

# **Erstellung und Einsatz eines Bodenkatasters für regionale Klimasimulationen**

Diplomarbeit

von  
Sabine Wohnsiedler

Juli 2006

---

Institut für Meteorologie und Klimaforschung  
Universität Karlsruhe (TH) / Forschungszentrum Karlsruhe



# INHALTSVERZEICHNIS

<b>1</b>	<b>EINLEITUNG .....</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>BODEN, BODENTEMPERATUR UND BODENWASSER .....</b>	<b>8</b>
2.1	BODENARTEN UND BODENTYPEN .....	8
2.1.1	<i>Bodenarten .....</i>	8
2.1.2	<i>Eigenschaften der Bodenarten .....</i>	9
2.1.3	<i>Böden in Europa.....</i>	11
2.1.4	<i>Böden in Deutschland .....</i>	14
2.2	BODENTEMPERATUR .....	18
2.2.1	<i>Beschreibung der Bodentemperatur.....</i>	18
2.2.2	<i>Berechnungen der Bodentemperaturen.....</i>	22
2.3	BODENWASSER.....	26
2.3.1	<i>Grundwasser in Süddeutschland.....</i>	27
<b>3</b>	<b>BODEN-VEGETATIONSMODELL .....</b>	<b>33</b>
3.1	BODENMODELL .....	33
3.1.1	<i>Bodentemperatur.....</i>	34
3.1.2	<i>Bodenwassergehalt.....</i>	35
3.1.3	<i>Parameteransätze.....</i>	36
3.2	VEGETATIONSMODELL .....	38
<b>4</b>	<b>SIMULATIONEN .....</b>	<b>39</b>
4.1	SIMULATIONEN DES BODENWASSERGEHALTS MIT DEM VEG3D .....	39
4.1.2	<i>Funktion nach Campbell .....</i>	44
4.1.3	<i>Funktion nach van Genuchten.....</i>	51
<b>5</b>	<b>ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK.....</b>	<b>58</b>
<b>6</b>	<b>LITERATURVERZEICHNIS .....</b>	<b>60</b>
<b>7</b>	<b>TABELLENVERZEICHNISVERZEICHNIS .....</b>	<b>62</b>
<b>8</b>	<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS .....</b>	<b>63</b>
<b>9</b>	<b>ANHANG .....</b>	<b>64</b>



# 1 Einleitung

Sowohl Boden als auch Vegetation haben einen erheblichen Einfluss auf atmosphärische Modelle. Während die Zeitkonstante der atmosphärischen Grenzschicht im Bereich von Tagen liegt, beträgt die des Bodens Wochen bis Monate. Bei Klimasimulationen über Zeiträume im Bereich von Monaten und Jahren ist daher die Modellierung von Bodentemperatur und Bodenwasser von großer Bedeutung.

In der Grenzschicht (Boden-Atmosphäre) nehmen Parameter wie Temperatur, Feuchte und turbulente Flüsse Einfluss auf diese Größen. Ein Hauptpunkt bei der Beschreibung des Bodens ist der Transport von Wasser in ungesättigtem Boden. Dies wird durch die Richards-Gleichung formuliert, in die die hydraulische Leitfähigkeit und das Bodenmatrixpotential zur Beschreibung der Bodenfeuchte eingehen. Über die beiden Größen wird auch direkt die Verbindung zu den Eigenschaften der Bodentypen selbst hergestellt.

Mit dem Ziel, Bodentemperatur und Bodenwasser zu modellieren, wurden SVAT-Module (Soil Vegetation Atmospheric Transfer) entwickelt, die, an die atmosphärischen Modelle angekoppelt, als deren untere Randbedingungen fungieren.

Somit ist das SVAT-Modul auch ein Bindeglied zwischen den Fachbereichen der Hydrologie, Bodenphysik, Agrarwissenschaft und Meteorologie. Diese Modelle bauen auf der Wärmeleitungsgleichung und der Diffusion für Bodenwasser auf und benötigen bodenspezifische Parameter und Randbedingungen.

Systematische Fehler beispielsweise auf Grund ungeeigneter bodenhydraulischer und thermischer Parameter bzw. unterer Randbedingungen führen zu systematischen Fehlern in den Klimasimulationen. Des Weiteren haben Fehler bei der Initialisierung von Wassergehalt und Temperatur insbesondere in tiefen Schichten sehr lange Abklingzeiten. Die möglichst genaue Vorgabe geeigneter Bodenparameter und unterer Randbedingungen ist daher eine wesentlich Voraussetzung für die Qualität von Klimasimulationen.

In dieser Diplomarbeit sollen solche Parameter auf der Basis existierender Kataster für Süddeutschland bereitgestellt und diskutiert werden und mit Hilfe der eindimensionalen Stand-alone-Version des Boden-Vegetationsmodell VEG3D die Sensitivität der Bodenfeuchte hinsichtlich der Bodenarten, Bodenhorizonten und unteren Randbedingungen an Hand von REKLIP-Messdaten der Station Karlsdorf bei Karlsruhe untersucht werden. Die Abhängigkeit des Temperaturverlaufs in verschiedenen Bodentiefen unter Vorgabe verschiedener Bodenarten wird an Hand werden der Observationsdaten der Station Potsdam für das Jahr 2005 untersucht.

Im zweiten Kapitel wird zunächst der Boden mit seinen Eigenschaften beschrieben. Dabei wird auf die Bodenarten, die Bodentemperatur und das Bodenwasser eingegangen. Des Weiteren werden die ausgewählten Messstationen und deren Beobachtungsdaten näher diskutiert. In Kapitel 3 wird auf das Boden-Vegetationsmodell VEG3D und seinen Eigenschaften eingegangen. Kapitel 4 stellt die Ergebnisse der Simulationen dar. Die Ergebnisse werden in Kapitel 5 zusammengefasst.



## 2 Boden, Bodentemperatur und Bodenwasser

Böden entwickeln sich im Verlauf der Zeit aus den Ausgangsgesteinen an der Erdoberfläche durch den Einfluss von Witterung, Bodenorganismen, Vegetation, Relief und der Menschen. Dabei entsteht ein Bodenprofil aus verschiedenen Zonen mit jeweils mehr oder weniger einheitlichen Merkmalen und Eigenschaften. Diese Zonen werden als Horizonte bezeichnet. Die vertikale Abfolge der Horizonte als Ergebnis der Bodengenese führt zu typischen Böden. Eng gekoppelt mit den Bodeneigenschaften sind die Bodentemperatur und der Bodenwassergehalt. Im folgenden wird zunächst auf die Bodenarten, danach auf Bodentemperatur und Bodenwassergehalt eingegangen.

### 2.1 Bodenarten und Bodentypen

#### 2.1.1 Bodenarten

Böden lassen sich nach der Bodenkörnung oder Bodentextur, d.h. hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung ihrer mineralischen Substanz in verschiedene Bodenarten einteilen. Man unterscheidet im Allgemeinen zwischen den Kornfraktionen des Grobbodens mit einem Korndurchmesser  $> 2$  mm und denen des Feinbodens mit einem Korndurchmesser  $< 2$  mm. Die nachfolgende Übersicht zeigt die Einteilung der Korngrößenfraktionen und deren Bezeichnung.

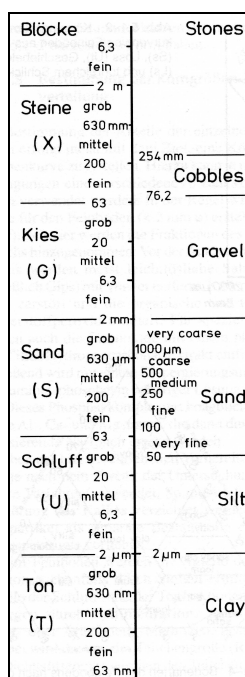


Abbildung 2-1: Einteilung der Korngrößenfraktionen (Scheffer und Schachtschabel, 2002)

In der linken Hälfte erfolgt die Einteilung in die Korngrößenfraktion nach der deutschen und in der rechten nach der amerikanischen Nomenklatur (Abb. 2-1). Sowohl bei der Einteilung des Grob- wie auch des Feinbodens zeigen sich in der Korngrößeneinstufung Unterschiede.

Abhängig von der Korngröße der mineralischen Substanz des Feinbodens unterscheidet man 3 Bodenarten: Sand (S), Schluff (U) und Ton (T). Beim Feinboden bedeutet dies für die Korngrößen nach der deutschen Einteilung Ton (63 nm – 2 µm), Schluff (2 µm – 63 µm) und Sand (63 µm – 2 mm) und nach der amerikanischen Ton (63 nm – 2 µm), Schluff (2 µm – 50 µm) und Sand (50 µm – 2 mm).

In der Regel sind die Korngrößenklassen im Boden gemischt, wobei die dominierende Korngrößenfraktion namensgebend ist, z.B. schluffiger Ton (uT). Als weitere Bodenart kommt Lehm hinzu, welcher eine Mittelstellung zwischen Sand, Schluff und Ton einnimmt. Die prozentualen Anteile der einzelnen Fraktionen Sand, Schluff und Ton in den Bodenartengruppen der amerikanischen Nomenklatur nach USDA (United States Department of Agriculture) sind im Dreiecksdiagramm dargestellt (Abb. 2-2).

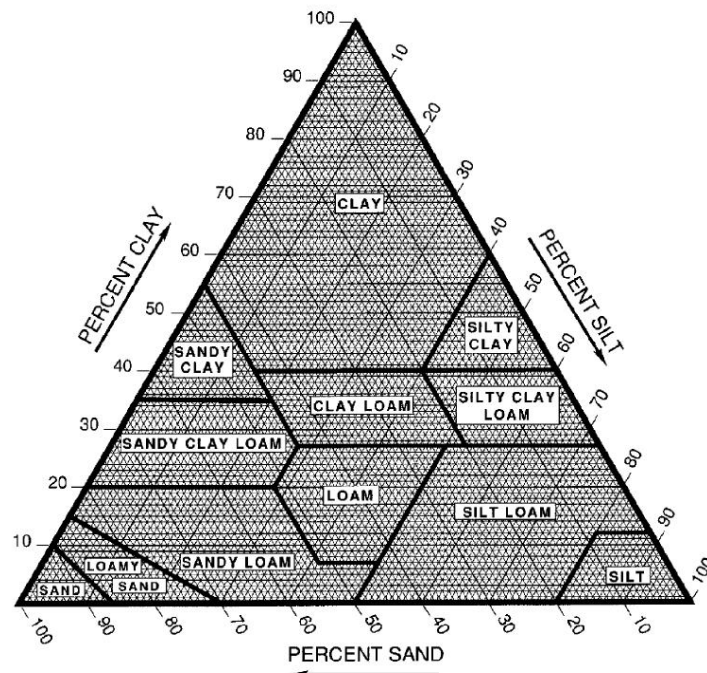


Abbildung 2-2: Dreiecksdiagramm der Bodenarten nach USDA (Soil Survey Staff, 2006)

### 2.1.2 Eigenschaften der Bodenarten

Körnung und Bodenart stehen in enger Beziehung zum Wasser-, Luft- und Nährstoffhaushalt. Da Luft eine geringere Wärmekapazität ( $0,0012 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1} \cdot 10^6$ ) als Wasser ( $4,19 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1} \cdot 10^6$ ) besitzt, sind die thermischen Eigenschaften der Böden sehr vom Bodenwassergehalt abhängig. So besitzen Böden mit einem hohen Sandanteil überwiegend Sickerwasser führende Grobporen und somit eine gute Wasserführung. Das Wasserhaltevermögen ist dagegen gering. Sandige Böden werden intensiv durchlüftet und erwärmen sich schnell. Bei Böden mit einem hohen Tonanteil verhält es sich umgekehrt. Hier überwiegen die Fein- und Mittelporen, die das Haftwasser halten. Die Böden verfügen daher über ein hohes Wasserhaltevermögen. Die Wasserführung ist dagegen schlecht. Tonige Böden erwärmen sich langsam und werden schlecht durchlüftet. Die Schluff-Böden nehmen bei den Eigenschaften eine Mittelstellung zwischen Sand und Ton ein.

Um die Anzahl der einzelnen Bodenarten zu reduzieren, werden im folgenden Bodenartengruppen gebildet. In diesen werden Bodenarten, die ähnliche



Korngrößenfraktionen besitzen, zusammengefasst. Bildung der Bodenartengruppen nach dem hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) (BMU, 2003):

- Reinsande (Ss, fS, mS, gS)
- Lehmsande (Sl3, Sl2, Su2, St2)
- Schluffsande (Su4, Su3)
- Lehmschluffe (Uls, Ut3, Ut2)
- Tonschluffe (Lu, Ut4)
- Sandlehme (St3, Sl4, Slu)
- Reinlehme (Lt2, Ls4, ls3, Ls2)
- Tonlehme (Ts4, Ts3, Lts)
- Schlufftone (Lt3, Tu4, Tu3)
- Lehmtone (Ts2, Tl, Tu2, Tt)
- Torfe (Hn, Hh)

Hierbei werden mit den Großbuchstaben die Bodenarten beschrieben. Die Kleinbuchstaben und die abstufenden Zahlen beschreiben die Bodenarten genauer. Beispielsweise steht s2 für schwach sandig, s3 für sandig und s4 für stark sandig. Bei der Gruppe der Reinsande steht f für fein, m für mittel und g für grob. Die Torfe der organischen Böden werden unterteilt in Niedermoortorfe (Hn) und Hochmoortorfe (Hh).

### Beispiel und Erklärung an einem typischen Bodentyp von Deutschland

Bodentypen setzen sich aus verschiedenen Horizonten zusammen. Die einzelnen Horizonte sind durch die jeweilige Anteile der Bodenarten gekennzeichnet. Insgesamt gibt es nach dem Hydrologischen Atlas für Deutschland (HAD) (BMU, 2003) 60 Leitböden. An Hand eines Beispiels soll nun ein Bodenprofil erläutert werden.

