

Grundwasserneubildung pro km² im Referenzzeitraum 1971-2000

|   | [mm/Jahr]     | [m³/Tag*km²]   | [l/sec*km²]    |
|---|---------------|----------------|----------------|
|   | 0             | 0 - 2,74       | 0 - 0,032      |
| > | 0 - 100       | > 2,74 - 274   | >0,032 - 3,17  |
| > | 100 - 250     | > 274 - 684    | > 3,17 - 7,92  |
| > | 250 - 400     | > 684 - 1.095  | > 7,92 - 12,68 |
| > | 400 - 550     | >1.095 - 1.506 | >12,68 - 17,43 |
| > | 550 - 700     | >1.506 - 1.916 | >17,43 - 22,18 |
| > | 700 - 900     | >1.916 - 2.464 | >22,18 - 28,52 |
| > | 900 - 1.150   | >2.464 - 3.149 | >28,52 - 36,44 |
| > | 1.150 - 1.400 | >3.149 - 3.833 | >36,44 - 44,36 |
| > | 1.400         | > 3.833        | > 44,36        |

GLOBAL CHANGE ATLAS  
EINZUGSGEBIET OBERE DONAU



Herausgeber:  
GLOWA-Danube-Projekt, Ludwig-Maximilians-Universität München

2.1.1 Teilprojekt Hydrologie/Fernerkundung  
Grundwasserneubildung

Rastergröße: 1 x 1 km²  
Maßstab: 1: 1.700.000



Datengrundlagen:  
DANUBIA-Bodenarten  
DANUBIA-Digitales Geländemodell  
DANUBIA-Landbedeckung und Landnutzung

Autoren:  
W. Mauser, R. Ludwig  
Lehrstuhl für Geographie und geographische Fernerkundung,  
Ludwig-Maximilians-Universität München

Grafik:  
V. Falck  
Lehrstuhl für Geographie und geographische Fernerkundung,  
Ludwig-Maximilians-Universität München



## 2.1.1 Teilprojekt Hydrologie/Fernerkundung - Grundwasserneubildung

### 1. Einleitung

Die Grundwasserneubildung, definiert als die Wassermenge, die nach Durchsickerung der ungesättigten Bodenzone den Grundwasserkörper erreicht, ist eine zentrale Größe im terrestrischen Wasserkreislauf. Ihre quantitative Erfassung ist von großer Bedeutung für die Abschätzung der regelmäßigen, saisonalen Auffüllung der Grundwasserreserven. Die Grundwasserneubildung wird im vorliegenden Modellansatz von den hydrologischen und hydraulischen Prozessen im Boden gesteuert. Die Dynamik des Bodenwasser-

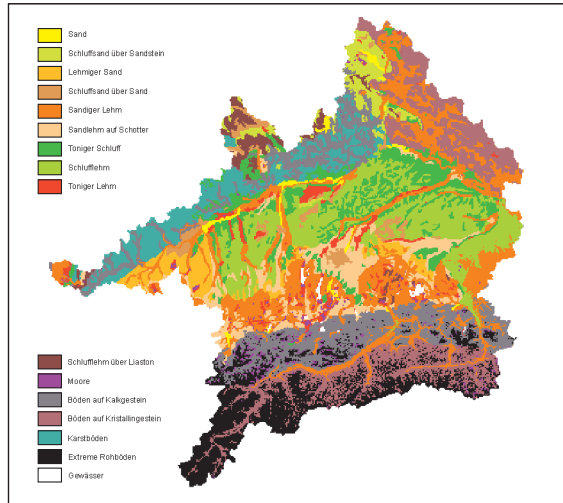


Abbildung 2.1.1.1: Die Bodenarten der Oberen Donau.

