM 25 (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie) CORINE 2000 (Stat. Bundesamt)
Klimadaten (Stationswerte) – Niederschlag – Temperatur – Sonnenscheindauer/Globalstrahlung – Windgeschwindigkeit – Relative Luftfeuchtigkeit	Deutscher Wetterdienst Offenbach
Digitales Geländemodell	DGM 50 (Landesamtes für Geoinformation und Landentwicklung Niedersachsen)
Hydrogeologische Gesteinseinheiten	Hydrogeologische Übersichtskarte 1:200.000 (Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Hannover)
Karte der Dränflächen	TETZLAFF et al. (2008)
Abflussdaten	Tägliche Abflussmessungen an den Pegeln des Niedersächsischen Landesbetriebs für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
Einzugsgebietsgrenzen	Hydrographische Karte von Niedersachsen (Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz)

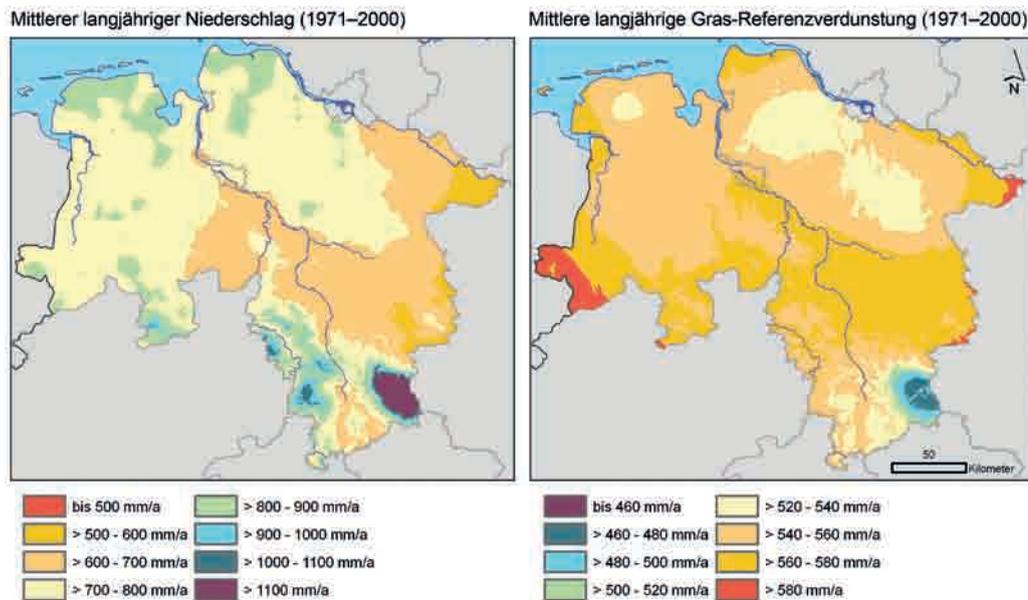


Abbildung 3
Mittlerer langjähriger Niederschlag und mittlere langjährige Gras-Referenzverdunstung in Niedersachsen für die Periode 1971 bis 2000 mit CLINT (KUNKEL et al. 2012) interpoliert
Long-term mean annual precipitation and long-term mean annual grass reference evapotranspiration in Lower Saxony in the period from 1971 to 2000, interpolated using CLINT (KUNKEL et al. 2012)

gegenüber Nord GIS-gestützt abgeleitet. Dabei kamen die in BURROUGH & MCDONELL (1998) beschriebenen Standardtechniken zum Einsatz.

Für die rasterbasierte Simulation des Wasserhaushalts mit mGROWA in Tagesschritten wird die räumliche Verteilung der Klimaelemente Niederschlag und Gras-Referenzverdunstung benötigt. Basis dafür waren die Beobachtungen an 669 Niederschlags- und 122 Klimastationen des DWD. Für die Regionalisierung der Stationswerte wurde die in KUNKEL et al. (2012) beschriebene Interpolationsmethode CLINT verwendet. Abbildung 3 zeigt exemplarisch für Niedersachsen die langjährige mittlere Verteilung der Klimaelemente für die Periode 1971 bis 2000.

Die Hydrogeologische Übersichtskarte wurde als eine Datenbasis für die Separation der Abflusskomponenten verwendet. Den Festgesteinseinheiten wurden die von KUNKEL et al. (2006) ermittelten BFI-Werte zugewiesen. Für das Verfahren zur differenzierten Ableitung von Dränflächenkarten sei an dieser Stelle auf die Arbeit von TETZLAFF et al. (2008) verwiesen.

4 Simulationsergebnisse für Niedersachsen

Mittlere langjährige Wasserhaushaltsgrößen

Aus wasserwirtschaftlicher Perspektive ist als Erstes die räumliche Verteilung der langjährigen mittleren Wasserhaushaltsgrößen von Interesse. Abbildung 4 zeigt hierzu die Verteilung der mittleren jährlichen tatsächlichen Evapotranspiration, des Gesamtabflusses, der Netto-Grundwasserneubildung, des Direktabflusses und des Abflusses aus Drainagen für die hydrologische Referenzperiode 1971–2000. In Tabelle 3 sind die für das gesamte Bundesland Niedersachsen berechneten Gebietsmittelwerte aufgelistet.

Deutlich erkennbar ist der Einfluss der Landnutzung und der Wasserverfügbarkeit auf den Verdunstungsprozess. In den urba-

nen Räumen mit teilweise hohen Versiegelungsgraden verdunsten meist weniger als 350 mm/a. Auf landwirtschaftlich genutzten Flächen ist die Verdunstung mit ca. 400 bis 450 mm/a geringer als auf forstwirtschaftlich genutzten Flächen mit ca. 500 mm/a. Deutlich sichtbar sind zudem die Gebiete, in denen die Vegetation durch kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser gut mit Wasser versorgt ist. Hier liegen die Verdunstungshöhen bei über 550 mm/a. Aufgrund der hohen Niederschläge sind die Wälder im Harz ebenfalls gut mit Wasser versorgt, was zu vergleichsweise hohen Verdunstungshöhen von ca. 550 mm/a führt.

Die Verteilung der Gesamtabflusshöhen ist stärker durch die Niederschlagsverteilung geprägt. Hier ragt der Harz aufgrund der hohen Jahresniederschläge mit deutlich mehr als 600 mm/a heraus. Für das Tiefland resultiert eine Abnahme der Gesamtabflusshöhen von Nordwesten (ca. 200 bis 400 mm/a) nach Südosten (< 200 mm/a). Insbesondere auf den grundwassernahen Standorten in den Elbe- und Aller-Niederungen ist die langjährige mittlere Wasserbilanz negativ. Hier wird mehr Wasser verdunstet als an Niederschlag fällt. Diese Gebiete sind in Abbildung 4 als Grundwasserzehrgebiete ausgewiesen.

Bei den grundwasserfernen Standorten im Tiefland liegt die mittlere jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von der Landnutzung im Bereich zwischen 100 und 300 mm/a. In den Mittelgebirgen wird die Grundwasserneubildung hauptsächlich durch die Gesteinseigenschaften determiniert. Die räumliche Verteilung ist hier sehr heterogen. Im Harz findet um 100 mm/a Grundwasserneubildung statt, im Weser-Leine-Bergland zwischen 50 und 300 mm/a.

In Regionen, in denen künstliche Entwässerungssysteme zur Beschleunigung des Abflusses installiert sind, spielt der zu den Komponenten des Direktabflusses zählende Drainageabfluss eine bedeutende Rolle. In den Marschlandschaften in Küstennähe werden bis zu 200 mm/a über Drainagen abgeführt, in den übrigen Gebieten 100 bis 150 mm/a.

Regional wird durch die Drainagen im hydrologischen Winterhalbjahr die Höhe der Grundwasserneubildung unterschiedlich stark reduziert. In der Jahresbilanz stellen deshalb küstenferne künstlich entwässerte Gebiete häufig Grundwasserzehrgebiete dar, weil dort im Sommerhalbjahr mehr Grundwasser aus dem Aquifer durch kapillaren Aufstieg verdunstet, als dem Aquifer im Winterhalbjahr als Grundwasserneubildung zusickert. Lokal kann die simulierte Grundwasserzehrung auf diese Weise 100 mm/a und mehr erreichen.

In den Festgesteinsregionen im Südteil Niedersachsens spielen künstliche Entwässerungssysteme eine nur untergeordnete Rolle. Stattdessen ist dort für die Gebietsentwässerung der natürliche Interflow bedeutsam. Diese Direktabflusskomponente liegt im Weser-Leine-Bergland bei 200 bis 300 mm/a und im Harz bei mehr als 500 mm/a. Vor allem dort ist der natürliche Interflow die dominierende Abflusskomponente.