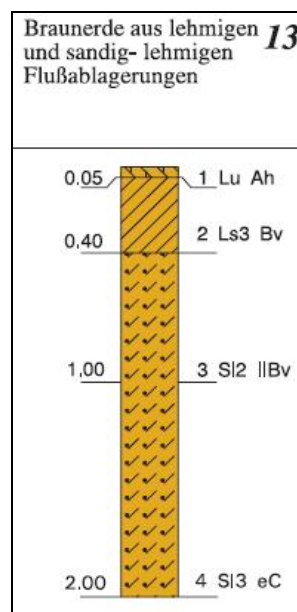


Abbildung 2-3: Bodenprofil der Braunerde (AG Boden, 1994)

Zunächst wird der Bodentyp (hier Braunerde) und die Ausgangsgesteine für die Bodenbildung beschrieben (Abb. 2-3). Daneben die Nummer der Legendeneinheit. Die Farbe der Bodensäule bestimmt den Bodentyp und die Schraffur die Bodenartengruppe. Die Zahlen

links von der farbigen Bodensäule geben die Horizontgrenzen in Meter wieder, die Zahlen rechts davon die laufende Nummer der Horizontabfolge. Die einzelnen Horizonte werden durch die Bodenarten- und Horizontsymbole näher erläutert.

Die Horizontsymbole werden unterteilt in Hauptsymbole (Großbuchstaben) und Zusatzsymbole (Kleinbuchstaben). Bei den Hauptsymbolen unterscheidet man mineralische Horizonte (< 30 Masse-% organische Substanz), organische Horizonte (> 30 Masse-% organische Substanz) und subhydrische Horizonte (> 1 Masse-% organische Substanz). Durch Zusatzsymbole, vorangestellt für geogene und anthropogene Merkmale und nachgestellt für pedogene Merkmale, werden sie genauer charakterisiert.

In diesem Beispiel hat man also einen humosen terrestrischen Oberbodenhorizont aus schluffigem Lehm (Lu Ah), gefolgt von einem verwitterten terrestrischen Unterbodenhorizont aus sandigem Lehm (Ls3 Bv), der in einen verwitterten terrestrischer Unterbodenhorizont aus schwach lehmigen Sand (IIBv) übergeht und darunter einen ausgewaschenen terrestrischen Untergrundhorizont aus lehmigen Sand (eC).

### 2.1.3 Böden in Europa

Neben der deutschen Bodennomenklatur gibt es weltweit noch andere wie Soil Taxonomy der USA. Sie unterscheiden sich in den verschiedenen Ländern die Klassifikationen sowohl im Gliederungsprinzip wie auch in der Benennung der einzelnen Böden. Im Laufe der Zeit gab es mehrere Versuche, die Klassifikationen international zu vereinheitlichen. Im Jahre 1961 erstellten die FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) und UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) eine Weltkarte mit einer internationalen Bodennomenklatur (FAO-UNESCO, 1974). Bei diesem System werden die Böden einerseits nach diagnostischen Merkmalen, die im wesentlichen der der Soil Taxonomy entsprechen, und andererseits auch nach Prozessen und Faktoren zusammengestellt. Die Benennung der Böden wurde verschiedenen Sprachen entlehnt. Des weiteren wird die Pedogenese im Vergleich zur Soil Taxonomy stärker betont. Die Böden werden in 26 Hauptklassen und 106 Bodeneinheiten eingeteilt. Letztere werden in den Karten durch Bodengesellschaften dargestellt. Diese erste Weltbodenkarte wurde mehrfach überarbeitet und im Jahr 1998 folgte die „World Reference Base for Soils“ (WRB) (FAO, 1998), die im Wesentlichen auf der FAO-Bodennomenklatur basiert und eine Weiterentwicklung davon darstellt. Die WRB zeichnet sich durch ein sehr hohes Klassifikationsniveau aus. Zwei wesentliche Punkte seien hier herausgegriffen. Zum einen werden Grund- und Stauwasserböden besser differenziert bzw. durch Frost geprägte Böden zu einer Einheit zusammengefasst. Insgesamt unterscheidet die WRB 30 Bodeneinheiten. Diese werden jeweils in 10 – 25 Untereinheiten charakterisiert. Diese lassen sich nach festgelegtem Muster noch weiter untergliedern. Detaillierte Beschreibungen zur internationalen Bodensystematik finden sich in Scheffer et al. (2002) und Schroeder (1992).

Eine Übersicht mit den Bodentypen Europas nach der WRB-Einteilung zeigt Abbildung 2-4. Es handelt sich dabei um einen Ausschnitt einer Karte der Bodentypen Eurasiens im Maßstab 1 : 30 000 000. Der Kartenausschnitt zeigt die Vielfalt bei der Verteilung der Böden in Europa. Die Böden können kleinräumig jedoch von der Einteilung abweichen.

Die wesentlichen Bodentypen und ihre Verbreitungsgebiete lassen sich wie folgt klassifizieren.

Im Norden Europas findet man bei Norwegen und Schweden im skandinavischen Gebirge vorrangig Regosole (Regosols). Diese Rohböden sind nur in steilen Hanglagen beständig, wo Erosion eine fortschreitende Bodenentwicklung verhindert. In Richtung Ostsee liegen Podsole (Podzols), Böden mit intensiver Durchfeuchtung des kühl-gemäßigten humiden bis stark humiden Klima. Zum Teil auch Moorböden (Histosols). Im Süden Schwedens sind stellenweise Parabraunerden (Leptosols bzw. Cambisols) verbreitet.

Mitteleuropa weist überwiegend Braun- und Parabraunerden (Umbrisols bzw. Luvisols), Böden aus unterschiedlichen Ausgangsgesteinen des gemäßigt-feuchten Laubwald-Klimas, auf. In Hanglagen auf Kalksedimenten treten häufig Rendzinen (Leptosols) auf. In Küsten- und Aueregionen finden sich Marsch-, Moor- und Aueböden (Fluvisol). Die Gebirgszüge der Alpen und der Pyrenäen heben sich durch Böden wie Syrosem und Ranker (Leptosols), Rohböden aus festen und lockeren Gesteinen, davon ab.

Der Süden Europas ist überwiegend durch mediterrane Braunerden (Umbrisols) und Terra rossa (Luvisols) geprägt. Sie sind aus Carbonat-Gestein und haben eine leuchtend rote Farbe. Entstanden sind sie unter wechselfeuchten subtropischen Klimabedingungen.

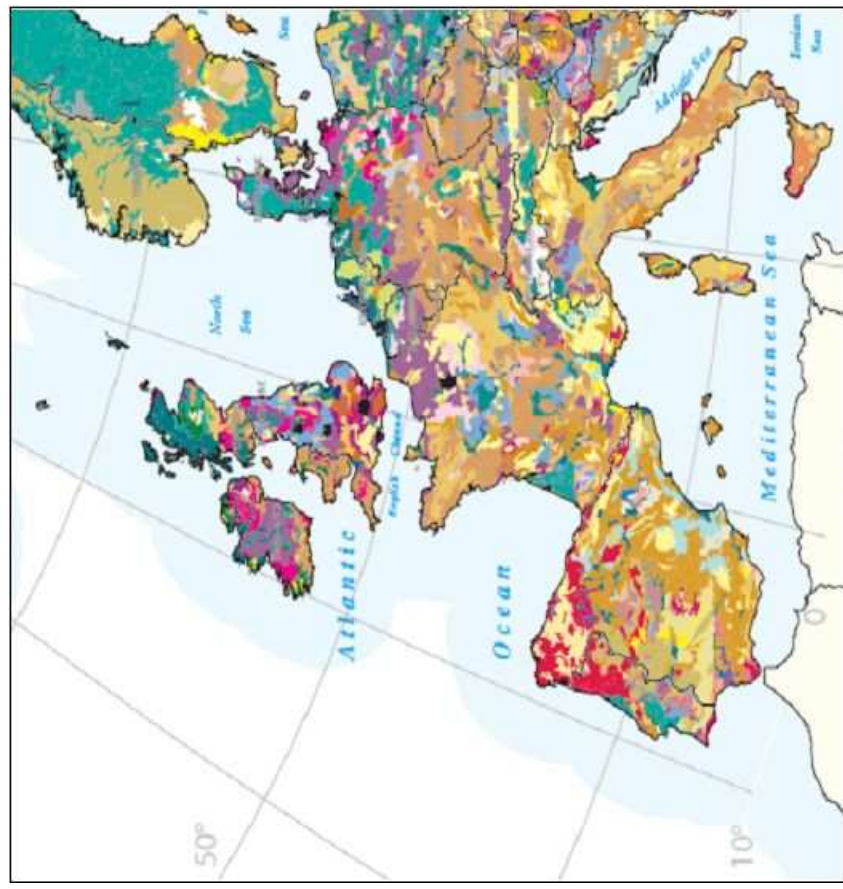
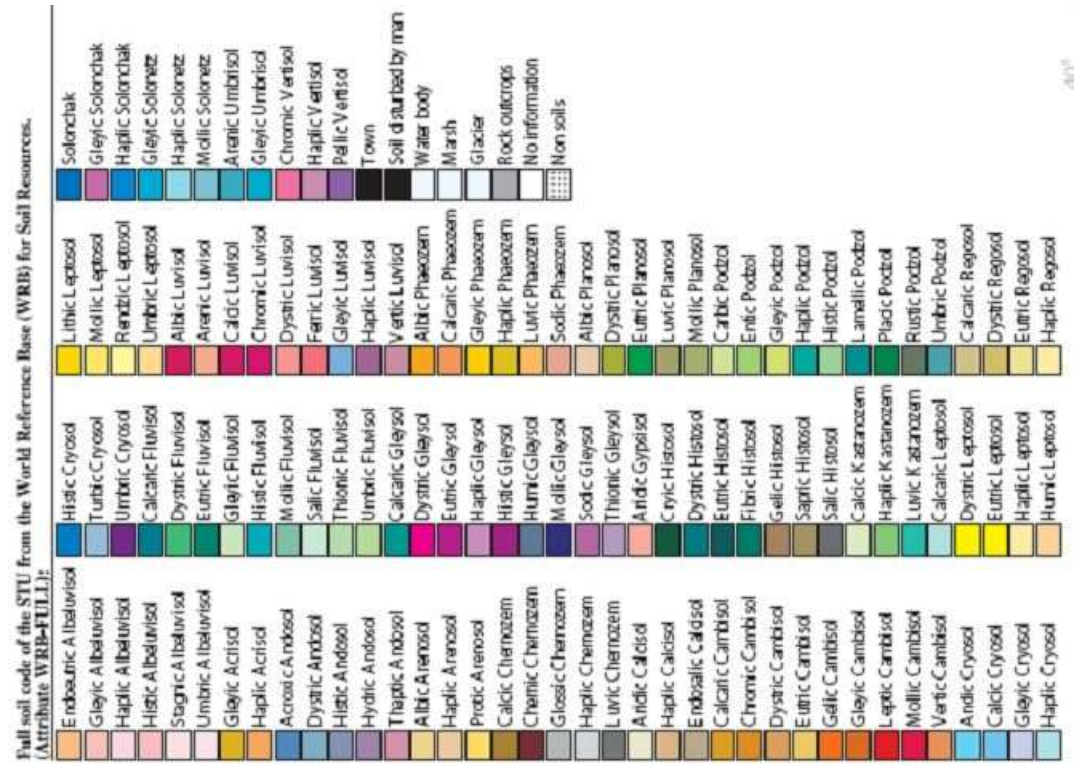


Abbildung 2-4: Bodenübersicht von Europa (European Soil Bureau)

### 2.1.4 Böden in Deutschland

Eine genauere Übersicht über die Verteilung der Böden in Deutschland wurde im Jahre 1995 durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) vorgelegt. Eine Aktualisierung der topographischen Kartengrundlage fand im Jahre 1997 statt.

Das Klassifikationssystem in Deutschland gliedert sich wie folgt. Die oberste Kategorie sind die Abteilungen. Ihnen folgen die Bodenklassen, die wiederum in Bodentypen eingeteilt sind. Letztere lassen sich in Subtypen, Varietäten und Subvarietäten unterteilen.

Die folgende Karte (Abb. 2-5) zeigt die Bodenübersicht von Deutschland entnommen aus Hydrologischer Atlas von Deutschland (BMU, 2003) im Maßstab 1 : 2 000 000. In der Legende der Karte werden die Leitbodentypen und Ausgangsgesteine der Bodenbildung nach dem deutschen Klassifikationssystem und FAO-Legende (1990) beschrieben.

Im einzelnen sind das die Böden der Flusslandschaften und Niederungen, Böden der Glaziallandschaften, Böden der Lößgebiete, Böden der Berg- und Hügelländer aus Festgestein, deren Verwitterungsmaterial und deren Umlagerungsdecken, Böden der Alpen. Den Abschluss bilden die anthropogen veränderte Böden sowie die Siedlungsgebiete und Gewässerflächen.

Im Vergleich zeigen die beiden Bodenübersichtskarten keine großen Unterschiede, da beide Legenden auf der FAO-Legende basieren. Auf Grund der unterschiedlichen Maßstäbe sind auf der Übersichtskarte von Deutschland kleinräumigere Bodenverteilungen zu sehen. Betrachtet man Süddeutschland, so findet man in den Alpen in beiden Karten Rohböden der alpinen Frostschuttböden (Lithic Leptosols) und Rendzinen (Rendzic Leptosols). Das sich anschließende Alpenvorland ist durch Parabraunerden (Haplic Luvisols) und in nördliche Richtung durch Braunerden (Eutric Cambisols) geprägt. Kleinräumig auftretende Böden, wie Hoch- und Niedermoore (Histosols) und Pseudogleye (Stagnic Gleysols), sind auf der Übersichtskarte von Europa nicht verzeichnet.