speichers, der Bodenwasserhaushalt, resultiert aus einem komplexen Gefüge verschiedener Prozesse, die zur Füllung oder Leerung dieses Speichers beitragen. Der Speicher wird gefüllt durch den Anteil des Niederschlags oder der Schneeschmelze, der in Abhängigkeit der lokalen bodenphysikalischen Gegebenheiten in den Boden infiltriert und damit vorhandene Feuchtedefizite der ungesättigten Bodenzone auffüllt. Bei Sättigungsdefizit und oberflächennahem Grundwasserspiegel kann eine zusätzliche Füllung des Bodenspeichers durch kapillaren Aufstieg erfolgen. Komponenten, die zur Leerung des Speichers beitragen, werden als Exfiltration zusammengefasst. Sie beinhaltet die Verdunstung (Evaporation bzw. Bodenverdunstung und Transpiration bzw. Pflanzenverdunstung) und die gravitative Speicherleerung, wenn der Feuchtezustand des Bodens einen bodenspezifischen Schwellenwert überschreitet (Feldkapazität).

Das die Bodenzone durchsickernde Wasser erreicht entweder vertikal die Grundwasseroberfläche (Grundwasserneubildung) oder wird bei vorhandenem Gefälle als Zwischenabfluss (Interflow) mit geringer zeitlicher Verzögerung dem nächsten Vorfluter zugeführt.

### 2. Datenaufbereitung

Die wichtigste Grundlage zur korrekten Modellierung des Bodenwasserhaushalts ist die Zuweisung von bodenphysikalischen Parametern anhand einer Bodenartenkarte (siehe Abbildung 2.1.1.1 und Kapitel 1.2). Die beschriebenen Prozesse des Bodenwasserhaushalts müssen im Modell richtig wiedergegeben werden, um auch die Grundwasserneubildung in plausibler Größenordnung berechnen zu können.

### 3. Modellbeschreibung

Die Modellierung des Bodenwasserhaushalts erfolgt mit einem für mehrschichtige Böden erweiterten Verfahren nach Eagleson (1978). Es berechnet den volumetrischen Wassergehalt  $\theta$  und das Matrixpotential  $\Phi(\theta)$  der durchwurzelten Zone einer als homogen angenommenen und aus drei Schichten bestehenden Bodensäule. Je nach Größe des Matrixpotentials steht der modellierte Wassergehalt des Bodens für die Transpiration der Pflanze bzw. die Evaporation unbedeckten Bodens zur Verfügung. Für die Berechnung von  $\theta$  und  $\Phi(\theta)$  werden weitere bodenphysikalische Parameter benötigt. Die Veränderung der Bodenfeuchte  $\theta$  und damit die Veränderung der Menge an pflanzenverfügbarem Wasser wird für homogene Böden durch die eindimensionale Philip-Gleichung (Philip, 1960) beschrieben:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \right)$$

Dabei ist  $t$  die Zeit,  $z$  die Tiefe im Boden,  $K(\theta)$  die hydraulische Leitfähigkeit und  $D(\theta)$  die Diffusivität in  $\text{m}^2/\text{s}$ :

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

Die von Philip entwickelte Gleichung beschreibt eine analytische Näherungslösung der Richards-Gleichung (Richards, 1931). Sie gilt für die eindimensionale, vertikale Infiltration in eine semi-infinite, homogene Bodensäule. Aus der Kombination der Kontinuitätsgleichung mit dem Gesetz von Darcy lässt sich die Richards-Gleichung herleiten. Wendet man das Darcy-Gesetz auch für nicht gesättigte Bedingungen an, ist die Leitfähigkeit nicht mehr nur eine substratabhängige Konstante, sondern eine Funktion der Sättigung. Der hydraulische Gradient setzt sich dabei aus den Gradienten des Matrix- und des Gravitationspotentials zusammen. Die Philip-Gleichung wird unter Verwendung bestimmter vereinfachender Randwerte oder numerischer Näherungen gelöst. Dabei gilt es, separate Lösungen der Philip-Gleichung für die Teil-

prozesse der Bodenwasserbewegung (Infiltration, Exfiltration, Perkolation und kapillarer Aufstieg) zu finden. Um unabhängige Prozesse simulieren zu können, werden die separaten Lösungen der Philip-Gleichung linear überlagert.