Innerjährliche Verteilung der Grundwasserneubildung

In den Darstellungen der räumlichen Verteilung der langjährigen mittleren monatlichen Grundwasserneubildung (Abb. 5) wird die Gliederung des Wasserwirtschaftsjahres in zwei Phasen deutlich. Im Winterhalbjahr findet eine intensive Grundwasserneubildung mit einem Maximum in den Monaten Dezember und Januar statt. Im Norden und Westen des Norddeutschen Tieflandes er-

Tabelle 3

Langjährige Gebietsmittelwerte (1971–2000) der Wasserhaushaltsgrößen in Niedersachsen
Long-term annual area-means of water-balance components in Lower Saxony (1971–2000)

	Langjährige Gebietsmittelwerte (1971–2000) der Wasserhaushaltsgrößen in Niedersachsen in mm/a
Niederschlag	745
Gras-Referenzverdunstung	562
Tatsächliche Evapotranspiration	498
Kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser	68
Gebildeter Gesamtabfluss	315
Direktabfluss (davon Drainageabfluss)	95 (37)
Netto-Grundwasserneubildung	152

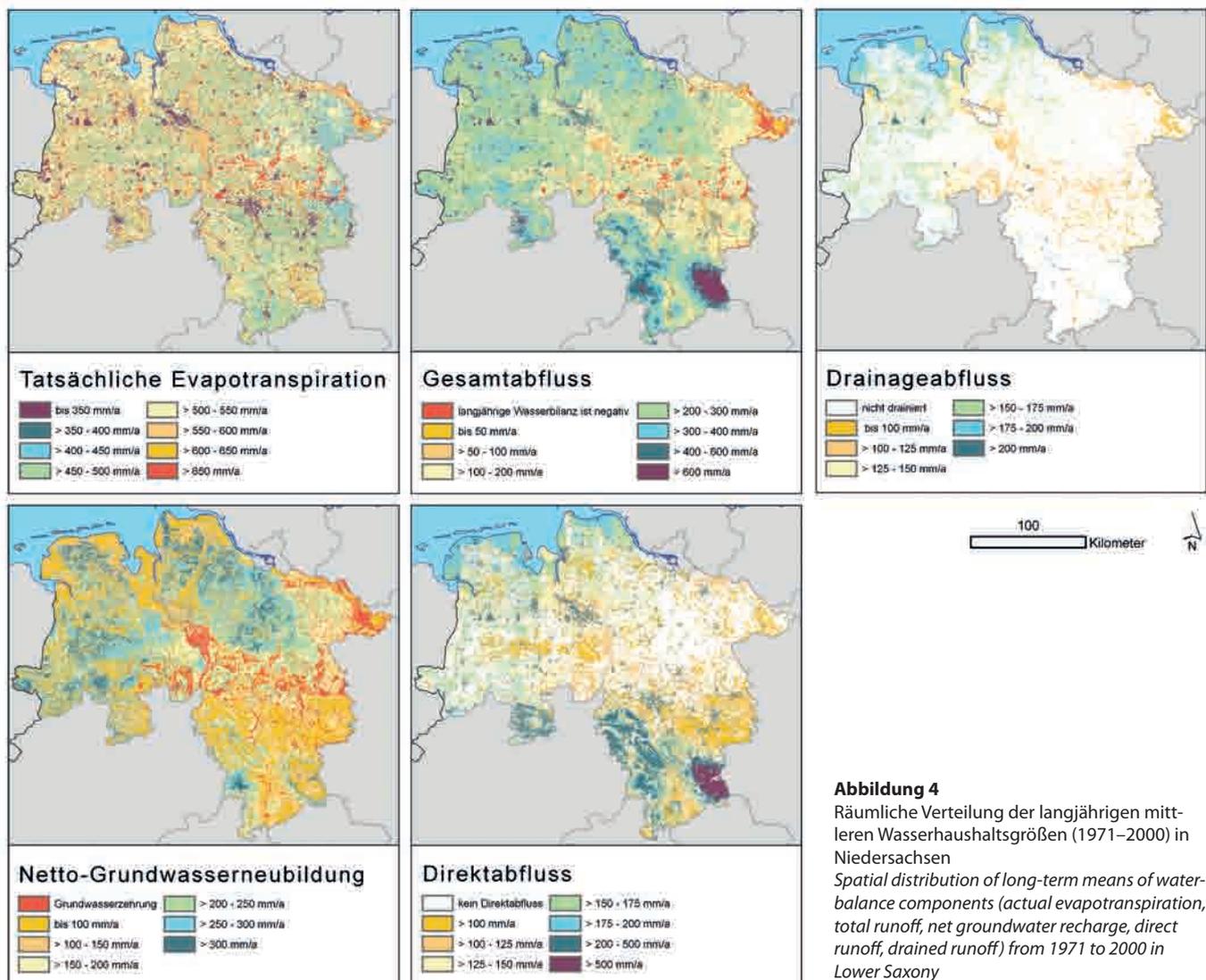


Abbildung 4

Räumliche Verteilung der langjährigen mittleren Wasserhaushaltsgrößen (1971–2000) in Niedersachsen
Spatial distribution of long-term means of water-balance components (actual evapotranspiration, total runoff, net groundwater recharge, direct runoff, drained runoff) from 1971 to 2000 in Lower Saxony

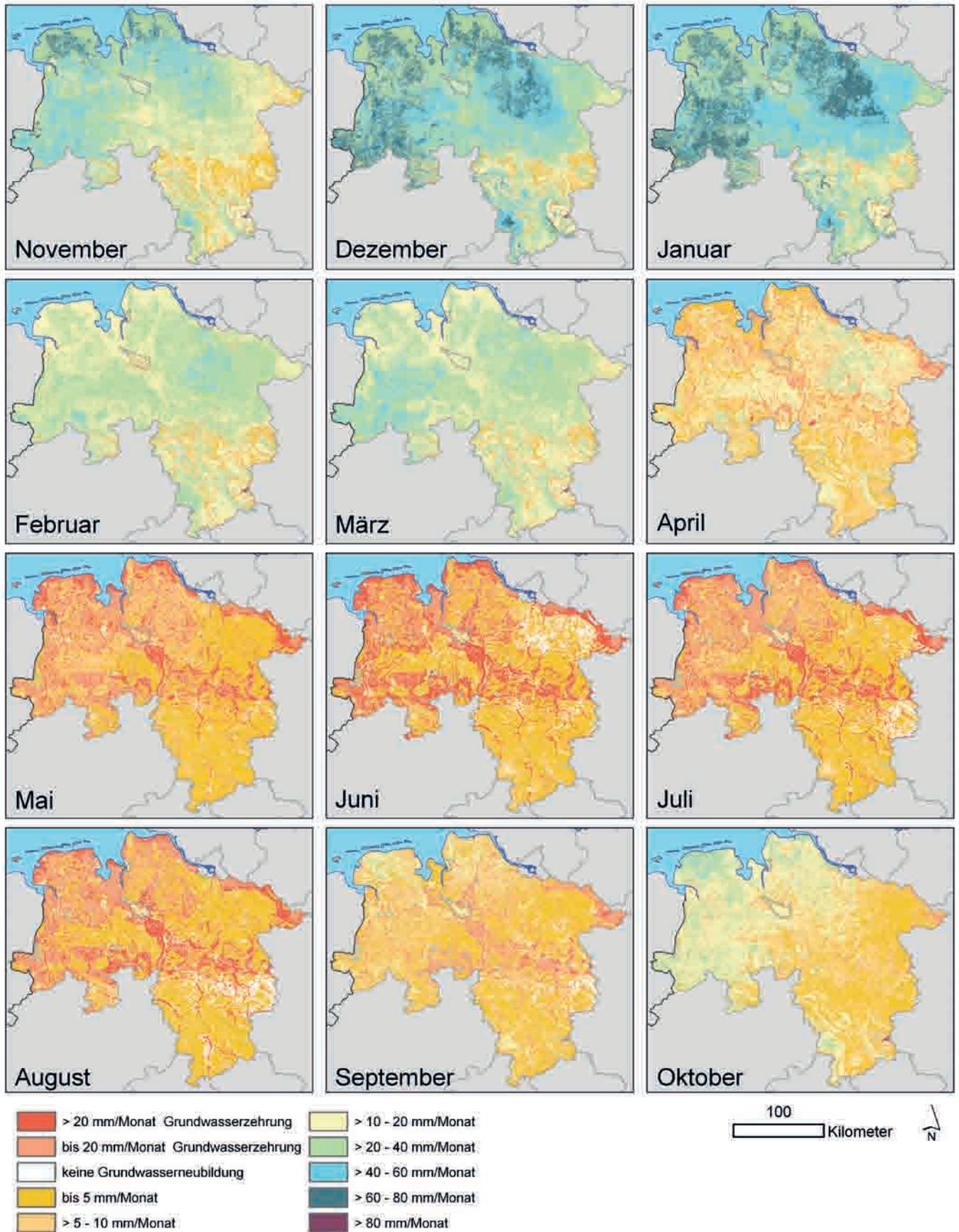


Abbildung 5

Mittlere Grundwasserneubildung in den Monaten der Wasserwirtschaftsjahre 1971–2000 in Niedersachsen
Mean monthly groundwater recharge rates in the period 1971–2000 in Lower Saxony

reicht die Grundwasserneubildung dann auf nicht drainierten Flächen 40 bis 80 mm/Monat, im Osten und in den Aller- und Weserniederungen sind es 20 bis 60 mm/Monat. In den Mittelgebirgsgebieten finden in den Monaten Dezember und Januar je nach Aquifertyp zwischen 5 und 40 mm/Monat Grundwasserneubildung statt. In den Monaten November, Februar und März sind die Monatssummen der Grundwasserneubildung etwa 20 bis 40 % geringer. Im Übergangsmonat April wird aufgrund der beginnenden Vegetationsperiode deutlich mehr Wasser verdunstet, und es werden verbreitet nur noch 5 bis maximal 20 mm Grundwasser neu gebildet.