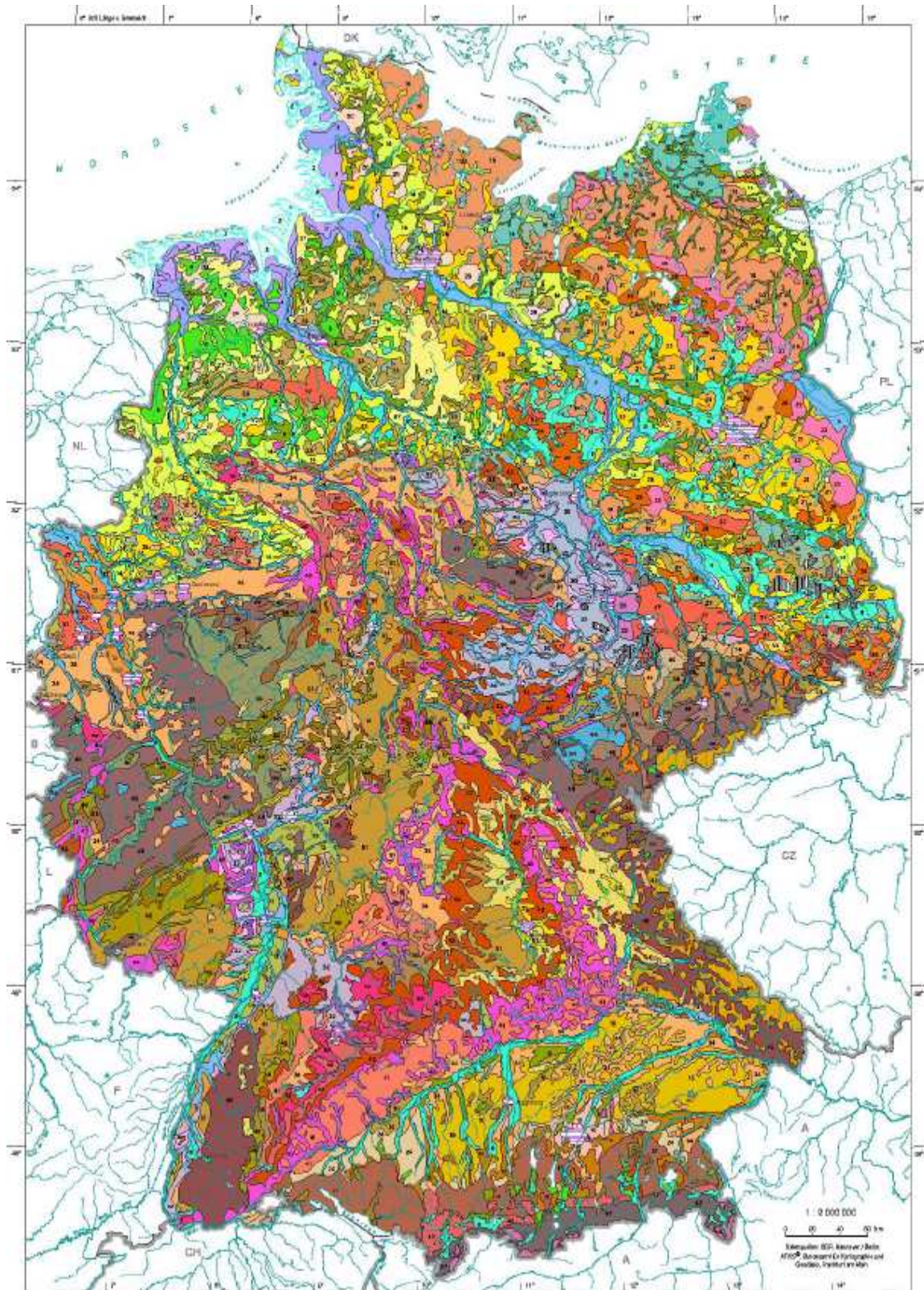


Abbildung 2-5: Bodenübersicht von Deutschland (BMU, 2003)



## Legende zur Bodenübersicht von Deutschland: Bodengesellschaften mit Leitbodentypen und ihren Ausgangsgesteinen

### Böden der Küstenregion und Moore

- 1 Podsol-Regosol / Lockersyrosem aus trockenen Sanden
- 2 Mariner Wattboden im Gezeitenbereich der Nordsee
- 3 Kalkmarsch aus marinen Ablagerungen
- 4 Kiehmarsch aus brackischen und fluvialen Ablagerungen
- 5 Niedermoorboden
- 6 Hochmoorboden

### Böden der Flusslandschaften und Niederungen

- 7 Auenboden / Gley aus lehmigen bis tonigen Auensedimenten; im Schwarzerdegebiet Gley-Tschernosem aus kalkhaltigen, tonig-schluffigen Ablagerungen
- 8 Auenboden / Gley aus sandigen bis tonigen Flußsedimenten in kleinflächigem Wechsel
- 9 Gley der sandigen Urstromtäler und Niederungen
- 10 Pararendzina / Auenrendzina aus kalkhaltigen, sandig-lehmigen Hochflut- und Auenablagerungen
- 11 Parabraunerde aus schluffig-lehmigen Deckschichten auf eiszeitlichen Schotterplatten
- 12 Parabraunerde aus lößbedeckten, lehmig-sandigen Terrassenablagerungen
- 13 Podsol-Braunerde aus sandigen Terrassenablagerungen
- 14 Podsol / Braunerde-Podsol / Gley-Podsol aus sandigen Flußablagerungen

### Böden der Glaziallandschaften, einschließlich der Tertiärhügelländer im Alpenvorland

- 15 Braunerde / Parabraunerde / Pararendzina aus lößvermischten Tertärablagerungen
- 16 Parabraunerde / Fahlerde / Pseudogley-Parabraunerde; örtlich Parabraunerde-Tschernosem oder Pseudogley-Tschernosem aus Geschiebelehm
- 17 Braunerde / Parabraunerde / Pararendzina aus lehmig-sandigen, kalkhaltigen Moränenablagerungen
- 18 Pseudogley / Braunerde-Pseudogley / Podsol-Pseudogley aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm
- 19 Pseudogley aus lehmig-sandigem Geschiebemergel
- 20 Podsol-Parabraunerde / Podsol-Fahlerde aus sandigen Deckschichten über Geschiebelehm
- 21 Fahlerde / Bänder-Parabraunerde / Braunerde aus sandigen Deckschichten über Geschiebelehm
- 22 Pararendzina / Regosol / Bänder-Parabraunerde im engräumigen Wechsel aus sandigen bis lehmigen Bildungen der Endmoränen
- 23 Pseudogley-Braunerde / Pseudogley-Fahlerde aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm
- 24 Braunerde / Pseudogley aus kalkhaltigen, lehmig-sandig-kiesigen, lößvermischten Moränenablagerungen
- 25 Braunerde-Podsol / Podsol-Braunerde aus trockenen, nährstoffarmen Sanden
- 26 Braunerde / Bänder-Parabraunerde aus nährstoffreichen Sanden
- 27 Eisenhumus-Podsol / Podsol-Regosol aus trockenen, nährstoffarmen Sanden
- 28 Regosol / Lockersyrosem aus trockenen, nährstoffarmen Sanden

### Böden der Lößgebiete

- 29 Pararendzina / Tschernosem / Braunerde aus Löß im Wechsel mit Rendzina aus Mergel und Kalkstein
- 30 Tschernosem aus Löß und Tschernosem / Pseudogley - Tschernosem aus Löß über Ton- und Mergelgesteinen
- 31 Tschernosem aus Löß und lößähnlichen Ablagerungen
- 32 Tschernosem-Parabraunerde / Parabraunerde-Tschernosem aus Löß oder Lößlehm
- 33 Tschernosem-Parabraunerde / Parabraunerde aus sandigen Lößdecken über Schmelzwassersedimenten oder Geschiebelehm
- 34 Parabraunerde / Fahlerde / Pseudogley aus Löß oder Lößlehm über verschiedenen Gesteinen
- 35 Parabraunerde-Pseudogley aus Löß oder Lößlehm über verschiedenen Gesteinen
- 36 Parabraunerde / Fahlerde / Braunerde-Pseudogley aus lößvermischten Verwitterungsprodukten verschiedener Silikatgesteine
- 37 Parabraunerde / Fahlerde / Braunerde aus Sandlöß über Sand oder Lehm und aus sandvermischem Löß oder Lößlehm
- 38 Braunerde / Pseudogley aus basaltgruhaltem Lößlehm
- 39 Pseudogley / Braunerde / Parabraunerde aus Löß oder Lößlehm

### Soils of the coastal area and bog soils

- 1 Dystric Regosols from sand dunes
- 2 Salo-Thlonic Gleysols in the tidal areas of the North Sea
- 3 Calcic and Eutric Gleysols from marine sediments (tidal marsh)
- 4 Eutric Fluvisols from brackish and tidal sediments (tidal marsh)
- 5 Eutric Histosols
- 6 Dystric Histosols

### Soils of the fluvial plains and lowlands

- 7 Fluvisols / Gleysols from loamy to clayey fluvial sediments; in the chernozem area Gleyic Chernozems from calcareous silty to clayey sediments
- 8 Fluvisols / Gleysols from frequently alternating sandy to clayey fluvial sediments
- 9 Gleysols from sandy sediments of the ice-marginal valleys and lowlands
- 10 Calcic Regosols / Calcic Fluvisols from calcareous sandy to loamy sediments of river terraces
- 11 Haplic Luvisols from silty to loamy periglacial sediments overlying glacial gravels
- 12 Haplic Luvisols from loess-covered loamy to sandy river-terrace deposits
- 13 Dystric Cambisols from sandy river-terrace deposits
- 14 Haplic Podzols / Cambic Podzols / Gleyic Podzols from sandy fluvial sediments

### Soils of the glacial drift areas including the Tertiary hills of the Alpine foreland

- 15 Eutric Cambisols / Haplic Luvisols / Calcic Regosols from Tertiary loess-bearing sediments
- 16 Haplic Luvisols / Eutric Podzolusols / Stagnic Luvisols; local Luvic Chernozems / Stagnic Chernozems from boulder clay
- 17 Eutric Cambisols / Haplic Luvisols / Calcic Regosols from calcareous loamy to sandy morainic deposits
- 18 Stagnic Gleysols / Spodic Gleysols from boulder clay with a loamy to sandy cover
- 19 Stagnic Gleysols from loamy to sandy till
- 20 Spodic Luvisols / Spodic Podzolusols from sandy sediments overlying boulder clay
- 21 Dystric Podzolusols / Luvic Arenosols / Dystric Cambisols from sandy sediments overlying boulder clay
- 22 Calcic and Umbric Regosols / Luvic Arenosols from sandy to loamy end moraine deposits (alternating patches) with loess
- 23 Stagnic Cambisols / Stagnic Podzolusols from loamy to sandy deposits overlying boulder clay
- 24 Eutric Cambisols / Stagnic Gleysols from calcareous loamy and sandy to gravelly morainic deposits mixed with loess
- 25 Cambic Podzols / Spodic Arenosols from dry dystrophic sand deposits
- 26 Eutric Cambisols / Luvic Arenosols from eutrophic sand deposits
- 27 Haplic Podzols / Dystric Regosols from dry dystrophic sand deposits
- 28 Dystric Regosols from dry dystrophic sand deposits

### Soils in loess areas

- 29 Calcic Regosols / Haplic Chernozems / Eutric Cambisols from loess alternating with Rendzic Leptosols from marlstone and limestone
- 30 Haplic Chernozems from loess from marlstone and Haplic Chernozems / Stagnic Chernozems from loess overlying claystone and marlstone
- 31 Chernozems from loess and loess-like sediments
- 32 Phaeozemic Luvisols / Luvic Phaeozems from loess or loessic loam
- 33 Phaeozemic and Haplic Luvisols from sandy loess overlying sandy glacial sediments or boulder clay
- 34 Haplic Luvisols / Eutric Podzolusols / Stagnic Gleysols from loess or loessic loam overlying various rocks
- 35 Stagnic Gleysols from loess or loessic loam overlying various rocks
- 36 Haplic Luvisols / Eutric Podzolusols / Stagnic Gleysols from various siliceous weathering products mixed with loess
- 37 Haplic Luvisols / Eutric Podzolusols / Eutric Cambisols from sandy loess overlying sand or loam and from sandy loess or loessic loam
- 38 Eutric Cambisols / Stagnic Gleysols from loessic loam with fragments of basalt
- 39 Stagnic Gleysols / Eutric Cambisols / Haplic Luvisols from loess or loessic loam

Abbildung 2-6: Legende zur Bodenübersicht von Deutschland (BMU, 2003)