Sieht man die einzelnen Schichten der betrachteten Bodensäule als homogen an, so erhält man Näherungsfunktionen für das Matrixpotential  $\Phi(\theta)$  und die hydraulische Leitfähigkeit  $K(\theta)$ , die auf einfach zu messenden und vor allen Dingen zeitinvarianten, hydraulischen Bodenparametern basieren. Es werden unter Einbeziehung eines funktionalen Zusammenhangs zwischen Matrixpotential und der Bodensättigung Näherungsfunktionen nach Brooks und Corey (1964) verwendet. Die analytische Lösung der Philip-Gleichung führt in Abhängigkeit von der Zeit und der Anfangssättigung zu Gleichungen für die Infiltrations- und Exfiltrationskapazität. Es wird zum einen angenommen, dass die Bodenfeuchte in größeren Tiefen, nahe des Grundwassers, in erster Näherung als jahreszeitlich konstant anzusehen ist, womit die Perkolation der hydraulischen Leitfähigkeit bei dieser Feuchte entspricht, zum anderen, dass der Grundwasserspiegel viel tiefer liegt als der Kapillarsaum des Bodens. Der kapillare Aufstieg ist also, in Analogie zur Ex- bzw. Infiltration, aus den gleichen Bodenparametern abzuleiten.

Abbildung 2.1.1.2 stellt die vom Bodenwassermodell erfassten Prozesse schematisch dar. Es wird von einer maximalen Bodenmächtigkeit von 2 m ausgegangen, der den dynamisch wachsenden Pflanzen als maximaler durchwurzelbarer Raum zur Verfügung steht. Diese wird in einzelne Schichten in Form einer Kaskade unterteilt, so dass die Perkolation aus einer Schicht in die nächste als Effektivniederschlag interpretiert werden kann. Die Perkolation aus der untersten Bodenschicht wird als Grundwasserneubildung an die Modellkomponente *Groundwater* übergeben. In Abhängigkeit des Gefalles wird ein Anteil der perkolierenden Wassermenge aus einzelnen Schichten als Zwischenabfluss abgezweigt und gemeinsam mit dem an der Landoberfläche gebildeten Infiltrations- und Sättigungsüberschuss der Modellkomponente *Rivernetwork* übergeben.

### 4. Darstellung der Ergebnisse

Auf nebenstehender Karte ist die mittlere jährliche Grundwasserneubildungsrate [mm] im Einzugsgebiet der Oberen Donau für den Referenzzeitraum 1971-2000 dargestellt. Es ist ersichtlich, dass die Grundwasserneubildung durch verschiedene Faktoren gesteuert wird, die zu einigen deutlichen lokalen Maxima und Minima führen. Besonders hohe Grundwasserneubildung tritt im Allgäu (verursacht durch hohe Niederschläge) und den Hochlagen der Mittel- und Hochgebirgsregionen (Schwarzwald und Bayerischer Wald sowie Alpen, verursacht durch relative Niederschlagsmaxima in Verbindung mit reduzierter Verdunstung und mangelnder Speicherkapazität der Böden) auf. Relative Minima treten in den niederschlagsärmeren Regionen Nordbayerns aber auch der Zentralalpen als Folge erhöhter Evapotranspiration im Bereich der waldbestandenen Flächen und als Folge des steilen Reliefs in den Hochlagen der Bayerischen Alpen und der Zentralalpen auf. Die Grundwasserneubildung stellt unter den heutigen Klimabedingungen mit 554 mm im langjährigen Mittel eine mengenmäßig bedeutsame Größe im Einzugsgebiet der Oberen Donau dar. Im Projektverbund bedient sie die Modellkomponente *Groundwater* und liefert damit die flächenverteilte Auffüllung des Grundwasserkörpers.

### Literatur

- Brooks, R.H. & Corey, A.T. (1964): *Properties of Porous Media Affecting Fluid Flow*. In: Journ. Irr. Drain. Div., Am. Soc. Civil Engin. IR2, S. 61-88.
- Eagleson, P.S. (1978): *Climate, Soil, and Vegetation, 3. A Simplified Model of Soil-Movement in the Liquid Phase*. In: Water Resour. Res., Vol. 14, S. 722-730.
- Philip, J.R. (1960): *General method of exact solution of the concentration dependent diffusion equation*. In: Aust. J. Phys., Nr. 13, S. 1-12.
- Richards, L.A. (1931): *Capillary conduction of liquids through porous mediums*. In: Physics, 1, S. 318-333.