Das Sommerhalbjahr ist die Phase mit sehr geringer Grundwasserneubildung. Im Mai ist die langjährige mittlere Grundwasserneubildung auf den grundwasserfernen Standorten auf unter 5 mm gesunken. Auf diesem Niveau verbleibt sie bis in den September. Die geringen Grundwasserneubildungshöhen in den Sommermonaten resultieren daher, dass durch die natürliche Abfolge feuchter und trockener Sommer in vielen Jahren keine, in einzelnen Jahren jedoch eine nennenswerte Grundwasserneubildung stattfindet. Nur auf den aus Abbildung 3 hervorgehenden weißen Flächen wurde vom Modell für keinen Monat der Periode 1971–2000 eine Grundwasserneubildung berechnet. Auf diesen Standorten konnten die Niederschläge das Bodenwasserdefizit und die Verdunstung auch in sehr feuchten Jahren nicht

so weit ausgleichen, dass eine geringe Grundwasserneubildung möglich wurde.

Auf Standorten, auf denen kapillarer Aufstieg möglich ist, findet schon im Mai Grundwasserzehrung von teilweise mehr als 20 mm statt, welche landesweit ebenfalls erst wieder im September nachlässt. Im Oktober setzt im Nordwesten die Neubildungsperiode mit Mengen von ca. 20 mm wieder ein. Grundwasserzehrung wie während der Sommermonate findet landesweit in keinem nennenswerten Umfang mehr statt.

Standortbezogene Wasserhaushaltsgrößen in täglicher Auflösung

Die mGROWA-Simulationsergebnisse können nicht nur landesweit, sondern aufgrund ihrer hohen räumlichen Auflösung auch standortbezogen ausgewertet werden. In Abbildung 6 sind die Wasserhaushaltsgrößen in täglicher Auflösung exemplarisch für einen grundwasserfernen, nicht bewässerten Ackerstandort in der Lüneburger Heide für das Wasserwirtschaftsjahr 1990 dargestellt.

Die beiden oberen Zeilen zeigen die täglichen Niederschlagssummen und die tägliche Gras-Referenzverdunstung, wie sie vom Modell für diesen Standort ermittelt wurden. In Zeile drei folgt die tatsächliche Evapotranspiration, so wie sie das Modell auf Basis des Wassergehaltes in der durchwurzelten Bodenzone

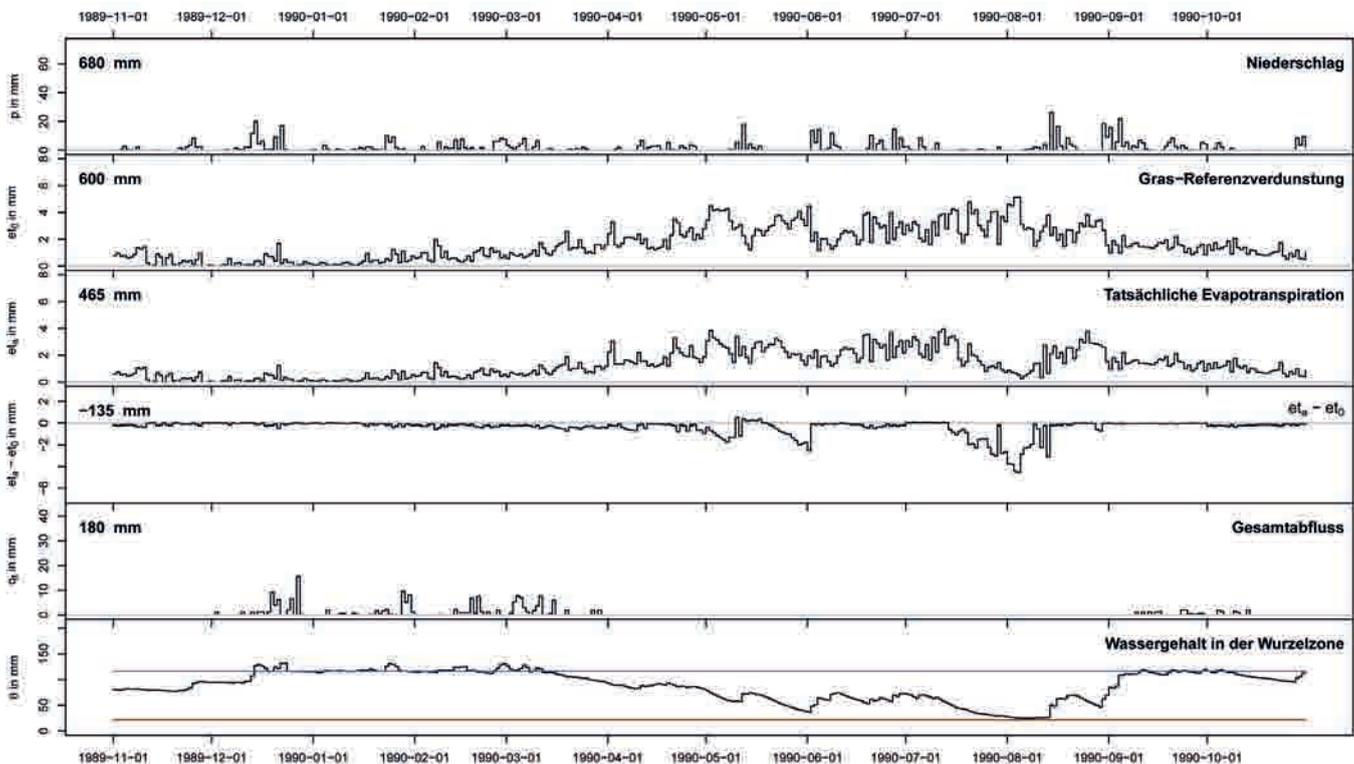


Abbildung 6

Zeitliche Entwicklung der Wasserhaushaltsgrößen im Jahr 1990 auf einem grundwasserfernen, nicht bewässerten Ackerstandort in der Lüneburger Heide. In jeder Zeile links oben findet sich die Jahressumme der Wasserhaushaltsgröße auf der entsprechenden Rasterzelle. Die blaue Linie kennzeichnet den Wassergehalt in der durchwurzelten Bodenzone bei Feldkapazität, die braune Linie den entsprechenden Wassergehalt am permanenten Welkepunkt.

Temporal variations of water-balance components (precipitation, grass reference evapotranspiration, actual evapotranspiration, total runoff, water content in the root zone) in the hydrologic year 1990 in a grid cell of non-irrigated arable land with deep groundwater in the Lüneburg Heath. The figures in the upper left corners in each row indicate the yearly sums of the water-balance components. The blue line marks the water content in the root zone balanced at field capacity, the brown line the water content at the permanent wilting point.

(Zeile 6) simuliert. Deutlich sichtbar ist in Zeile vier, dass während der Trockenphase im Sommer die Transpirationsleistung der Vegetation gegenüber der potentiell möglichen Evapotranspiration deutlich zurückgeht. Ursache dafür ist das sich aufbauende Bodenfeuchtedefizit in den Monaten zuvor. Am Ende des Wasserwirtschaftsjahres ist das Bodenfeuchtedefizit jedoch wieder aufgefüllt. Ein Gesamtabfluss findet im Jahr 1990 auf diesem Standort nur von Dezember bis März und in geringem Maße im September und Oktober nach ausgiebigem Niederschlag statt.

Im Zusammenhang mit der Auswertung der mGROWA-Simulationsergebnisse für die Beantwortung lokaler Fragestellungen werden die Vorteile eines 100-Meter-Rasters deutlich. Die oft kleinteilige Landschaftsstruktur aus Ackerland, Grünland, Wald und bebauten Flächen kann hinsichtlich des Einflusses der verschiedenen Oberflächenstrukturen auf den Verdunstungsprozess präziser und im Hinblick auf die Auflösung des digitalen Landschaftsmodells mit geringerem Informationsverlust abgebildet werden, als dies zum Beispiel bei einem 1-Kilometer-Raster der Fall wäre.

Es ist jedoch zu beachten, dass die für einzelne Rasterzellen ermittelten Wasserhaushaltsgrößen auf Basis interpolierter (geschätzter) Niederschlags- und Klimawerte bestimmt wurden. Diese können an einem konkreten Standort größere Abweichungen von den realen Niederschlags- und Klimawerten aufweisen. Gleiches gilt für die anderen Standortbedingungen. Beispielsweise kann die aus der Bodenkarte 1:50.000 abgeleitete nutzbare Feldkapazität vom realen Wert am Standort abweichen, wenn anstelle des in der Bodenkarte ausgewiesenen Leitbodens in der Realität ein Begleitboden der entsprechenden Bodeneinheit ansteht. Für die Beantwortung praktischer Fragestellungen in kleineren Landschaftseinheiten, z.B. im Hinblick auf die Feldberegnung, sollten demnach unter Berücksichtigung der diskutierten Unschärfe mehrere repräsentative Rasterzellen ausgewertet werden.

5 Evaluierung der Simulationsergebnisse

Einzugsgebiete und Vergleichsgrößen

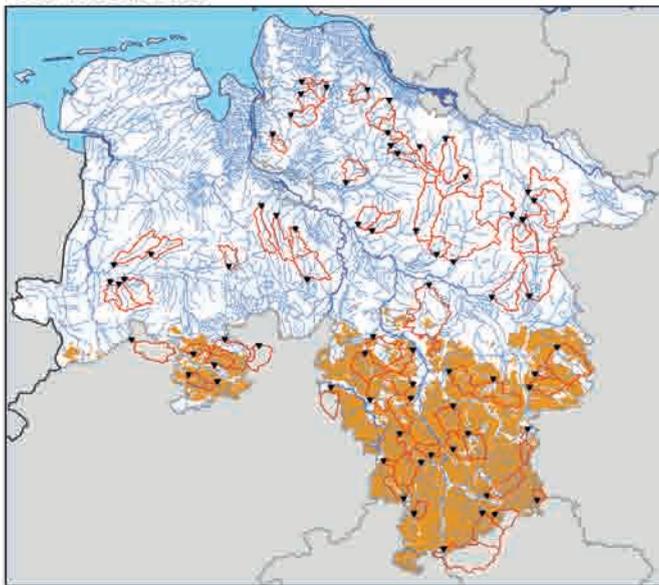
Die Güte der mit mGROWA simulierten Wasserhaushaltsgrößen Gesamtabfluss und Grundwasserneubildung kann durch Vergleiche mit beobachteten Abflussspenden in ausgewählten Flusseinzugsgebieten evaluiert werden. In Niedersachsen sind viele der beobachteten Abflussganglinien anthropogen oder naturbedingt beeinflusst (ELSHOLZ & BERGER 1998). Solche Einflüsse sind beispielsweise:

- Talsperren und Stauseen im Flusslauf,
- umfangreiche Entnahmen aus Grund- und Oberflächenwasser im Einzugsgebiet,
- Transfer von Wassermengen über Einzugsgebietsgrenzen hinweg oder
- der unterschiedliche Verlauf der oberirdischen und unterirdischen Einzugsgebietsgrenzen.