**Böden der Berg- und Hügelländer aus Festgesteinen, deren Verwitterungsmaterial und Umlagerungsdecken**

- 40 Rendzina / Braunerde-Rendzina / Pararendzina aus Hangschutt über Kalk-, Mergel- und Dolomitgesteinen im Wechsel mit Terra fusca-Braunerde / Terra fusca-Parabraunerde aus schluffig-tonigen Umlagerungsprodukten der Kalksteinverwitterung
- 41 Braunerde / Terra fusca aus Umlagerungsprodukten der Kalk-, Mergel- und Dolomitstein-Verwitterung sowie Rendzina aus Kalkstein
- 42 Pelosol-Braunerde / Pelosol-Pseudogley aus Verwitterungsprodukten von Mergel- und Tongesteinen
- 43 Braunerde aus Mergelgesteinen und kalkhaltigen Schottern
- 44 Braunerde aus basischen und intermediären magmatischen Gesteinen; örtlich aus basenreichen Tuffen
- 45 Braunerde aus sauren magmatischen und metamorphen Gesteinen
- 46 Braunerde / Braunerde-Pseudogley aus lößvermischten Verwitterungsprodukten von kristallinen Schiefen, Sandstein, Quarzit und sauren bis intermediären magmatischen Gesteinen
- 47 Podsol-Braunerde aus sauren magmatischen und metamorphen Gesteinen
- 48 Braunerde / Podsol-Braunerde aus Schluff-, Sand- und Tonsteinen
- 49 Braunerde / Podsol-Braunerde aus harten Ton- und Schluffschiefern mit Anteilen von Grauwacke, Sandstein, Quarzit und Phyllit
- 50 Podsol-Braunerde aus harten Ton- und Schluffschiefern, Grauwacken und Phyllit
- 51 Braunerde aus basenarmen quarzitären Sandsteinen und Konglomeraten
- 52 Braunerde aus lößhaltigen Deckschichten über Sandstein und Quarzit
- 53 Braunerde-Podsol / Podsol aus basenarmen Sandsteinen und Quarziten
- 54 Pseudogley / Podsol-Pseudogley aus lößvermischten, grusig-lehmigen Deckschichten über Sandstein und Quarzit
- 55 Braunerde / Podsol-Braunerde / Braunerde-Rendzina / Parabraunerde im engräumigen Wechsel aus Ton-schiefer, Grauwacken und Kalkgesteinen sowie Lößlehm über verschiedenen Gesteinen
- 56 Rendzina / Pararendzina / Ranker / Podsol-Braunerde / Pelosol-Braunerde / Parabraunerde / Pseudogley im engräumigen Wechsel aus Kalk- und Mergelgesteinen, Sand-, Schluff- und Tonsteinen sowie Lößlehm über verschiedenen Gesteinen; örtlich Ferrallit- / Ferrallit-Relikte der tertiären Bodenbildung

**Böden der Alpen**

- 57 Böden der montanen und subalpinen Höhenstufen der Alpen aus Kalk- und Dolomitgesteinen (z.B. Rendzina, Kalkbraunerde) sowie aus kalkfreien Silikatgesteinen (z.B. Ranker, Podsol-Braunerde, Pseudogley)
- 58 Rohböden (Syrosem) der alpinen, subnivalen und nivalen Fels- und Frostschutzgebiete

**Anthropogen veränderte Böden, Siedlungsgebiete und Gewässerflächen**

- 59 Versiegelte Flächen in größeren Städten
- 60 Technogen gestaltete Böden, große Abbauflächen und Halden
- Gewässer

**Mountain and hill soils from solid rocks, their weathering products, and redeposited material**

- 40 Rendzic Leptosols from slope deposits over limestone, marlstone, and dolomite alternating with Chromic Cambisols and Chromic Luvisols from silty and clayey material derived from limestone weathering
- 41 Eutric and Chromic Cambisols from redeposited material derived from limestone, marlstone, and dolomite weathering and Rendzic Leptosols from limestone
- 42 Vertic Cambisols / Stagnic Gleysols from marlstone and claystone weathering
- 43 Eutric Cambisols from marlstone and calcareous gravels
- 44 Eutric Cambisols from basic and intermediate igneous rocks; local from tuffs rich in bases
- 45 Dystric Cambisols from acid igneous and metamorphic rocks
- 46 Dystric Cambisols / Stagnic Gleysols from weathered metamorphic rocks, sandstone, quartzite, and acid to intermediate igneous rocks
- 47 Spodic Cambisols from acid igneous and metamorphic rocks
- 48 Haplic and Spodic Cambisols from siltstone, sandstone, and claystone
- 49 Haplic and Spodic Cambisols from hard argillaceous and silty slates with greywacke, sandstone, quartzite, and phyllite
- 50 Spodic Cambisols from hard argillaceous and silty slates, greywacke, and phyllite
- 51 Dystric Cambisols from quartzitic sandstones and conglomerates with low base status
- 52 Cambisols from loess-bearing sediments overlying sandstone and quartzite
- 53 Cambic and Haplic Podzols from sandstone and quartzite with low base status
- 54 Stagnic and Spodic Gleysols from loamy and gritty cover sediments mixed with loess overlying sandstone and quartzite
- 55 Frequently alternating Dystric and Spodic Cambisols / Rendzic Leptosols / Haplic Luvisols from slate, greywacke, and limestone, and loessic loam overlying various rocks
- 56 Frequently alternating Rendzic and Umbric Leptosols / Spodic and Vertic Cambisols / Haplic Luvisol / Stagnic Gleysols from limestone and marlstone, sandstone, siltstone and claystone and loessic loam overlying various rocks; local relics of Acrisols / Ferrisols formed during the Tertiary

**Alpine soils**

- 57 Soils of different altitudes of the Alps from limestone and dolomite (e.g. Rendzic Leptosols / Calcic Cambisols), and non-calcareous silicate rocks (e.g. Umbric Leptosols / Spodic Cambisols / Stagnic Gleysols)
- 58 Lithic Leptosols of the higher altitude zones of the Alps

**Anthrosols, settlements, and surface water**

- 59 Sealed areas in larger cities (Urban Anthrosols)
- 60 Soils redeposited by man and large open-cast mines (Cumulic Anthrosols)
- Surface water

**Abbildung 2-7: Fortsetzung der Legende zur Bodenübersicht von Deutschland (BMU, 2003)**



## 2.2 Bodentemperatur

Die Bodentemperatur hängt von den thermischen Eigenschaften der Böden und damit vom Bodengefüge ab. Als thermische Eigenschaften zur Beschreibung des Wärmetransportes bzw. der Temperaturverteilung im Boden treten die spezifische Wärme  $c$  [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ], die Wärmekapazität  $C$  [ $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ] und die Wärmeleitfähigkeit  $k$  [ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ] auf. Die Wärmekapazität  $C$  ergibt sich als Produkt der spezifische Wärme und der Dichte  $\rho$  [ $\text{kg m}^{-3}$ ].

### 2.2.1 Beschreibung der Bodentemperatur

Betrachtet wird nun der vertikale Wärmetransport in einer Bodensäule. Unter der Annahme, dass die Wärmekapazität im Boden sich zeitlich nicht ändert, gilt die Wärmeleitungsgleichung (Arya, 1988)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{k}{c \cdot \rho} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \alpha_h \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (2.1)$$

wobei der Quotient der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmekapazität als die Temperaturleitfähigkeit  $\alpha_h$  [ $\text{m}^2 \text{sec}^{-1}$ ] bezeichnet wird.

Typische Werte für die Dichte  $\rho$ , spezifische Wärme  $c$ , Wärmekapazität  $C$ , Wärmeleitfähigkeit  $k$  und Temperaturleitfähigkeit  $\alpha_h$  sind in Arya (1988) (S. 42) bzw. Scheffer et al. (2002) (S. 256) angegeben. Ihnen entnimmt man, dass bei den Bodenkomponenten keine kontinuierliche Substanz angenommen werden darf, sondern beachtet muss, dass sich der Boden aus einzelnen Partikeln zusammensetzt, zwischen denen sowohl Bodenwasser wie auch Bodenluft (siehe vorheriges Kapitel) vorhanden sind. Da Luft eine geringere Wärmekapazität ( $0,0012 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1} \cdot 10^6$ ) als Wasser ( $4,19 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1} \cdot 10^6$ ) besitzt, sind die thermischen Eigenschaften der Böden sehr vom Bodenwassergehalt abhängig.

Der Abbildung 2-10 entnimmt man den Jahresgang der Bodentemperatur in verschiedenen Tiefen. Betrachtet man die einzelnen Temperaturkurven für sich, so zeigen näherungsweise sie eine Wellenform. Bei der theoretischen Betrachtung ergibt sich die Ausbreitung der thermischen Wellen im homogenen Boden als Lösung der Gleichung 2.1 unter vereinfachten Annahmen und Randbedingungen. Als sinusförmige Funktion der Zeit kann die Oberflächentemperatur  $T_s$  beschrieben werden mit

$$T_s = T_m + A_s \sin \left[ \frac{2\pi}{P} (t - t_m) \right], \quad (2.2)$$

dabei gehen in die Gleichung die mittlere Oberflächentemperatur  $T_m$ , die Amplitude  $A_s$  und die Periode  $P$  der Oberflächenwelle mit ein. Für eine zunehmende Oberflächentemperatur ist  $t_m$  die Zeit, bei der die Oberflächentemperatur  $T_s$  gleich der mittlere Oberflächentemperatur  $T_m$  ist.

Mit den Randbedingungen  $z = 0, T = T_s(t)$ , und  $z \rightarrow \infty, T \rightarrow T_m$  wird die Gleichung 2.1 gelöst durch

$$T = T_m + A_s e^{-z/d} \sin \left[ \frac{2\pi}{P} (t - t_m) - \frac{z}{d} \right]. \quad (2.3)$$

Die Amplitude der thermischen Welle klingt exponentiell mit der Tiefe ab. Für die Dämpfungstiefe  $d$  gilt

$$d = \left( \frac{P\alpha_h}{\pi} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (2.4)$$

Die Phasenversatz zwischen Tiefen- und Oberflächentemperaturverlauf nimmt als Funktion zur Tiefe zu

$$\text{Phasenverzögerung} = \frac{z}{d}. \quad (2.5)$$

Bei  $z = \pi d$  haben die beiden Wellen eine Phasendifferenz von  $180^\circ$ . Die Phasenverschiebung, die zwischen Temperaturmaxima oder –minima bezüglich der Oberflächenwelle liegt, ist ebenfalls proportional zur Tiefe

$$\text{Phasenverschiebung} = \frac{zP}{2\pi d}. \quad (2.6)$$

Damit die Ausbreitung thermischer Oberflächenwellen mit dieser Theorie betrachtet werden können, muss ein homogener Boden und eine konstante Temperaturleitfähigkeit des Mediums über den gesamten Zeitraum gegeben sein. Des weiteren sollte die Oberflächenwelle sinusförmig verlaufen, was jedoch meist nicht der Fall ist.

Der Abbildung 2-10 entnimmt man, dass die Temperaturschwankungen wie in Gleichung 2.3 beschrieben mit der Tiefe abnehmen. Ab 12 m Tiefe ist kaum noch eine Änderung der Temperatur zu sehen. Es ist anzunehmen, dass in dieser Tiefe, die zeitliche Variation der oberen Randbedingungen (verursacht durch die solare Einstrahlung) praktisch abgeklungen ist.

Das Gesagte soll am Beispiel der Säkularstation Potsdam illustriert werden.

## Bodentemperatur der Station Potsdam

Die Säkularstation Potsdam Telegrafenberg liegt im Südwesten der Stadt Potsdam bei den Koordinaten 52° 23' N und 13° 04' E und befindet sich in einer Höhe von 81 m über NN. Seit mehr als 100 Jahren werden an der Station verschiedene meteorologische Größen wie beispielsweise Luft- und Bodentemperatur, Niederschlag, Wind und Luftdruck beobachtet. Die Bodentemperatur in 2 bis 100 cm Tiefe wird täglich zu vier Terminen, in 2 bis 6 m Tiefe einmal pro Tag und in 12 m einmal wöchentlich gemessen.

Um Untersuchungen der Bodentemperatur in Abhängigkeit von der Bodenart machen zu können, wird zunächst der Temperaturverlauf in verschiedenen Tiefen diskutiert. Für die anschließenden Berechnungen werden zwei Bodentiefen herausgegriffen. Der bei der Station vorliegende Bodentyp gehört zu den Böden der Glaziallandschaften und ist der Fahlerde / Bänder-Parabraunerde / Braunerde aus sandigen Deckschichten über Geschiebelehm (HAD: Bodentyp 21) zuzuordnen.