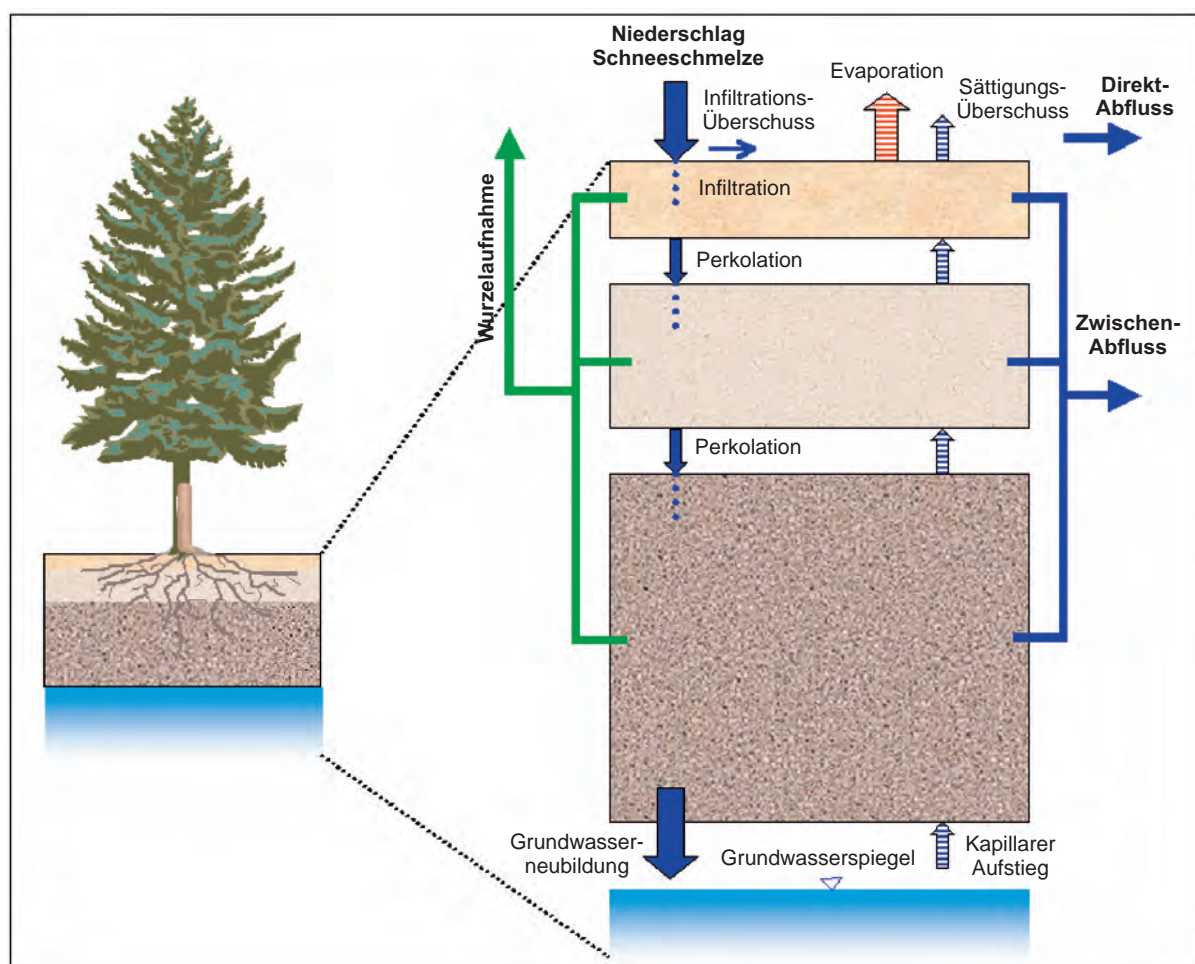


Abbildung 2.1.1.2: Der Ansatz zur Berechnung des Bodenwasserhaushalts in der Modellkomponente Soil.