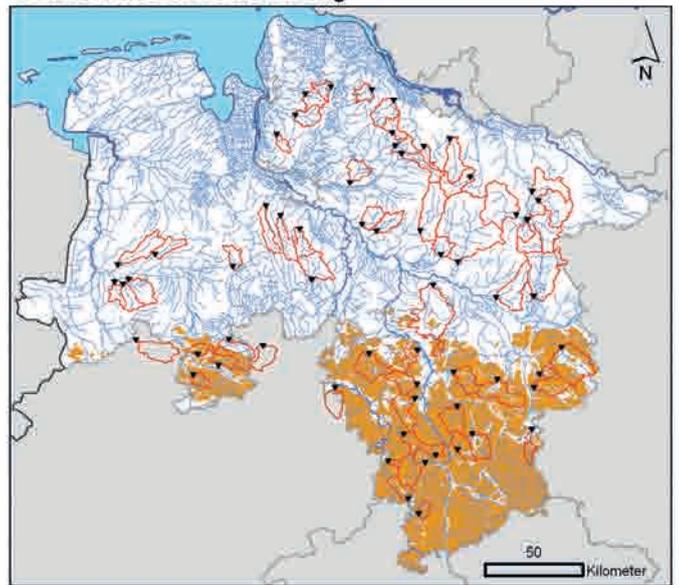
Im Prinzip müssten für die Evaluierung alle durch menschliche Aktivitäten im Modellgebiet bewegten Wassermengen mit Entnahme- und Einleitpunkten bekannt sein und im Rahmen der Simulation berücksichtigt werden (z.B. Feldberegnung). Derzeit sind dafür jedoch geeignete Datensammlungen noch nicht flächendeckend verfügbar.

Vor dem Hintergrund des vielerorts mehr oder weniger stark beeinflussten Abflussverhaltens wurden für die Evaluierung insgesamt 72 relativ lange (wenn möglich 1971–2000) lückenlos vorliegende Abflussganglinien aus relativ kleinen Einzugsgebieten an den Oberläufen der niedersächsischen Flusssysteme ausgewählt (Abb. 7). Diese können als relativ unbeeinflusst durch menschliche Aktivitäten angesehen werden. In den Einzugsgebieten der Pegel Klein Hesebeck und Oetzmühle in der Lüneburger Heide liegt eine beträchtliche Beeinflussung des Abflussregimes durch

Gesamtabfluss



Grundwasserneubildung



▼ Pegel oberirdische Einzugsgebietsgrenzen — Flüsse Festgestein

Abbildung 7

Für die Evaluierung des Gesamtabflusses (links) und der Grundwasserneubildung (rechts) verwendete oberirdische Flusseinzugsgebiete. Gauged river catchments used for the evaluation of mGROWA model accuracy for total runoff (left) and groundwater recharge (right).

intensive Grundwasserförderung für Bewässerungszwecke vor. Um den Einfluss der genannten menschlichen Aktivitäten auf die Evaluierungsergebnisse zu demonstrieren, wurden diese Pegel explizit in die Evaluierung einbezogen. Insgesamt bedecken die ausgewählten Einzugsgebiete ca. 9.300 km² und damit ca. 20 % der Landesfläche Niedersachsens. Auch sind sie relativ gleichmäßig über das Modellgebiet verteilt.

Die Evaluierung erfolgte durch Gegenüberstellung der simulierten und der beobachteten langjährigen mittleren Gesamtabflusshöhen bzw. Grundwasserneubildungshöhen. Für die Bewertung des Gesamtabflusses werden die beobachteten MQ-Werte verwendet. Die Grundwasserneubildung kann bei Betrachtung längerer Zeiträume dem Basisabfluss gleichgesetzt werden. Der Anteil des Basisabflusses am MQ-Wert kann in Einzugsgebieten, in denen Lockergesteinsaquifere dominieren, mit Hilfe der Methode von WUNDT (1958) und in Einzugsgebieten, in denen Festgesteinsaquifere dominieren, mit Hilfe der Methode von DEMUTH (1993) abgeschätzt werden (BOGENA et al. 2005). Das Demuth-Verfahren nutzt die sogenannte „Dauerkurve des Basisabflusses“ für die Bestimmung des mittleren Basisabflusses. Es existieren hierbei zwei Kurventypen, ein S-förmiger Kurventyp mit einem linearen Bereich und ein parabolischer Kurventyp. Für den parabolischen Kurventyp liefert das Demuth-Verfahren keine sinnvollen Ergebnisse. Es wurde deshalb nicht für alle Ganglinien im Festgesteinsbereich angewendet. Dies ist auch der Grund dafür, dass die simulierte Grundwasserneubildung nur in insgesamt 62 Einzugsgebieten evaluiert wurde (Abb. 7).

Objektive Kennzahlen für die Evaluierung

Die langjährigen beobachteten Abflusswerte müssen durch die Simulation ausreichend gut reproduziert werden, damit die mit dem mGROWA-Modell berechneten Wasserbilanzgrößen als realistisch angesehen werden können. MORIASI et al. (2007) empfehlen für die objektive Evaluierung von Abflusssimulationen anhand von beobachteten Ganglinien unter anderen die statistischen Kennzahlen NSE (Nash-Sutcliffe efficiency) und PBIAS (Percent bias).

Die Nash-Sutcliffe-Modelleffizienz (NASH & SUTCLIFFE 1970) ist eine standardisierte Kennzahl die angibt, wie gut Paare aus simulierten und beobachteten Werten die 1:1-Line treffen. NSE kann Werte zwischen -∞ und 1,0 annehmen. Werte zwischen 0 und 1,0 bedeuten, dass die Simulation die Realität besser abbildet als der Mittelwert der Beobachtungen. MORIASI et al. (2007) geben für die Abflusssimulation in einzelnen Einzugsgebieten auf Monatsbasis Schwellenwerte für NSE von 0,75 und 0,65 an, die eine sehr gute bzw. gute Modelleffizienz anzeigen. NSE-Werte kleiner 0,5 sind nach ihren Ausführungen nicht akzeptabel.

NSE wird normalerweise für den objektiven Vergleich zweier Abflusszeitreihen verwendet. Die hinter der Berechnung von NSE stehende Idee, die Varianz der beobachteten Abflüsse eines Einzugsgebietes mit der Residualvarianz der Simulationsergebnisse zu vergleichen, kann aber nicht nur auf Zeitreihen angewendet werden. Für einzelne Zeitabschnitte (Tage, Jahre oder auch hydrologische Perioden) können die mittleren beobachteten Abflussspenden einer Vielzahl von Einzugsgebieten den zugehörigen mittleren simulierten Abflussspenden gegenübergestellt werden. Da die für die Evaluierung verwendeten beobachteten Abflussspenden aus Einzugsgebieten unterschiedlicher Größe stammen, sollte die Berechnung von NSE flächengewichtet erfolgen:

$$NSE_C = 1 - \frac{\sum_{j=1}^m (A_{C,j} \cdot (q_{obs,j} - q_{sim,j})^2)}{\sum_{j=1}^m (A_{C,j} \cdot (q_{obs,j} - q_{obs,A_{Cv}})^2)} \tag{17}$$

In Gleichung 17 sind q_{obs} die beobachteten Abflussspenden, q_{sim} die zugehörigen simulierten Werte, $q_{obs/A_{Cv}}$ die Summe der Abflussspenden aus allen betrachteten Einzugsgebieten innerhalb der bewerteten Zeitspanne und A_C die jeweilige Fläche der einzelnen Einzugsgebiete. NSE_C kann nun als Effizienzmaß auch für die Bewertung der simulierten räumlichen Verteilung des mittleren Gesamtabflusses und der mittleren Grundwasserneubildung eines beliebigen Zeitabschnittes in einer größeren Anzahl beobachteter Einzugsgebiete verwendet werden. Die Gewichtung nach den Einzugsgebietsgrößen führt dazu, dass eine gute Übereinstimmung zwischen beobachtetem und simuliertem Abflussgeschehen in einem großen Einzugsgebiet einen größeren Einfluss auf die resultierende Modelleffizienz im gesamten Modellraum hat als eine gute Übereinstimmung in einem kleinen Einzugsgebiet.