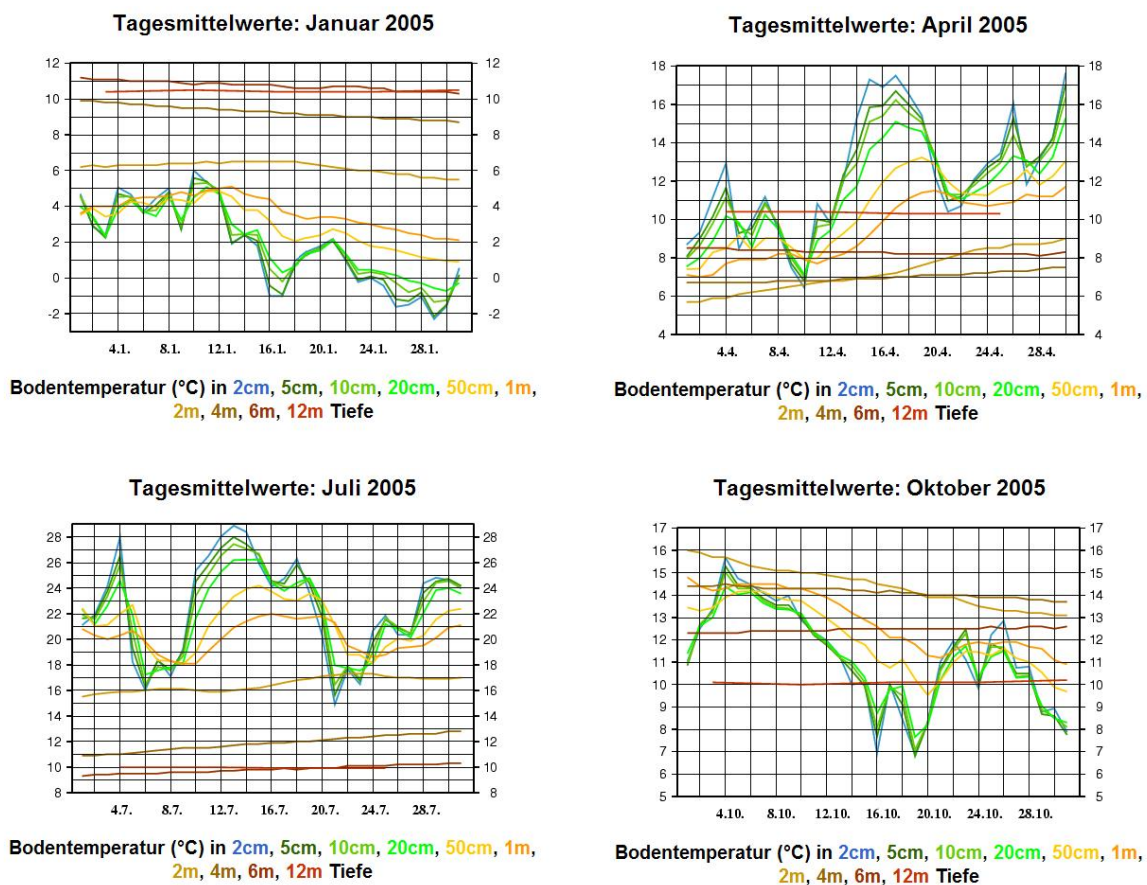
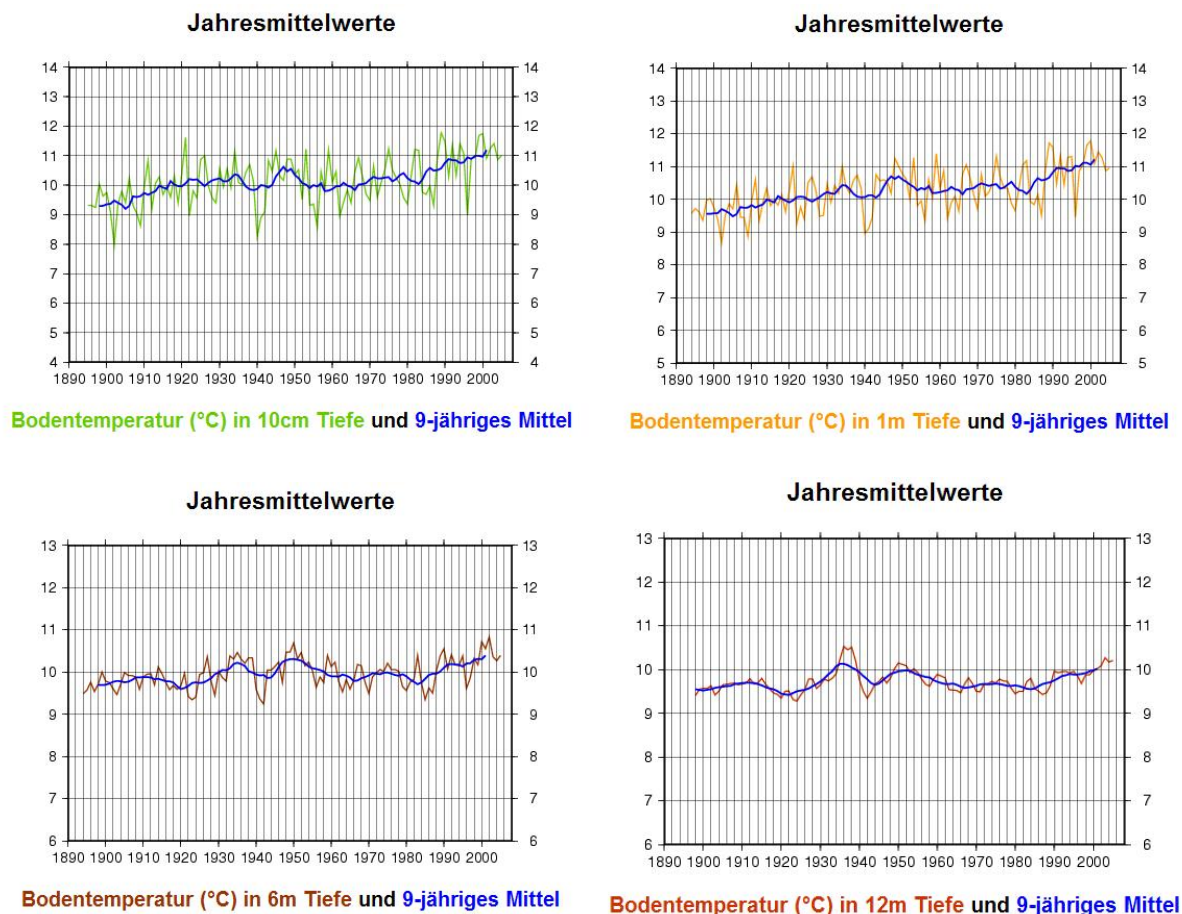


Abbildung 2-8: Tagesmittelwerte der Bodentemperatur der Station Potsdam für das Jahr 2005

Betrachtet man die Tagesmittelwerte der Bodentemperatur in verschiedenen Tiefen für die Monate Januar, April, Juli und Oktober so ist für alle vier Monate ist festzustellen, dass in den oberen 2 – 20 cm deutliche Temperaturschwankungen von mehreren Grad Celsius je nach Jahreszeit von Tag zu Tag auftreten (Abb. 2-8). In 50 cm und 1 m Tiefe sind die Variationen bereits deutlich schwächer ausgeprägt. Ab 2 m und tiefer folgt die Bodentemperatur dem allgemeinen Temperaturtrend, weist aber nur noch Temperaturschwankungen weniger als 1 Grad Celsius auf.

Es fällt auf, dass die Temperaturzunahme oder -abnahme über die einzelnen Monate mit zunehmender Tiefe verzögert eintritt. So nimmt im Monat Januar in 2 cm Tiefe die Temperatur Werte zwischen etwa  $-2\text{ °C}$  und  $+4\text{ °C}$  an, in 12 m Tiefe dagegen Werte um  $10,5\text{ °C}$ . Im Monat Juli sind die Verhältnisse umgekehrt. Die Temperatur in 2 cm Tiefe erreicht hier Höchstwerte von  $16\text{ °C}$  bis  $28\text{ °C}$  gegenüber der Temperatur von  $9,5\text{ °C}$  bis  $10,4\text{ °C}$  in 12 m.

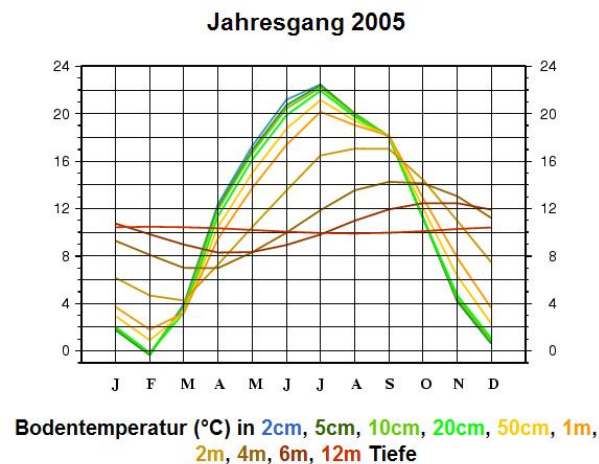


**Abbildung 2-9: Jahresmittelwerte der Bodentemperatur der Station Potsdam für den Zeitraum 1894 - 2005**

Die Bodentemperatur in 10 cm Tiefe weist die größten Schwankungen der Jahrsmittelwerte vom 9-jährigen Mittel auf (Abb. 2-9). Sie betragen im Schnitt etwa bis zu  $1\text{ °C}$  mit Ausnahmen beispielsweise um 1941 oder 1996 mit annähernd  $2\text{ °C}$  Abweichungen. Einen sehr analogen Kurvenverlauf zeigt die Bodentemperatur in 1 m Tiefe. Das 9-jährigen Mittel liegt etwa um  $0,2\text{ °C}$  höher im Vergleich zu dem der Temperatur in 10 cm Tiefe. Die Variationen vom 9-jährigen Mittel ähneln dem vorigen Verlauf sehr. Die größeren Abweichungen zum Mittel fallen jedoch schwächer aus als es bei der Temperatur von 10 cm der Fall war. In der Tiefe von 6 m und 12 m zeigt das 9-jährigen Mittel der Bodentemperatur einen glatteren Verlauf als in den zuvor beschriebenen Tiefen. Auch die Jahrsmittelwerte variieren nicht mehr so sehr. Im Vergleich zu 12 m Tiefe weist die der Temperatur 6 m Schwankungen der Jahrsmittelwerte um das 9-jährigen Mittel von  $0,1 - 0,3\text{ °C}$  auf. Bei der Bodentemperatur in 12 m Tiefe zeigen sich dagegen sehr geringe Schwankungen der Jahrsmittel von etwa  $0,1 - 0,2\text{ °C}$  mit Ausnahme der Jahre 1936 – 1942, in denen zunächst die Temperatur um  $0,4\text{ °C}$  über dem 9-jährigen Mittel lag und dann um  $0,3\text{ °C}$  darunter.

Insgesamt ist ein Trend mit ansteigender Bodentemperatur um 1,5 °C über den gesamten Zeitraum zu erkennen, der sich jedoch zunehmender Tiefe auf etwa 0,5 °C abschwächt.

Wie bei den Diagrammen mit den Tagesmitteln für das Jahr 2005 zeigen auch die Jahresmittel für den Zeitraum 1894 - 2005 nicht den sinusförmigen Bodentemperaturverlauf wie zu Beginn in diesem Kapitel beschrieben. Dieser Verlauf wird erst ersichtlich, wenn man den Jahresgang der Bodentemperatur näher betrachtet.



**Abbildung 2-10: Jahresgang der Bodentemperatur der Station Potsdam im Jahr 2005  
für verschiedene Tiefen**

Die Bodentemperatur zeigt in den oberen Bodenschichten einen sehr deutlichen Jahresgang, bei dem die Höchstwerte in den Sommermonaten Juni, Juli und August und die Tiefstwerte in den Wintermonaten Januar und Februar erreicht werden (Abb. 2-10). Mit zunehmender Tiefe schwächt sich die Amplitude der Bodentemperatur ab. Des Weiteren ist zu beobachten, dass sich das Temperaturmaximum in tieferen Schichten zeitlich verzögert. Während die Bodentemperatur in 2 cm Tiefe ihren höchsten Wert im Juli mit etwa 22,5 °C hat, erreicht diese in 12 m Tiefe im Februar ihren höchsten Wert mit etwa 9,5 °C. Mit dem Temperaturminimum verhält es sich genau umgekehrt, d.h. in der obersten Schicht wird es im Monat Februar und in der untersten im Juli erreicht. Es tritt eine Phasenverschiebung von etwa einem halben Jahr auf.

## 2.2.2 Berechnungen der Bodentemperaturen

Die für die Berechnungen verwendeten Messdaten des Jahres 2005 stammen von der Säkularstation Potsdam. Bei den verwendeten Daten handelt es sich um Monatsmittelwerte in 20 cm und 6 m Tiefe.

Die Berechnungen werden nach der Gleichung 2.3 in Kapitel 2.2.1 durchgeführt. Für die Berechnungen werden folgende Werte vorgegeben: Die mittlere Temperatur  $T_m$  beträgt 10,8 °C, die Amplitude  $A_s$  22,0 °C und die Periode  $P$  365 Tage ausgehend von der Bodentemperatur in 20 cm Tiefe. Die Dämpfungstiefe  $d$  wird jeweils mit Gleichung 2.4 für die unterschiedlichen Werte der Temperaturleitfähigkeit berechnet.

Weiter wird für die Berechnungen angenommen, dass ein homogenes Bodenprofil vorliegt, das sich über das ganze Jahr nicht ändert und nur aus einer einzigen Bodenart besteht und

keine Vegetation ansteht. Es wird nur ein Wärmefluss in vertikaler Richtung zugelassen. Der Bodenwassergehalt wird für das ganze Jahr als konstant angenommen.

Bodenart	Temperaturleitfähigkeit $\alpha_h$ [ $\text{m}^2 \text{sec}^{-1}$ ]
Sand (trocken)	$0,24 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$
Sand (gesättigt)	$0,74 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$
Ton (trocken)	$0,18 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$
Ton (gesättigt)	$0,51 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$

**Tabelle 2-1: Temperaturleitfähigkeit  $\alpha_h$  für Sand (trocken und gesättigt) und Ton (trocken und gesättigt)**

Durch das Einsetzen verschiedener Werte für die Temperaturleitfähigkeit kann die Dämpfungstiefe der Temperaturwelle untersucht werden.

In der Abbildung 4-11 sind die Ergebnisse dargestellt. Die Graphik zeigt den Verlauf der beobachteten und berechneten Bodentemperatur in 20 cm und 6 m Tiefe. Die Berechnungen wurden für trockenen und gesättigten Sand, sowie trockenen und gesättigten Ton durchgeführt.

Die Berechnungen zeigen gute Ergebnisse. In 20 cm Tiefe wird der beobachtete Verlauf der Bodentemperatur zwischen etwa 0 °C und 22 °C auch bei der Berechnung weitestgehend wiedergegeben. Der Maximale Temperaturunterschied im Monat Januar etwa 2 °C. In 6 m Tiefe ist bei der beobachteten Bodentemperatur der sinusförmige Verlauf zwischen 8,3 °C und 12,45 °C noch erhalten und wie erwartet gedämpft und in Phase und Zeit verzögert.