Mit PBIAS wird die Tendenz gemessen, mit einer simulierten eine beobachtete Abflusszeitreihe zu über- bzw. unterschätzen (GUPTA et al. 1999). Der Optimalwert für PBIAS ist 0. Positive Werte zeigen eine Unterschätzung der Realität durch das Modell an, negative Werte eine Überschätzung. Analog zu NSE erfolgte die Berechnung von PBIAS gewichtet durch die Flächen der Einzugsgebiete (Gl. 18). Mit $PBIAS_C$ kann nun die mittlere Tendenz der mGROWA-Simulation bewertet werden, auf Grundlage der verwendeten Datenbasis und Parameter die in Niedersachsen beobachteten Abflussspenden innerhalb einer gewählten Zeitspanne zu über- bzw. unterschätzen.

$$PBIAS_C = \frac{\sum_{j=1}^m (A_{C,j} \cdot (q_{obs,j} - q_{sim,j}) \cdot 100)}{\sum_{j=1}^m (A_{C,j} \cdot q_{obs,j})} \tag{18}$$

Ergebnisse der Evaluierung

Weil im mGROWA-Modell keine Abflusskonzentration im Gewässernetz simuliert wird, wurde auf eine Gegenüberstellung der simulierten Zeitreihen des täglich gebildeten Gesamtabflusses mit beobachteten Ganglinien an den Pegeln der entsprechenden Einzugsgebiete verzichtet. Abbildung 8 zeigt aber beispielhaft die Ergebnisse der Evaluierung des simulierten Gesamtabflusses für drei Einzeljahre (1987, 1988 und 1989).

Die objektiven Kennzahlen liegen in dem als akzeptabel angesehenen Bereich. Auf die beiden leicht überdurchschnittlich nassen Jahre mit einer leichten Überschätzung des Gesamtabflusses folgt das eher trockene Jahr 1989 mit einer durch PBIAS indizierten Unterschätzung des Gesamtabflusses. Bei der Bewertung dieses Ergebnisses sollte die mit mGROWA nicht simulierte Ausschöpfungsphase des Grundwasserspeichers Berücksichtigung finden. Offensichtlich wurde ein Teil der im Jahr 1989 in den Gewässern beobachteten Wassermengen schon als Abfluss (Grundwasserneubildung) während der Auffüllungsphase des Gebietsspeichers im vorhergehenden Jahr gebildet.

Um den genannten Effekt weitestgehend auszuschließen, wurden die simulierten mittleren jährlichen Gesamtabfluss- und Grundwasserneubildungshöhen der Periode 1971–2000 evaluiert. Abbildung 9 zeigt die Ergebnisse der Evaluierung des

Jährlicher Gesamtabfluss in 71 Einzugsgebieten

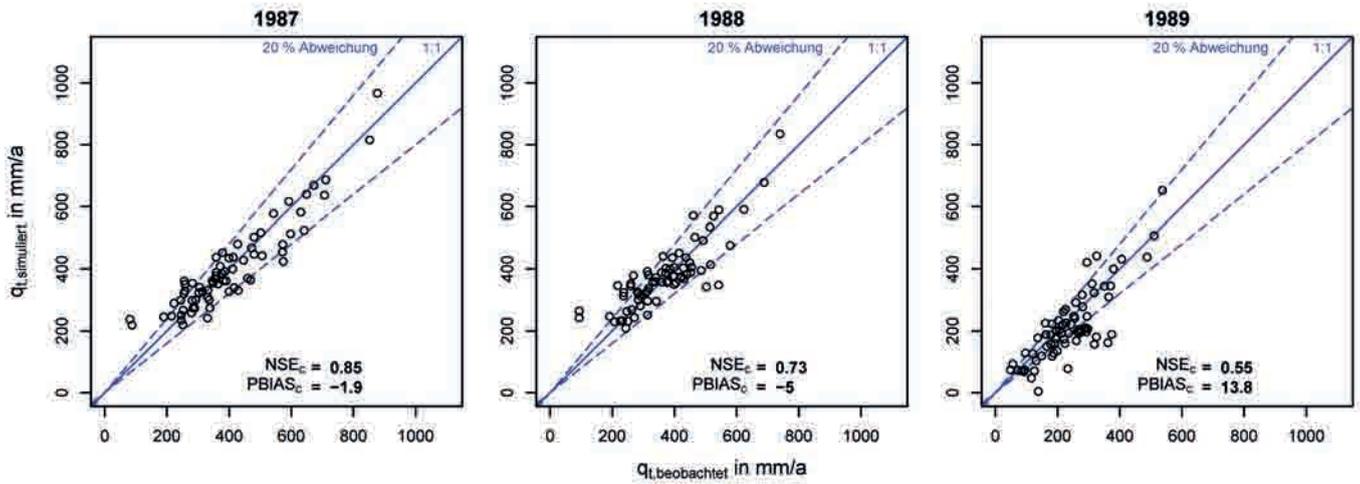


Abbildung 8
 Evaluierung des jährlichen Gesamtabflusses der Jahre 1987, 1988 und 1989
 Evaluation of the total runoff in the years 1987, 1988, and 1989

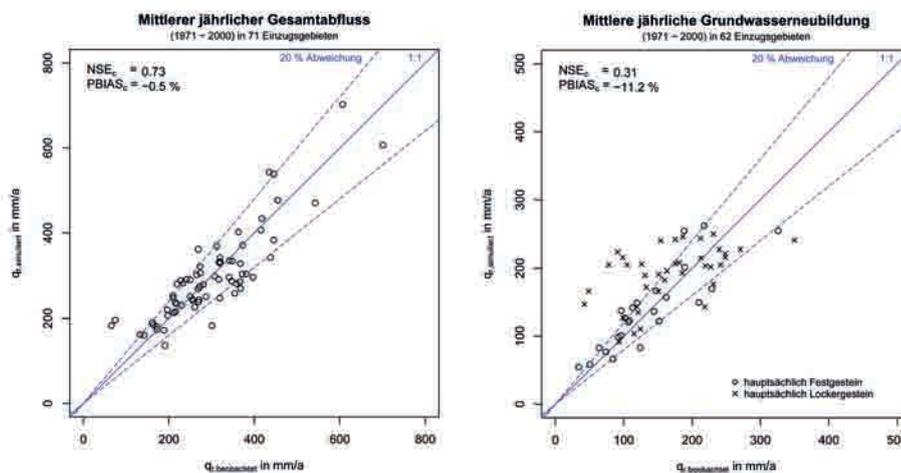


Abbildung 9
 Evaluierung des mittleren jährlichen Gesamtabflusses und der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung für die Periode 1971–2000
 Evaluation of the mean annual total runoff and the mean annual groundwater recharge in the hydrologic period 1971–2000

mittleren jährlichen Gesamtabflusses (links) und der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung (rechts). Für den Gesamtabfluss resultiert eine sehr gute Modelleffizienz von 0,73. In den zur Evaluierung verwendeten Einzugsgebieten wurde der Gesamtabfluss nur minimal überschätzt (-0,5 %). Viele der Wertepaare liegen sehr nahe an der 1:1-Linie oder im Bereich der 20 % Abweichung und damit nach MORIASI et al. (2007) mindestens im Bereich einer „befriedigenden“ Übereinstimmung zwischen Simulation und Beobachtung. Für die Einzugsgebiete der Pegel Klein Hesebeck und Oetzmühle in der Lüneburger Heide wird der Gesamtabfluss durch die Simulation um ca. 100 % überschätzt. In diesen Einzugsgebieten findet intensive Feldberegnung aus dem Grundwasser statt. Dadurch sind die realen Verdunstungshöhen größer als die simulierten, und das zusätzlich verdunstete Wasser gelangt nicht in die Gewässer.

Für die Grundwasserneubildung resultiert eine gute Modelleffizienz von 0,31 (Abb. 7, rechts). Auffällig ist jedoch eine Gruppe von Einzugsgebieten im Lockergesteinsbereich, in denen die simulierte Grundwasserneubildung deutlich größer ist als die aus den beobachteten Abflüssen mit den Verfahren von WUNDT (1958) abgeleitete Grundwasserneubildung. Diese Gruppe ist die Ursache für die durch den Wert $PBIAS_c$ indizierte scheinbar landesweit vorliegende Tendenz zur Überschätzung der Grundwasserneubildung um ca. 11 %. Es ist aber nicht davon auszugehen, dass diese suggerierte Tendenz zur Überschätzung der Grundwasserneubildung modellbedingt ist. Viel wahrscheinlicher ist, dass in den genannten Einzugsgebieten der beobachtete Basisabfluss aufgrund der Grundwasserentnahmen zur Feldberegnung deutlich reduziert ist. Ein beträchtlicher Teil neu gebildeten Grundwassers wird

wieder entnommen, bevor die entsprechenden Wassermengen Basisabfluss werden. Aufgrund einer lückenhaften Datenbasis konnte dieser Effekt bislang aber nicht landesweit analysiert und quantifiziert werden. Die Ergebnisse unterstreichen jedoch die Notwendigkeit, anthropogene Einflüsse auf den natürlichen Wasserhaushalt, wie z.B. Grundwasserentnahmemengen, explizit landesweit zu erfassen, damit sie als Bilanzgröße bei der Simulation bzw. Prognose des Landschaftswasserhaushaltes berücksichtigt werden können.

Evaluierung anhand Bodendauerbeobachtungsflächen

ENGEL et al. (2012) haben das in mGROWA als Modul implementierte Bodenwasserhaushaltsmodell BOWAB anhand von Feld- und Lysimetermessungen validiert. Im Rahmen dieser Untersuchungen wurden die auf 14 Referenzflächen in Niedersachsen

gravimetrisch bestimmten Bodenwassergehalte den mit BOWAB simulierten Wassergehalten gegenübergestellt. Sowohl die Bestimmtheitsmaße ($R^2 > 0,8$) als auch die Fehlerstatistiken RMSE (Root Mean Square Error) mit Werten kleiner 3,3 Vol.-% zeigen eine gute Übereinstimmung von Modell und Realität an.

Außerdem wurden gemessene Sickerwassermengen von sechs wägbaren Lysimetern aus dem Bodendauerbeobachtungsprogramm des Landesamts für Bergbau, Energie und Geologie mit den zugehörigen Simulationsergebnissen über 3 Sickerwasserperioden hinweg miteinander verglichen. Die Differenz zwischen gemessenen und simulierten Sickerwassermengen lag mit < 30 mm im Bereich der natürlichen Schwankungen, wie sie auch beim Vergleich zwischen zwei Lysimetern an ein und demselben Standort zu beobachten sind (für Details s. ENGEL et al. 2012).

Vergleich mit Referenzsimulationen auf Landesebene

Für wasserwirtschaftlich und wasserrechtlich relevante Planungsarbeiten wird in Niedersachsen seit 2001 das Modell GROWA eingesetzt (DÖRHÖFER et al. 2003, KUNKEL et al. 2006, TETZLAFF et al. 2003, WENDLAND et al. 2003). Gegenüber den bisherigen GROWA-Ergebnissen unterscheiden sich die räumlichen Muster der neuen mGROWA-Ergebnisse (tatsächliche Evapotranspiration, Gesamtabfluss, Grundwasserneubildung) nur unwesentlich. Auch die Gebietsmittelwerte (ganz Niedersachsen) weichen nur um wenige Millimeter pro Jahr voneinander ab. In der Fläche variieren die Größen aufgrund der weiterentwickelten Simulationsmethodik im mGROWA-Modell jedoch teilweise stärker. Ursache dafür sind die unterschiedlichen Parameter für die Verdunstungsberechnung und die präzisere Simulation der Bodenwasserndynamik im mGROWA-Modell.

Für das gesamte Gebiet der Bundesrepublik Deutschland existiert des Weiteren das Kartenwerk des Hydrologischen Atlases von Deutschland (HAD, GLUGLA et al. 2003, JANKIEWICZ et al. 2005). Gegenüber den Karten des HAD unterscheiden sich die mGROWA-Ergebnisse nicht nur aufgrund der unterschiedlichen Methodik. Bei der Erstellung des HAD wurde außerdem auf Kartenwerken größeren Maßstabs aufgebaut (z.B. auf der Bodenübersichtskarte im Maßstab 1:1.000.000). Dies führt einerseits zu ähnlichen (über)regionalen Verteilungsmustern der Wasserhaushaltsgrößen, weil der klimatische Modellinput in beiden Fällen nur relativ gering voneinander abweicht. Andererseits existieren methoden- und parameterbedingt lokal Unterschiede.

6 Diskussion

mGROWA ist ein deterministisches konzeptionelles rasterbasiertes flächendifferenziertes hydrologisches Bilanzmodell (gemäß der Kategorisierung von BECKER & SERBAN 1990). Gegenüber dem Vorgängermodell GROWA (KUNKEL & WENDLAND 2002) wurde hauptsächlich die Prozessbeschreibung für die Simulation der tatsächlichen Verdunstung grundlegend überarbeitet. Im Modell GROWA kam die empirische Gleichung von RENGGER & WESSOLEK (1990) zum Einsatz, mit der landnutzungsabhängig eine Jahressumme der tatsächlichen Verdunstung basierend auf Niederschlag, potenzieller Verdunstung und dem zeitlich konstanten Wert des pflanzenverfügbaren Bodenwassers geschätzt wurde.

Im Modell mGROWA basiert die Berechnung der täglichen Verdunstung auf der Penman-Monteith-Gleichung, mit welcher der

physikalische Prozess der Verdunstung durch eine Verknüpfung der Energiebilanz- und der Massentransfermethode beschrieben wird. In Kombination mit der Disse-Funktion wird die tatsächliche Verdunstung dann in Abhängigkeit von den für diesen Prozess zeitlich variabel zur Verfügung stehenden Wassermengen berechnet. Eine einfache empirische Gleichung für die Beschreibung eines komplexen Grenzschicht-Prozesses (Atmosphäre, Vegetation, Boden) ist demnach durch ein komplexeres Teilmodell ersetzt worden, in welchem physikalisch basierte Gleichungen für die Prozessbeschreibung Anwendung finden. Die gesamte Prozessbeschreibung für mGROWA wurde jedoch so entworfen, dass alle notwendigen Parameter für die Anwendung des Modells auf Bundeslandebene oder in großen Flusseinzugsgebieten verfügbar oder ableitbar und die Simulationen mit „handelsüblicher“ Rechentchnik durchführbar sind.

Neben den Entscheidungen, die bezüglich der Komplexität der Abbildung einzelner für den Landschaftswasserhaushalt relevanter Prozesse getroffen werden müssen, ist die Wahl der räumlichen Auflösung des Modellgebietes einerseits relevant für den aufzubringenden Rechenaufwand und andererseits für die lokale Aussagegenauigkeit des Modells. Die für die mGROWA-Simulation in Niedersachsen getroffene Wahl eines 100-Meter-Rasters birgt Vorteile. Die oft kleinteilige Landschaftsstruktur aus Ackerland, Grünland, Wald und bebauten Flächen kann zum Beispiel hinsichtlich des Einflusses der verschiedenen Oberflächenstrukturen auf den Verdunstungsprozess präziser und im Hinblick auf die Auflösung des digitalen Landschaftsmodells mit geringerem Informationsverlust abgebildet werden, als dies z.B. bei einem 1-Kilometer-Raster der Fall wäre. Dem gegenüber werden durch eine höhere räumliche Auflösung die Unsicherheiten, die aus der räumlichen Verteilung der Klima- und Niederschlagsstationen und der Wahl des für die Aufbereitung des Klimainputs verwendeten Regionalisierungsmethoden resultieren, nicht reduziert. Ein besonderer Vorteil des mGROWA-Modellkonzeptes ist, dass räumliche Verteilungen der Klimaelemente als Modellinput verwendet werden können, die auf Basis verschiedener Datenquellen (Messwerte an Klimastationen oder auch Regenradaraten) ermittelt und mit jeweils an die speziellen Gegebenheiten im Modellgebiet angepassten Methoden aufbereitet wurden.

Die Qualität der verwendeten bzw. verfügbaren Datengrundlagen hat einen großen Einfluss auf die Präzision der mGROWA-Simulationsergebnisse. Dies soll exemplarisch für die grundwasser-nahen Standorte diskutiert werden. Im Rahmen der vorliegenden Modellierung wurde die Tiefenlage der Grundwasseroberfläche aus der Bodenübersichtskarte im Maßstab 1:50.000 abgeleitet. Diese Karte liegt flächendeckend für Niedersachsen vor. Sie enthält Angaben zur Grundwasserstufe (MÜLLER & WALDECK 2011), aus denen ein mittlerer Flurabstand des Grundwassers abgeleitet wurde. Nur für die in der Bodenkarte als grundwasserbeeinflusst verzeichneten Flächen kann in der Jahresbilanz eine Grundwasserzehrung resultieren. Die präsentierten Simulationsergebnisse basieren damit auf einer stationären Grundwasseroberfläche. Prinzipiell ist es jedoch möglich, während der Simulationslaufzeit mit mGROWA eine monatlich aktualisierte Grundwasseroberfläche einzulesen. Die räumlichen Muster der Flächen, auf denen in der Jahresbilanz dann Grundwasserzehrung stattfindet, und der Betrag des dann simulierten kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser würden sich entsprechend verändern. Die Erstellung einer präziseren (instationären) Grundwasseroberfläche könnte zukünftig flächendeckend auf einer alternativen Datenbasis erfol-

gen, zum Beispiel mittels gemessener Grundwasserstände durch Methoden, wie sie beispielsweise von HERRMANN (2010) für das gesamte Bundesland Hessen oder von HANNAPPEL & RIEK (2011) für die oberflächennahen Grundwasserleiter der Waldflächen Brandenburgs entwickelt worden sind. Eine solche Erweiterung macht aber nur dann Sinn, wenn gemessene Grundwasserstände in ausreichender Zahl landesweit zur Verfügung stehen.

7 Zusammenfassung und Ausblick

Mit dem Modell mGROWA wurde ein Wasserhaushaltsmodell entwickelt, mit dem die Grundwasserneubildung sowie weitere hydrologisch und wasserwirtschaftlich relevante Wasserhaushaltsgrößen räumlich hochaufgelöst (1 ha große Rasterzellen) und in einer zeitlichen Auflösung von Tagen (Bodenwasserhaushalt) bzw. Monaten (Grundwasserneubildung) über lange Zeiträume (mehrere hydrologische Perioden) simuliert werden können. Die Wasserhaushaltssimulation mit mGROWA kann einerseits auf Basis beobachteter Klimadaten erfolgen. Das Modell kann jedoch auch durch die Ergebnisse von Klimaprojektionen angetrieben werden und damit den Einfluss von verändertem Klima auf den Landschaftswasserhaushalt projizieren. Aufgrund der für das Modell mGROWA gewählten Prozessbeschreibung (für Verdunstung, Bodenwasserhaushalt, Separation in Abflusskomponenten) ist insbesondere in großen Modellgebieten die Wasserhaushaltssimulation mit weniger Rechenaufwand verbunden, als dies bei komplexeren Modellen der Fall wäre. Es eröffnet sich deshalb die Möglichkeit, mit mGROWA auf Basis einer Vielzahl von Zukunftsszenarien (Klima u. Landnutzung) den dann resultierenden Wasserhaushalt zu berechnen.