Für den sandigen Boden ergibt sich bei der simulierten Bodentemperatur in 6 m Tiefe für trockenen Sand eine fast konstante Bodentemperaturkurve bei etwa 10,9 °C. Bessere Ergebnisse für den sandigen Boden erzielen die Berechnungen bei Sättigung. Der berechnete Bodentemperaturverlauf weicht weniger vom Beobachteten ab, ist aber besonders im den Frühjahrsmonaten zu sehr gedämpft.

Der berechnete Bodentemperaturverlauf für den tonigen Boden ergab sowohl bei trockenen wie auch gesättigten Bedingungen ein mäßiges Ergebnis. Von der Dämpfungstiefe her ist er bei Sättigung zwischen dem trockenen und dem gesättigten Sandboden einzustufen. Setzt man trockenen Tonboden voraus, so zeigt die Bodentemperaturkurve einen konstanten Verlauf.

An Hand der Abbildung 3-1 in Kapitel 3 kann man sich das Temperaturverhalten verdeutlichen. In der Abbildung wurde gezeigt, dass zum einen die Abnahme des Matrixpotentials ein Zunehmen des Bodenwassergehalts für Sand und Ton bedingt und zum anderen dass die hydraulischen Leitfähigkeit bei zunehmender Bodenfeuchte ansteigt. Ton besitzt dabei gegenüber dem Sand durch seine geringere Korngröße ein geringeres Matrixpotential, jedoch eine höhere hydraulische Leitfähigkeit. Das bedeutet, dass auf Grund des besseren Wasserhaltevermögens sich der tonige Boden in 6 m Tiefe bei gesättigten Verhältnissen weniger erwärmt bzw. abkühlt als der sandige Boden. Für den sandigen Boden nimmt bei Sättigung gegenüber trockenen Verhältnissen die Temperaturleitfähigkeit zu, wodurch die Erwärmung besser in tiefere Schichten vordringen kann.

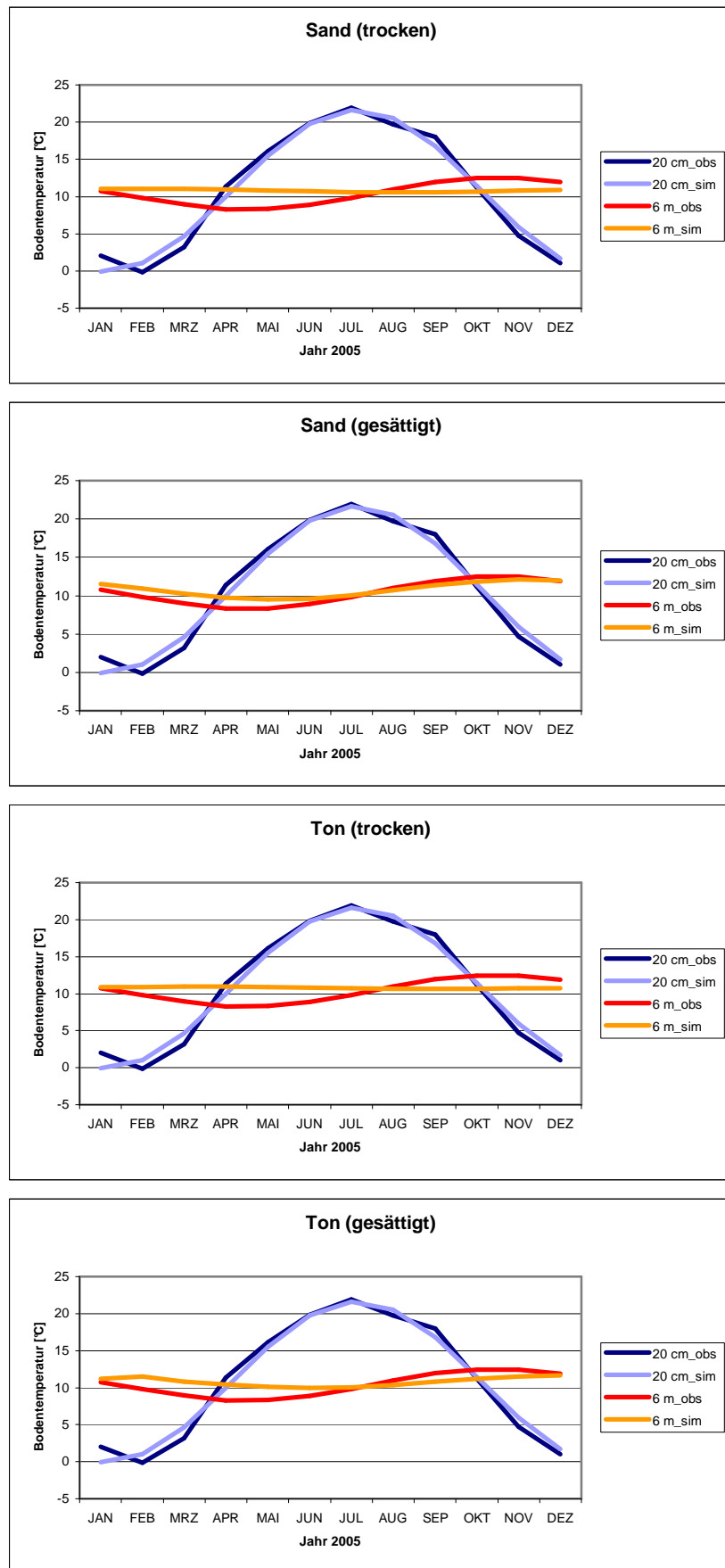


Abbildung 2-11: Observierte und simulierte Bodentemperaturen in 20 cm und 6 m Tiefe für Sand (trocken und gesättigt) und Ton (trocken und gesättigt)

Da bei der Station Potsdam ein Boden aus sandigen Deckschichten vorliegt, war zu erwarten, dass die Berechnung der Temperatur für sandigen Boden im Vergleich zum tonigen Boden die besseren Ergebnisse erzielt. Es konnte gezeigt werden, dass man durch das Anpassen der Dämpfungstiefe auf die Temperaturleitfähigkeit schließen kann.

Für die Simulationen wurde bewusst das Jahr 2005 ausgewählt, da in diesem Jahr die gemessenen Bodentemperaturwerte in allen verschiedenen Bodenschichten etwa einen sinusförmigen Verlauf hatten. Dies ist eine wichtige Voraussetzung für die den Simulationen zu Grunde gelegte Theorie über die Ausbreitung von Temperaturwellen im Boden. Darin liegt die Schwäche dieser Theorie, da die getroffenen Annahmen häufig nicht oder nur näherungsweise gegeben sind.



## 2.3 Bodenwasser

Das Bodenwasser entstammt direkt oder indirekt den Niederschlägen. Das in den Boden eindringende Niederschlagswasser verbleibt, je nach Bodenart und Porung, entweder als Haftwasser im Boden oder durchfließt ihn als Sickerwasser. Bei der Porung unterscheidet man zwischen Mikroporen und Makroporen. Während bei den Mikroporen mit einem Korndurchmesser  $< 2$  mm die Kapillar- und Adsorptionskräfte dominieren, spielen dagegen die Makroporen bei der Infiltration eine wichtige Rolle.

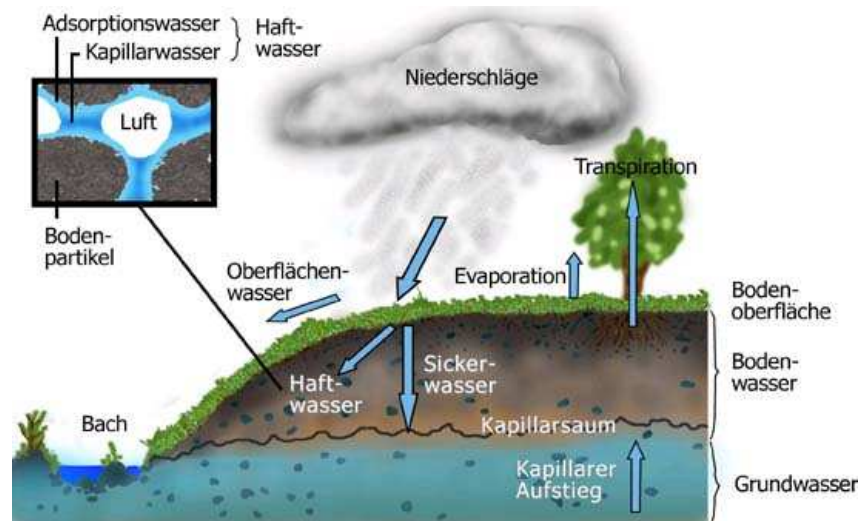


Abbildung 2-12: Verteilung von Niederschlägen und Bodenwasser (Westfälische Wilhelms-Universität Münster, 2002)

Das Haftwasser setzt sich zusammen aus dem Adsorptionswasser, das gegen die Schwerkraft an den Oberflächen fester Bodenpartikel festgehalten wird, und aus dem Kapillarwasser, das in Kapillaren und Poren gebunden wird (Abb. 2-12). Verluste des Haftwassers durch Evaporation und Transpiration der Pflanzen von Bodenoberflächen können durch kapillaren Aufstieg von Grund- und Stauwasser wieder ergänzt werden. Der Teil des Niederschlags, der durch die Schwerkraft nach unten verlagert wird, heißt Sickerwasser. Auf seinem Weg in tiefere Schichten verdrängt es das vorhandene Bodenwasser, das dadurch selbst zum Sickerwasser wird.

Mit dem im Wasser gelösten Salzen spielt das Bodenwasser eine wichtige Rolle für die im Boden wurzelnden Pflanzen. Darüber hinaus bildet es den Lebensraum für Mikroorganismen. Des weiteren ist das Bodenwasser wesentlich an Bodenentwicklungsprozessen wie Verwitterung, Verlagerung und Humusanreicherung beteiligt.

Das Grund- bzw. Stauwasser bezeichnet man als freies Wasser, d.h. es wird nicht durch Bindungen an die Bodenmatrix festgehalten. Die Bildung von Grund- und Stauwasser erfolgt über Schichten mit geringer Leitfähigkeit wie beispielsweise bei Tonen. Während das Stauwasser nur Saisonal (meist im Frühjahr) auftritt, ist das Grundwasser das ganze Jahr über vorhanden.

Ist der Boden gesättigt, d.h. das Grundwasser befindet sich im hydraulischen Gleichgewicht, so ist die Grundwasseroberfläche durch den Grundwasserspiegel gekennzeichnet, der sich in einem Wasserrohr einstellt (Scheffer et al. 2002, S. 209).

Es soll an einigen Stationen untersucht werden, ob es einen Zusammenhang zwischen Grundwasserstand und dem jeweiligen Bodentyp gibt. Je nach Horizontverteilung, gibt es Bodentypen mit wasserstauenden Schichten bzw. durch Grundwasser beeinflusste Bodenhorizonte. Dies könnte zur Beschreibung der unteren Randbedingungen, die den Abfluss am unteren Rand im Bodenmodell bestimmen, verwendet werden, da man bei Grundwasser eine gesättigte Schicht annehmen kann

### 2.3.1 Grundwasser in Süddeutschland

In diesem Kapitel soll auf die Grundwasserstände näher eingegangen werden. Das Gebiet Süddeutschland wird in die zwei Bereiche Baden Württemberg und Bayern unterteilt.

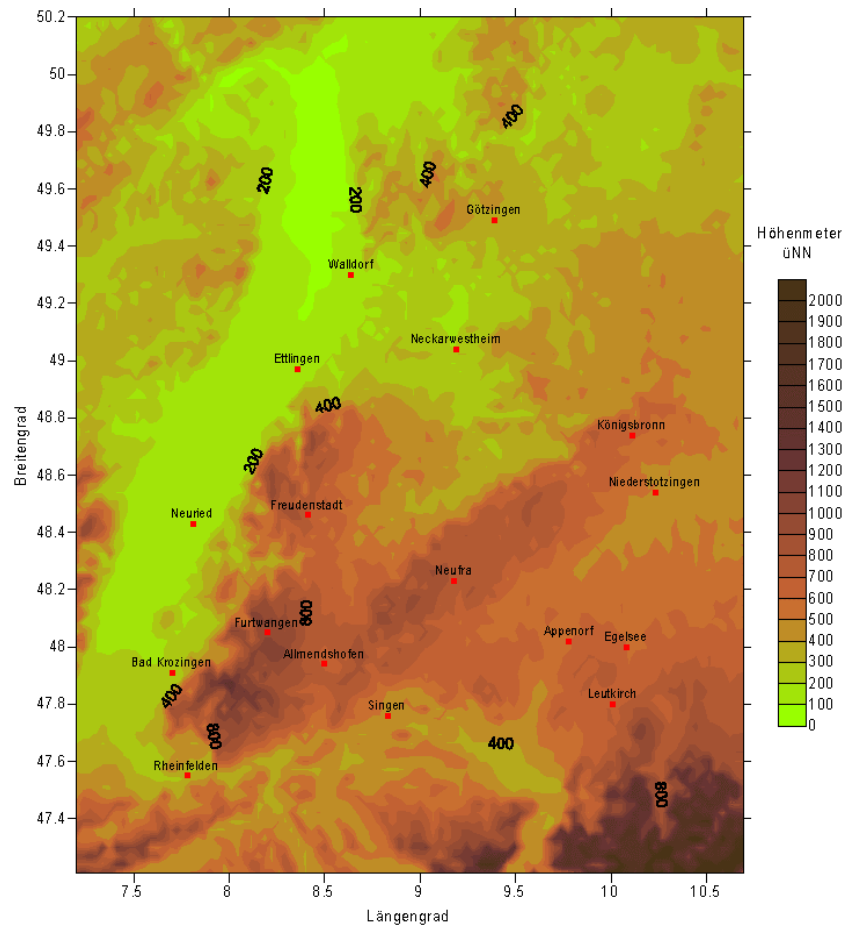
Es soll untersucht werden, ob das Grundwasser eventuell als untere Randbedingung im Modell eingesetzt werden kann.