Insbesondere die Grundwasserneubildung ist eine für die Wasserwirtschaft sehr bedeutende Größe, deren Berechnung im mGROWA-Modell auf Monatsbasis erfolgt. Eine geringere Zeitschrittweite hat aus Sicht der Grundwasserbewirtschaftung keine Relevanz. Es wurde gezeigt, dass ein Großteil der Grundwasserneubildung in den Monaten Dezember und Januar stattfindet. Im Sommerhalbjahr ist die Grundwasserneubildung erwartungsgemäß stark reduziert. Auf vielen grundwasserbeeinflussten Standorten in den Elbe- und Aller-Niederungen resultiert in der Jahresbilanz eine Grundwasserzehrung.

Die mit mGROWA für die Jahre von 1971 bis 2000 für das Bundesland Niedersachsen bilanzierten Wassermengen wurden durch Auswertung gemessener Abflussganglinien in einer Vielzahl von Einzugsgebieten bestätigt. Im landesweiten Mittel gibt es keine Tendenz für eine relevante Über- bzw. Unterschätzung der beobachteten Wassermengen. Eine weitere Präzisierung der Wasserhaushaltssimulation könnte (zunächst) vor allem durch die Einbeziehung räumlich und zeitlich differenzierter Grundwasserentnahme- und Berechnungsmengen erreicht werden.

Die mit dem mGROWA-Modell erstellte Karte der Grundwasserneubildung soll in Niedersachsen zukünftig für wasserwirtschaftliche Planungsarbeiten und wasserrechtliche Genehmigungsverfahren herangezogen werden. Das mGROWA-Modell selbst soll in Zukunft zudem für die Beantwortung weiterer Frage- und Aufgabenstellungen eingesetzt werden, z.B. für:

- Die Bewertung des Einflusses des Klimawandels auf einzelne Komponenten des Landschaftswasserhaushalts. In diesem Zusammenhang stehen beispielsweise folgende Fragen im Mittelpunkt:

- Wird sich durch den Klimawandel das Grundwasserangebot verändern?
- In welchen Teilräumen wird sich das Grundwasserangebot verändern?
- In welchem Zeitraum wird es sich in welchem Umfang verändern?
- Verkürzt oder verlängert sich die Grundwasserneubildungsperiode?
- Erhöht sich die Zahl der Vegetationsperioden, in denen ein hoher Bewässerungsbedarf in der Landwirtschaft bestehen wird? Welche Auswirkungen haben dann zusätzliche Entnahmen auf den Grundwasserhaushalt?
- Wie sind die Unsicherheiten zu bewerten, die derzeit mit der Nutzung verschiedener Klimaprojektionen (z.B. durch die Modelle WETTREG oder REMO) verbunden sind?
- Die Simulation der Feldeberegnung auf Basis von Real- und Prognosedaten und damit zur Bilanzierung des Einflusses verschiedener Bewässerungsstrategien auf den Boden- und Grundwasserhaushalt.
- Die Kopplung mit Modellen zur Simulation des Nährstoffhaushalts auf Landesebene.
- Die Bewertung des Einflusses verschiedener Szenarien einer zukünftigen Land- und Forstwirtschaft (inkl. veränderter Fruchtfolgen und Waldumbau) auf den großräumigen Wasserhaushalt.

Summary

The model mGROWA is a water balance model that can simulate groundwater recharge and other water balance components of relevance in hydrology and water resources management in high spatial resolution (grid cells 100 x 100 m) and for temporal resolutions ranging from days (soil water balance) to months (groundwater recharge). On one hand, water balance simulations with mGROWA can be based on observed climate data. On the other hand it is also possible to run it with data originating from climate projections. Due to the chosen representation of hydrological processes, i.e. evapotranspiration, soil water balance and runoff separation, the computational effort for water balance simulations based on mGROWA remains lower than in more complex models especially when mGROWA is applied to large areas (Federal States, entire river basins).

Groundwater recharge levels which are of special importance for the management of groundwater resources are simulated by mGROWA on a monthly basis as shorter time steps are not relevant in terms of groundwater management. Model results indicate that groundwater recharge occurs predominantly in the months December and January. As expected, groundwater recharge is considerably lower in the summer half-year. At sites displaying surface near groundwater tables, i.e. in the floodplains of the rivers Elbe and Aller, evapotranspiration from the aquifer may exceed groundwater recharge levels, so that the yearly water balance gets negative (discharge via evapotranspiration).

The runoff values simulated by the mGROWA model for Lower Saxony for the hydrologic period 1971–2000 were confirmed by observed runoff hydrographs in numerous catchments. In this regard, neither the simulated total runoff levels nor the simulated groundwater recharge levels showed a tendency to over- or underestimate the observed runoff quantities. From this result we

conclude that a further improvement of the water balance simulations might be achieved by just including the regional quantities of water abstractions for drinking water supply, irrigation and other purposes in the model simulations.

The groundwater recharge map generated based on the mGROWA model will be utilized in Lower Saxony in the future for groundwater resources management issues, i.e. for granting water abstraction rates. It is foreseen that the mGROWA model will be used in Lower Saxony in the future for issues like:

- The assessment of the influence of climate change on individual components of the water balance. In this context the following questions are of special interest:
 - Will the groundwater supply shift with climate change?
 - In which sub-regions will the groundwater supply change?
 - In which period will it change to which extent?
 - Will the groundwater recharge period become shortened or prolonged?
 - Will growth periods requiring much irrigation in agriculture become more frequent? Which impact will additional groundwater abstractions have on the groundwater balance?
- The simulation of field irrigation on the basis of real and predicted data and of the influence of different irrigation strategies on the soil water and groundwater balances.
- The simulation of the nutrient inputs into groundwater and surface water at the level of the Federal State.
- The assessment of the influence of different future farming and forestry scenarios (including varied crop rotation and forest conversion) on the large-scale water balance.

Danksagung

Die Verfasser danken dem Niedersächsischen Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz für die finanzielle Förderung der dargestellten Forschungs- und Entwicklungsarbeiten.

Anschriften der Verfasser:

Dr. F. Herrmann
 S. Chen
 Dr. R. Kunkel
 Prof. Dr. H. Vereecken
 Dr. F. Wendland
 Forschungszentrum Jülich GmbH
 Institut für Bio- und Geowissenschaften, IBG-3: Agrosphäre
 Leo-Brandt-Straße, 52425 Jülich
 f.herrmann@fz-juelich.de

L. Heidt
 Dr. J. Elbracht
 N. Engel
 Dr. U. Müller
 H. Röhm
 Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie
 Stilleweg 2, 30655 Hannover

Literaturverzeichnis

ALLEN, R.G., L.S. PEREIRA, D. RAES & M. SMITH (1998): Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water

requirements. – FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations; www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e00.htm#Contents

ASHBY, S.F. & R.D. FALGOUT (1996): A parallel multigrid preconditioned conjugate gradient algorithm for groundwater flow simulations. – Nuclear Science and Engineering 124 (1), 145–159

ATV-DVWK (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. – Merkblatt ATV-DVWK-M, 504. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V.

BARTH, C. (2003): Die Wirksamkeit der Kapillarsperre als Deponeoberflächenabdichtung – Feldversuche auf der Deponie Bayreuth. – Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München

BECKER, A. & P. SERBAN (1990): Hydrological models for water-resources system design and operation. – World Meteorological Organisation

BOGENA, H., R. KUNKEL, T. SCHÖBEL, H.P. SCHREY & F. WENDLAND (2005): Distributed modeling of groundwater recharge at the macroscale. – Ecological Modelling 187, 15–26

BURROUGH, P.A. & R.A. MCDONELL (1998): Principles of Geographical Information Systems. – Oxford University Press, New York

DAI, Y., X. ZENG, R.E. DICKINSON, I. BAKER, G.B. BONAN, M.G. BOSILOVICH, A.S. DENNING, P.A. DIRMEYER, P.R. HOUSER, G. NIU, K.W. OLESON, C.A. SCHLOSSER & Z.-L. YANG (2003): The Common Land Model. – Bulletin of the American Meteorological Society 84 (8), 1013–1023

DEMUTH, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. – Freiburger Schriften zur Hydrologie. Band 1; www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/FSH-Bd01-Demuth.pdf

DISSE, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. – Diss. Thesis, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)

DOMMERMUTH, H. & W. TRAMPF (1991): Die Verdunstung in der Bundesrepublik Zeitraum 1951 bis 1980. Teile 1–3. – Deutscher Wetterdienst, Offenbach

DÖRHÖFER, G., R. KUNKEL, B. TETZLAFF & F. WENDLAND (2001): Der natürliche Grundwasserhaushalt in Niedersachsen. – Arbeitshefte Wasser 1, 109–167

DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – Merkblätter 238. – Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK)

ELSHOLZ, M. & H. BERGER (1998): Hydrologische Landschaften im Raum Niedersachsen. – Hrsg. Niedersächsisches Landesamt für Ökologie. – Oberirdische Gewässer 6/98

ENGEL, N., U. MÜLLER & W. SCHÄFER (2012): BOWAB – Ein Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell. Hrsg. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie. – GeoBerichte 20, 85–98; www.lbeg.niedersachsen.de/download/66598/Geoberichte_20.pdf

GLEICK, P. H. (1987): The Development and Testing of a Water Balance Model for Climate Impact Assessment: The Sacramento Basin. – Water Resources Research 23 (6), 1049–1061

- GLUGLA, G., P. JANKIEWICZ, C. RACHIMOW, K. LOJEK, K. RICHTER, G. FÜRTIG & P. KRAHE (2003): BAGLUVA – Wasserhaushaltsverfahren zur Berechnung vieljähriger Mittelwerte der tatsächlichen Verdunstung und des Gesamtabflusses. – Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz. – BfG-Bericht Nr. 1342
- GOLF, W. (1981): Ermittlung der Wasserressourcen im Mittelgebirge. – Wasserwirtschaft und Wassertechnik 31, 93–95
- GUPTA, H.V., S. SOROOSHIAN & P.O. YAPO (1999): Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. – Journal of Hydraulic Engineering 4 (2), 135–143
- HANNAPPEL, S. & W. RIEK (2011): Berechnung des Flurabstandes des oberflächennahen Grundwassers der Waldfläche Brandenburgs für hydrologisch typische Zeiträume. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 55 (1), 4–15
- HERRMANN, F. (2010): Entwicklung einer Methodik zur großräumigen Modellierung von Grundwasserdruckflächen am Beispiel der Grundwasserleiter des Bundeslandes Hessen. – Dissertation, BTU Cottbus, 134 S.
- HERRMANN, F., C. JAHNKE, F. JENN, R. KUNKEL, H.-J. VOIGT, J. VOIGT & F. WENDLAND (2009): Groundwater recharge rates for regional groundwater modelling: a case study using GROWA in the Lower Rhine lignite mining area, Germany. – Hydrogeology Journal 17 (8), 2049–2060
- INSTITUTE OF HYDROLOGY (1980): Low Flow Studies Report, 3 volumes. – Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- JANKIEWICZ, P., J. NEUMANN, W.H.M. DUIJNISVELD, G. WESSOLEK, P. WYCISK & V. HENNINGS (2005): Abflusshöhe – Sickerwasserrate – Grundwasserneubildung – Drei Themen im Hydrologischen Atlas von Deutschland. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 49 (2), 2–13
- KOLLET, S., R.M. MAXWELL, C.S. WOODWARD, S. SMITH, J. VANDERBORGHT, H. VERECKEN & C. SIMMER (2010): Proof of concept of regional scale hydrologic simulations at hydrologic resolution utilizing massively parallel computer resources. – Water Resources Research 46 (4)
- KUNKEL, R., H. BOGENA, B. TETZLAFF & F. WENDLAND (2006): Digitale Grundwasserneubildungskarte von Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Hamburg und Bremen: Erstellung und Auswertungsbeispiele. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 50 (5), 212–219
- KUNKEL, R., M. EISELE & F. WENDLAND (2008): Assessing necessary nutrient reduction for measurement planning in groundwater bodies. – Water Science and Technology 58 (12), 2295–2302
- KUNKEL, R., P. KREINS, B. TETZLAFF & F. WENDLAND (2010): Forecasting the effects of EU policy measures on the nitrate pollution of groundwater and surface waters. – Journal of Environmental Sciences 22 (6), 872–877
- KUNKEL, R. & F. WENDLAND (2002): The GROWA98 model for water balance analysis in large river basins – the river Elbe case study. – Journal of Hydrology 259 (1–4), 152–162
- KUNKEL, R., F. WENDLAND, H. RÖHM & J. ELBRACHT (2012): Das CLINT-Interpolationsmodell zur Regionalisierung von Klimadaten und WETTREG-Klimaprojektionen für Analysen zum regionalen Boden- und Grundwasserhaushalt in Niedersachsen und Bremen. – GeoBerichte – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie 20, 6–31
- LEAVESLEY, G.H. (1994): Modeling the Effects of Climate Change on Water Resources – A Review. – Climatic Change 28, 159–177
- LINDSTRÖM, G., B. JOHANSSON, M. PERSSON, M. GARDELIN & S. BERGSTRÖM (1997): Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. – Journal of Hydrology 201 (1–4), 272–288
- LUDWIG, K. & M. BREMICKER (eds) (2006): The Water Balance Model LARSIM – Design, Content and Applications. – Freiburger Schriften zur Hydrologie 22, Freiburg
- LUDWIG, R., M. PROBECK & W. MAUSER (2003): Mesoscale water balance modelling in the Upper Danube watershed using sub-scale land cover information derived from NOAA-AVHRR imagery and GIS-techniques. – Physics and Chemistry of the Earth 28 (33–36), 1351–1364
- MAUSER, W. & H. BACH (2009): PROMET – Large scale distributed hydrological modelling to study the impact of climate change on the water flows of mountain watersheds. – Journal of Hydrology 376 (3–4), 362–377
- MIDDELKOOP, H., K. DAAMEN, D. GELLENS, W. GRABS, J.C.J. KWADIJK, H. LANG, B.W.A.H. PARMET, B. SCHÄDLER, J. SCHULLA & K. WILKE (2001): Impact of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources Management in the Rhine Basin. – Climatic Change 49, 105–128
- MONTEITH, J.L. (1965): Evaporation and environment. – In: Fogg, G.E. (Ed.), Symposium of the Society for Experimental Biology. – The State and Movement of Water in Living Organisms, 205–234
- MORIASI, D.N., J.G. ARNOLD, M.W. VAN LIEW, R.L. BINGNER, R.D. HARMEL & T.L. VEITH (2007): Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. – Transactions of the ASABE 50 (3), 885–900
- MÜLLER, U. & A. WALDECK (2011): Auswertungsmethoden im Bodenschutz. – Hrsg. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen, GeoBerichte 19; www.lbeg.niedersachsen.de/download/61889/GeoBerichte_19.pdf
- NASH, J.E. & J.V. SUTCLIFFE (1970): River flow forecasting through conceptual models: Part I – A discussion of principles. – Journal of Hydrology 10 (3), 282–290
- PFÜTZNER, B., B. KLÖCKING & F. HALBING (2008): Modellgestützte Ermittlung von Abflusskomponenten für das Land Sachsen-Anhalt. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 52 (2), 48–55
- RENGER, M., K. BOHNE, M. FACKLAM, T. HARRACH, W. RIEK, W. SCHÄFER, G. WESSOLEK & S. ZACHARIAS (2009): Bodenphysikalische Kennwerte und Berechnungsverfahren für die Praxis. – In: Wessolek, G., Kaupenjohann, M., Renger, M. (Eds.): Bodenökologie und Bodengenesse. Technische Universität Berlin – Fachgebiet Bodenkunde/Standortkunde und Bodenschutz, Institut für Ökologie; www.boden.tu-berlin.de/fileadmin/fg77/_pdf/Rote_Liste/Rote_Reihe_Heft_40.pdf
- RENGER, M. & G. WESSOLEK (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderung auf die Grundwasserneubildung. – Mitt. Inst. für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München, Heft 38b, 295–305
- SCHINDLER, U., J. THIÈRE, J. STEIDL & L. MÜLLER (2004): Bodenhydrologische Kennwerte heterogener Flächeneinheiten – Methodik der Ableitung und Anwendungsbeispiel für

- Nordostdeutschland. – Hrsg. Landesumweltamt Brandenburg (LUA), Potsdam, Heft 87
- SCHWÄRZEL, K., J. ŠIMŮNEK, H. STOFFREGEN, G. WESSOLEK & M.T. van GENUCHTEN (2006): Estimation of the Unsaturated Hydraulic Conductivity of Peat Soils. – *Vadose Zone Journal* 5 (2), 628–640
- TETZLAFF, B., G. DÖRHÖFER, R. KUNKEL & F. WENDLAND (2003): GIS-gestützte Ermittlung der Grundwasserneubildung in Niedersachsen. – *Wasser und Boden* 7/8, 53–57
- TETZLAFF, B., J.-F. HAKE, H. VERECKEN & F. WENDLAND (2010): Sustainable use of water resources in Europe and the role of integrated modelling of phosphate fluxes. – *International Journal of Global Environmental Issues (IJGENVI)* 10 (1/2), 172–193
- TETZLAFF, B., H. VERECKEN, R. KUNKEL & F. WENDLAND (2009): Modelling phosphorus inputs from agricultural sources and urban areas in river basins. – *Environmental Geology* 57 (1), 183–193
- TETZLAFF, B. & F. WENDLAND (2008): Flächendifferenzierte Modellierung von mehrjährigen mittleren Phosphateinträgen in die Oberflächengewässer über Dränagen und Möglichkeiten zur Verbesserung der Gewässergüte. – *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 52 (5), 258–269
- VAN GENUCHTEN, M.T. (1980): A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. – *Soil Science Society of America Journal* 44 (5), 892–898
- VERECKEN, H., M. WEYNANTS, M. JAVAUX, Y. PACHEPSKY, M.G. SCHAAP & M.Th. VAN GENUCHTEN (2010): Using Pedotransfer Functions to Estimate the van Genuchten-Mualem Soil Hydraulic Properties: A Review. – *Vadose Zone Journal* 9, 795–820
- WENDLAND, F., H. BEHRENDT, U. HIRT, P. KREINS, U. KUHN, P. KUHR, R. KUNKEL & B. TETZLAFF (2010): Analyse von Agrar- und Umweltmaßnahmen zur Reduktion der Stickstoffbelastung von Grundwasser und Oberflächengewässer in der Flussgebietseinheit Weser. – *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 54 (4), 231–244
- WENDLAND, F., R. KUNKEL, B. TETZLAFF & G. DÖRHÖFER (2003): GIS-based determination of the mean long-term groundwater recharge in Lower Saxony. – *Environmental Geology* 45 (2), 273–278
- WESSOLEK, G. & M. FACKLAM (1997): Standorteigenschaften und Wasserhaushalt von versiegelten Flächen. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 160 (1), 41–46
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: Grahmann, R. *Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung*. – *Forschung zur deutschen Landeskunde* 104, 47–54