#### 2.3.1.1 Baden Württemberg

Für das Bundesland Baden Württemberg wurden die folgenden Stationen ausgewählt. Informationen über Lage der Stationen und deren mittleren Grundwasserstände stammen vom Landesamt für Umweltschutz Baden Württemberg (<http://www2.lfu.baden-wuerttemberg.de/lfu/abt4/guq/>).

Station	Koordinaten:		Höhe ü. NN [m]	Wasserstände Mittel [m]	Differenz [m]
	Länge [°]	Breite [°]			
Allmendshofen	8,5	47,94	677	674,75	2,25
Appendorf	9,78	48,02	543	539,96	3,04
Bad Krozingen	7,7	47,91	209	200,76	8,24
Egelsee	10,081	48,00	575	564,78	10,22
Ettlingen	8,36	48,97	116	111,19	4,81
Freudenstadt	8,41	48,46	697	25,97	671,03
Furtwangen	8,2	48,05	957	1,44	955,56
Götzingen	9,39	49,49	320	45,84	274,16
Königsbronn	10,11	48,74	507	502,41	4,59
Leutkirch	10,01	47,80	659	647,80	11,20
Neckarwestheim	9,19	49,04	231	176,94	54,06
Neufra	9,18	48,23	782	684,47	97,53
Neuried	7,81	48,43	148	145,27	2,73
Niederstotzingen	10,23	48,54	449	444,71	4,29
Rheinfeldern	7,78	47,55	273	261,22	11,78
Singen	8,83	47,76	425	418,82	6,18
Walldorf	8,64	49,30	105	100,89	4,11

Tabelle 2-2: Grundwasserstationen für das Land Baden Württemberg



**Abbildung 2-13: Grundwassermessstationen für das Land Baden Württemberg**

Die Abbildung 2-13 zeigt die Lage der Messstationen für Baden Württemberg. Insgesamt werden die Grundwassermessdaten von 17 Stationen (Tab. 2-2) verwendet, die sich in Gruppen mit ähnlichem geologischen Ursprungs einteilen lassen

Stationen im Oberrheingraben:

Waldorf, Ettlingen, Neuried, Bad Krozingen, Rheinfelden

Stationen im Odenwald / Schwarzwald:

Götzingen, Freudenstadt, Furtwangen

Stationen im Süddeutschen Stufenland:

Neckarwestheim

Stationen auf der Schwäbischen Alb:

Allmendshofen, Neutra, Königsbronn, Niederstotzingen

Stationen im Alpenvorland:

Singen, Appendorf, Egelsee, Leutkirch

Um festzustellen, ob die Lage der einzelnen Stationen bzw. die jeweiligen Bodentypen und den damit verbundenen Bodenarten in den einzelnen Horizonten einen Einfluss hat, wurde eine Zusammenstellung gemacht (Tab. 2-3).

Station	Höhe ü. NN [m]	Wasserstände Mittel [m]	Differenz [m]	Bodentyp	Bodenart	Horizonthöhe
Allmendshofen	677	674,75	2,25	39	uL L	0,00 - 0,80 0,80 - 2,00
Appendorf	543	539,96	3,04	24	IS sL	0,00 - 0,35 0,35 - 2,00
Bad Krozingen	209	200,76	8,24	29	uL	0,00 - 2,00
Egelsee	575	564,78	10,22	24	IS sL	0,00 - 0,35 0,35 - 2,00
Ettlingen	116	111,19	4,81	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Freudenstadt	697	25,97	671,03	45	sL IS	0,00 - 0,60 0,60 - 1,20
Furtwangen	957	1,44	955,56	45	sL IS	0,00 - 0,60 0,60 - 1,20
Götzingen	320	45,84	274,16	51	IS sL IS	0,00 - 0,25 0,25 - 0,40 0,40 - 2,00
Königsbronn	507	502,41	4,59	41	utL T	0,00 - 0,10 0,10 - 2,00
Leutkirch	659	647,80	11,20	24	IS sL	0,00 - 0,35 0,35 - 2,00
Neckarwestheim	231	176,94	54,06	32	uL	0,00 - 2,00
Neufra	782	684,47	97,53	41	utL T	0,00 - 0,10 0,10 - 2,00
Neuried	148	145,27	2,73	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Niederstotzingen	449	444,71	4,29	40	L T	0,00 - 0,10 0,10 - 0,75
Rheinfelden	273	261,22	11,78	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Singen	425	418,82	6,18	17	IS L sL	0,00 - 0,25 0,25 - 0,40 0,40 - 2,00
Walldorf	105	100,89	4,11	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00

**Tabelle 2-3: Übersicht der Grundwassermessstationen von Baden Württemberg und den jeweiligen Böden**

Stationen mit gleichen Bodentypen werden farblich markiert. (Tab 2-3) Betrachtet man die jeweiligen Bodenprofile der einzelnen Stationen mit den gemessenen mittleren Grundwasserständen, so kann man erkennen, dass die Grundwasserstände von der Verteilung der Bodenarten wenig beeinflusst werden. Selbst bei den Aueböden (Bodentyp 8) mit semiterrestrische Bodenhorizont mit Grundwassereinfluss liegen die mittleren Grundwasserstände tiefer als 2 m.

### 2.3.1.2 Bayern

Für Bayern liegen 13 Stationen vor, deren Daten vom bayrischen Landesamt für Wasserwirtschaft (<http://www.bayern.de/lfw/>) stammen (Tab 2-4) und deren Lage in Abbildung 2-14 dargestellt ist.

Stationen	Koordinaten:		Höhe ü. NN [m]	Wasserstände Mittel [m]	Differenz [m]
	Länge [°]	Breite [°]			
Obermenzing	11,45	48,17	515,75	509,65	6,10
Amselfing	12,65	48,86	334,00	323,20	10,80
Anzig	11,85	48,15	518,82	514,39	4,43
Aying	11,78	47,97	608,59	572,26	36,33
Eglfing Lehrer	11,18	47,73	538,43	525,00	13,43
Freising	11,74	48,4	444,48	442,45	2,03
Garmisch-Burgrain	11,1	47,51	676,28	673,73	2,55
Großostheim	9,07	49,91	127,54	117,76	9,78
Kahl a. Main	9	50,07	110,84	106,00	4,84
Mertingen	10,8	48,65	406,24	404,01	2,23
Schneeberg	9,24	49,64	187,42	161,99	25,43
Senden	10,04	48,32	486,55	483,29	3,26
Wiechs	12,02	47,77	519,01	515,49	3,52

Tabelle 2-4: Grundwassermessstationen für das Land Bayern

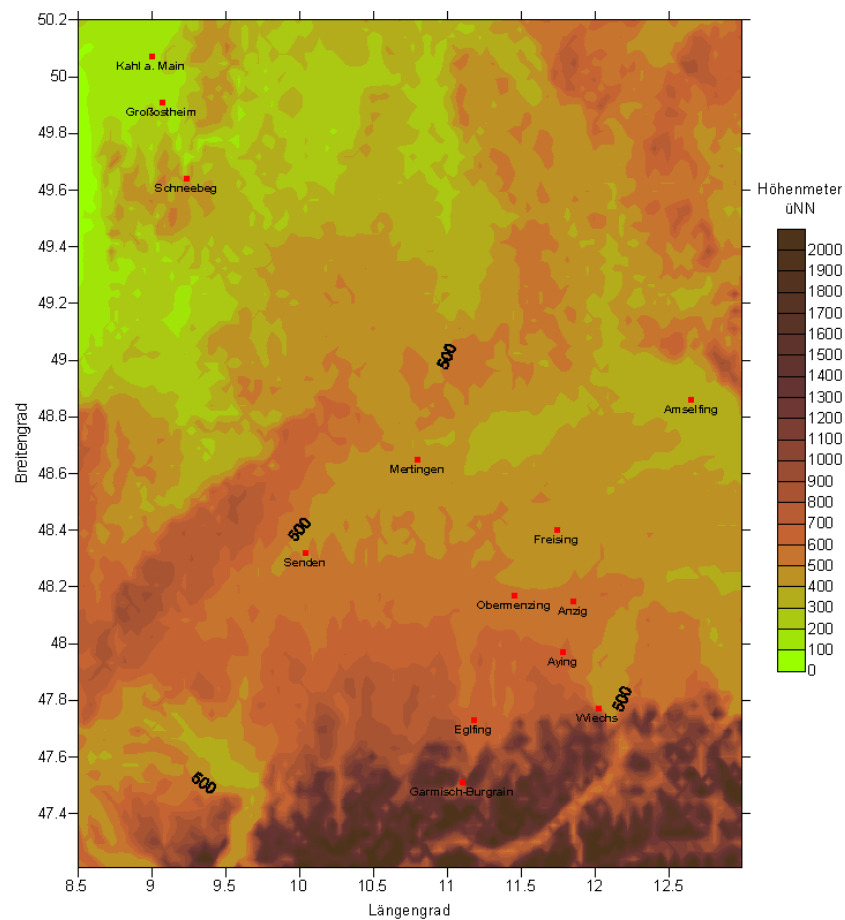


Abbildung 2-14: Grundwassermessstation für das Land Bayern

Für die Grundwassermessstationen finden sich folgende Gruppen mit ähnlichem geologischen Ursprungs.

Stationen im Süddeutschen Stufenland:

Karl am Main, Großostheim und Schneeberg

Stationen im Alpenvorland:

Senden, Mertingen, Amselfing, Freising, Obermenzing, Anzig und Aying

Stationen in den Nördlichen Kalkalpen:

Eglfing, Wiechs und Garmisch-Burgrain

Auch hier wurde für den Vergleich eine Übersicht mit der Lage der einzelnen Station, der jeweiligen Horizontverteilung mit den Bodenarten und dem Grundwasserstand durchgeführt (Tab 2-5). Fast alle Stationen Bayerns liegen in unmittelbarer Flussnähe und sind somit durch Aueböden (Bodentyp 8) geprägt. Man kommt bei näherer Betrachtung zu dem Ergebnis, dass, wie bereits bei den Stationen von Baden Württemberg festgestellt wurde, kein direkter Zusammenhang zwischen den gemessenen mittleren Grundwasserständen und den Bodenprofilen zu sehen ist. Eine mögliche Ursache könnte durch die Festlegung der unteren Horizontgrenze bei 2 m sein. Kleinräumig können die Bodenprofile von den im hydrologischen Atlas Profil abweichen.

Station	Höhe ü. NN [m]	Wasserstände Mittel [m]	Differenz [m]	Bodentyp	Bodenart	Horizonthöhe
Obermenzing	515,75	509,65	6,1	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Amselfing	334	323,2	10,8	7	uL IS	0,00 - 1,30 1,30 - 2,00
Anzig	518,82	514,39	4,43	24	IS sL	0,00 - 0,35 0,35 - 2,00
Aying	608,59	572,26	36,33	17	IS L sL	0,00 - 0,25 0,25 - 0,40 0,40 - 2,00
Eglfing Lehrer	538,43	525	13,43	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Freising	444,48	442,45	2,03	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Garmisch-Burgrain	676,28	673,73	2,55	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Großostheim	127,54	117,76	9,78	13	uL sL IS	0,00 - 0,05 0,05 - 0,40 0,40 - 2,00
Kahl a. Main	110,84	106	4,84	7	uL IS	0,00 - 1,30 1,30 - 2,00
Mertingen	406,24	404,01	2,23	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Schneeberg	187,42	161,99	25,43	51	IS sL IS	0,00 - 0,25 0,25 - 0,40 0,40 - 2,00
Senden	486,55	483,29	3,26	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
Wiechs	519,01	515,49	3,52	8	tL uL uT T	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00

Tabelle 2-5: Übersicht der Grundwassermessstationen von Bayern und den jeweiligen Böden

### 3 Boden-Vegetationsmodell

Das in dieser Arbeit verwendete Boden-Vegetationsmodell VEG3D kann sowohl mesoskalige Atmosphärenmodelle gekoppelt als auch in der eindimensionalen Stand-alone-betrieben werden. Es berücksichtigt eine Vegetationsschicht („big leaf“) und den Boden, der in mehrere Bodenschichten aufgeteilt ist. In diese Arbeit sind es acht mit zunehmender Tiefe größer werdende Schichten. Die Lufttemperatur und -feuchtigkeit, sowie die turbulenten Flüsse, werden über die Bilanzierung der Energie- und den Wasserflüsse berechnet. Wasser kann von der Vegetation aufgefangen werden. Dieser Speicher kann durch den Niederschlag oder Tau gefüllt und durch die Verdunstung entleert werden. Niederschlag, der die Vegetation passiert und den Boden erreicht, versickert. Wenn die Infiltrationskapazität erreicht wird, speichert die Erdoberfläche den überschüssigen Niederschlag und führt ihn je nach Hanglage und Oberflächenbeschaffenheit zu einem gewissen Anteil als Oberflächenwasser ab. Der Transport der Wärme und Feuchtigkeit im Boden wird durch prognostische Gleichungen beschrieben, deren Parameter von der Bodenart abhängen (Braun et al., 2005).

#### 3.1 Bodenmodell

Das Bodenmodell hat die Aufgabe, die Erdoberfläche erreichende Strahlung in die Energieflüsse des latenten und des fühlbaren Wärmestroms sowie des Bodenwärmestroms umzusetzen. Weiterhin sorgt das Bodenmodell für die Umverteilung des den Boden erreichenden Niederschlags in einen Oberflächenspeicher und einen infiltrierenden Anteil. Der Wassertransport im Boden und der Entzug durch die Wurzeln der Vegetation sind weitere wichtige Komponenten. Die Infiltrationsbedingung, welche die Anteile des infiltrierenden und des oberflächlich gespeicherten Wassers bestimmt, ist abhängig von den Bodeneigenschaften und dem Wassergehalt der obersten Bodenschicht. Der Teil des Oberflächenwassers, der im Gerinne abfließt und zur erneuten Infiltration nicht zur Verfügung steht, wird von der Hangneigung und der Oberflächenrauigkeit beeinflusst. Die Umverteilung des Wassers im Boden wird über die Flüsse in Mikroporen und Makroporen bewerkstelligt. Der Boden wird hierzu in eine beliebige Anzahl von Schichten eingeteilt. In der vorliegenden Arbeit werde acht Bodenschichten verwendet, die mit nach unten exponentiell zunehmender Dicke unterteilt sind. Auf diesem Gitter werden die folgenden prognostischen Gleichungen mit Hilfe eines verallgemeinerten Crank-Nicholson-Schemas, bei dem sich das Verhältnis explizit-implizit wichten lässt (Schädler, 1990), berechnet. Der verwendete Zeitschritt wird vom Atmosphärenmodell vorgegeben (Braun, 2002).

Bei der Beschreibung der Wärme- und Wasserflüsse im Boden werden vereinfachend nur die vertikalen Komponenten der jeweiligen prognostischen Gleichungen betrachtet. Auf Grund der gewählten Simulationszeiten und verwendeten Gitterweiten können die horizontalen Flüsse vernachlässigt werden.



### 3.1.1 Bodentemperatur

Eine zeitliche Änderung der Bodentemperatur  $T_B$  [K] ergibt sich aus der Divergenz des Wärmeflusses (Wärmeleitungsgleichung)

$$c_B(\theta) \frac{\partial T_B}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_B(\theta) \frac{\partial T_B}{\partial z} \right) \quad (3.1)$$

Darin ist  $c_B$  [ $J \, m^{-3} \, K^{-1}$ ] die volumetrische Wärmekapazität,  $\lambda_B$  [ $W \, m^{-1} \, K^{-1}$ ] die Wärmeleitfähigkeit des Bodens und  $\theta_s$  [ $m^3 \, m^{-3}$ ] sein volumetrischer Wassergehalt.

Die volumetrische Wärmekapazität des Bodens setzt sich aus den Kapazitäten der Fraktionen der beteiligten Bodenbestandteile zusammen. Es sind dies die mineralischen Anteile (im wesentlichen Quarze und Tone), der Anteil der Bodenluft und der Bodenwasseranteil. Da die Wärmekapazität der Luft um drei Größenordnungen unter den beiden anderen Fraktionen liegt, kann diese vernachlässigt werden. Die Wärmekapazität  $c_B$  in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt ergibt sich dann aus der Wärmekapazität der trockenen luftleeren Bodensubstanz  $c_{B,t}$  und der von Wasser  $c_w$  zu:

$$c_B(\theta) = (1 - \theta_s) \theta_{B,t} + \theta c_w \quad (3.2)$$

Der Sättigungswassergehalt des Bodens  $\theta_s$  steht darin für das Porenvolumen. (Braun, 2002)

#### Randbedingungen

Als obere Randbedingungen des Bodenmodells nimmt man

$$\lambda_B(\theta_1) \frac{\partial T_B}{\partial t} \Big|_{z=z_{\max}} = B \quad (3.3)$$

an. Hierbei ist  $\lambda_B$  die Wärmeleitfähigkeit des Bodens und  $T_B$  die Bodentemperatur. Den Bodenwärmestrom  $B$  [ $W \, m^{-2}$ ] erhält man aus der Energiebilanz der Erdoberfläche. Sie ist gegeben durch

$$(1 - \alpha_b) S_b^\downarrow + L_b^\downarrow - L_b^\uparrow = H_b + V_b + B. \quad (3.4)$$

und setzt sich aus der kurzwelligen ( $(1 - \alpha_B) S_B^\downarrow$ ) und langwelligen ( $L_B^\downarrow - L_B^\uparrow$ ) Strahlungsbilanz, den turbulenten Flüssen ( $H_B + V_B$ ) und dem Bodenwärmestrom  $B$  zusammen.  $\alpha_B$  ist die Albedo des Bodens.

Für die untere Randbedingung gilt unter Berücksichtigung der Simulationszeit von einigen Monaten für die lokalzeitliche Änderung der Bodentemperatur  $T_B$

$$\frac{\partial T_B}{\partial t} \Big|_{z=z_{\max}} = 0. \quad (3.5)$$

$z_{\max}$  ist der Bereich des Modellunterrands.

### 3.1.2 Bodenwassergehalt

Der vertikale Wassertransport wird beschrieben durch die Richards-Gleichung

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta,z) \frac{\partial \psi(\theta,z)}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta,z)}{\partial z} - r_w(\theta,z). \quad (3.6)$$

Hierbei ist  $\theta$  [ $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ] der volumetrische Bodenwassergehalt (Wasservolumen pro Bodenvolumen) für gesättigte Verhältnisse,  $z$  [m] die Bodentiefe,  $\psi$  [m] das Matrixpotential,  $K$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] die hydraulische Leitfähigkeit und  $r_w$  [ $\text{s}^{-1}$ ] die Senke durch Wasseraufnahme der Wurzeln.

Mit der Gleichung für den Bodenwasser-Diffusionskoeffizienten  $D$  [ $\text{m s}^{-1}$ ]

$$D(\theta,z) = K(\theta,z) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (3.7)$$

erhält man die Richards-Gleichung zu

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta,z) \frac{\partial \psi(\theta,t)}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta,z)}{\partial z} - r_w(\theta,z). \quad (3.8)$$

Diese Gleichung diskretisiert und wird mit dem bereits oben genannten verallgemeinerten Crank-Nicholson-Schemas gelöst.

#### Randbedingungen

Die untere Randbedingung bestimmt den Abfluss am unteren Rand des Bodenmodells  $A_G$ . Für die Simulationen kann zwischen drei Bedingungen gewählt werden. Üblicherweise wird die Gravitationsflussbedingung verwendet. Unter der Annahme, dass der Gradient des Matrixpotentials Null wird, folgt aus der Richards-Gleichung

$$\frac{\partial \psi(z,t)}{\partial z} = 0 \Leftrightarrow A_G = K(\theta, z_{\max}). \quad (3.9)$$

Des weiteren kann man einen undurchlässigen Unterrand

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z_{\max}} = 0 \Leftrightarrow A_G = 0$$

oder eine gesättigte Schicht (Grundwasser) simulieren

$$\theta(z_G) = \theta_s. \quad (3.10)$$

$z_G$  entspricht dem Grundwasser-Flurabstand.

### 3.1.3 Parameteransätze

Für die Modellierung des Bodenwassergehalts werden funktionale Abhängigkeiten des Matrixpotentials und der hydraulischen Leitfähigkeit vom Bodenwassergehalt benötigt. Um die bodenhydraulischen Funktionen mit den Korngrößenverteilungen der einzelnen Bodenarten in Verbindung zu bringen, wurden mehrere Ansätze gemacht. Die meist verwendeten sind die von Brooks & Corey (1964), Campbell (1974) und van Genuchten (1980). In dieser Arbeit werden die Funktionen von Campbell und van Genuchten verwendet.

#### 3.1.3.1 Funktionen nach Campbell (1974)

Das Matrixpotential ist gegeben durch

$$\psi(\theta) = \psi_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} . \quad (3.11)$$

Für die hydraulische Leitfähigkeit gilt

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{3+2b} . \quad (3.12)$$

Hierbei ist  $b$  der Kehrwert des Parameters für die Porengröße

$$b = \frac{1}{\lambda} . \quad (3.13)$$

#### 3.1.3.2 Funktionen nach van Genuchten (1980)

Das Matrixpotential ist gegeben durch

$$\psi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left[ \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-1/m} - 1 \right]^{1/n} . \quad (3.14)$$

Für die Anpassungsparameter  $m$  und  $n$  gilt

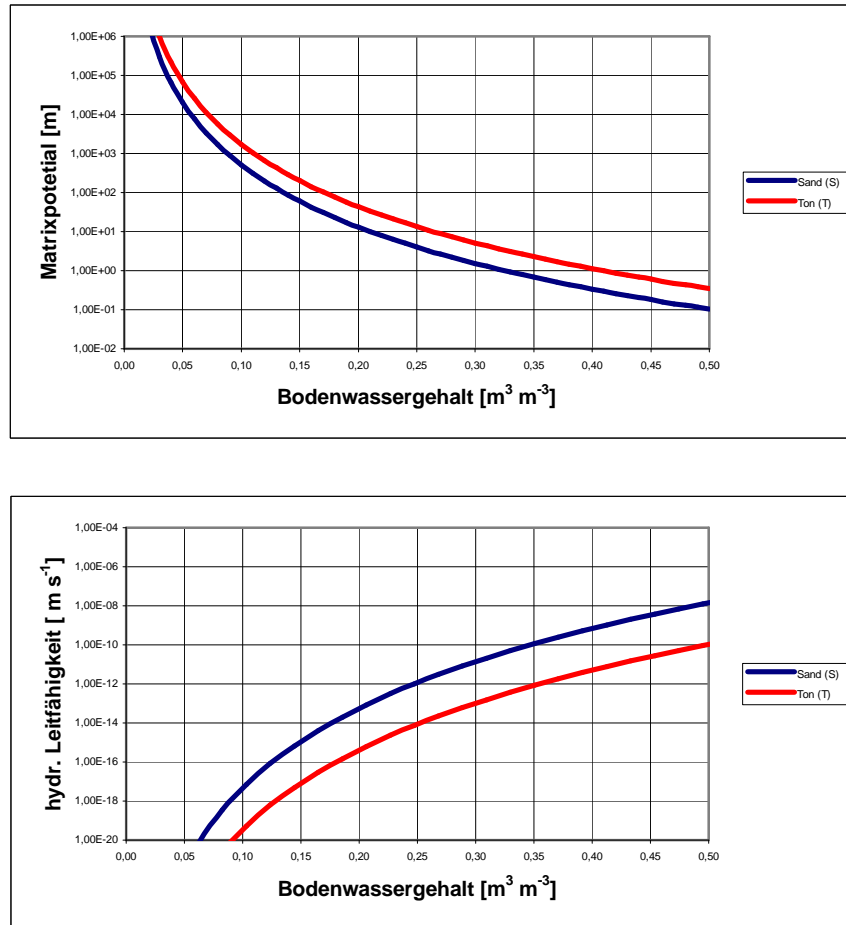
$$m = 1 - \frac{1}{n} . \quad (3.15)$$

Nach Rawls gilt weiterhin die Beziehung

$$\Psi_s = \frac{1}{\alpha} . \quad (3.16)$$

Die hydraulische Leitfähigkeit ist gegeben durch

$$K(\theta) = K_s \sqrt{\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}} \left[ 1 - \left( 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2. \quad (3.17)$$



**Abbildung 3-1: Matrixpotential und hydraulische Leitfähigkeit für die Bodenarten Sand und Ton nach der Funktion von Campbell (1974). Bodenkenngrößen nach Clapp & Hornberger (1978)**

Die Abbildung 3-1 zeigt zum einen die Abnahme des Matrixpotentials mit zunehmenden Bodenwassergehalt für Sand und Ton und zum anderen die Zunahme des hydraulischen Leitfähigkeit bei zunehmender Bodenfeuchte. Ton besitzt dabei gegenüber dem Sand durch seine geringere Korngröße ein geringeres Matrixpotentials jedoch eine höhere hydraulischen Leitfähigkeit.

Für die Berechnung der Funktionen sind Bodenkennwerte notwendig. Diese werden in der Hydrologie meist durch Messungen im Feld oder im Labor erfasst und entsprechend der Bodenart häufig nach der USDA-Klassifikation (Abb. 2-2) angeben. Für die Simulationen

kann daher auf Literaturwerte zurückgegriffen werden, da auch im Modell diese Klassifikation verwendet wird. In dieser Arbeit werden die Funktionen nach Campbell (1974) mit den Parametersätzen von Clapp & Hornberger (1978) (s. Anhang Tab. 9-1) und die Funktionen nach van Genuchten (1980) mit den Parametersätzen von Rawls & Brakensiek (1982) (s. Anhang Tab. 9-2) gewählt.

### **3.2 Vegetationsmodell**

Das Vegetationsmodell berücksichtigt die Vegetation mit der sie umgebenden Bestandsluft als eine masselose Schicht, für die mittlere Parameter wie der Blattflächenindex oder der Bedeckungsgrad angegeben werden können, ohne die Vegetation vertikal detailliert aufzulösen (big leaf -Konzept). Eine frühere Version von VEG3D wird in Schädler et al. (1990) beschrieben.

Zu den wichtigsten Erweiterungen zählen verschiedene Rauigkeitslängen für in den Ähnlichkeitsprofilen für Wind, Temperatur und Feuchte, Berechnung des maximalen Betrags von abgefangenem Wasser nach Bougeault (1991), und eine vom Vegetationstyp abhängende Wurzeldichteverteilung.

Im Fall von Schneebedeckung wurde ein Schneemodell entwickelt, das auf den SVAT-Modellen CLASS (Verseghy, 1991) und ISBA (Douville, 1995) basiert. Die Schneedecke wird durch eine zusätzlich auf dem Boden aufliegende Schicht geschaffen.

## 4 Simulationen

### 4.1 Simulationen des Bodenwassergehalts mit dem VEG3D

Für die Simulationen mit dem VEG3D werden die REKLIP-Messdaten (Kalthoff et al., 1999) der Station Karlsdorf verwendet. Die Station Karlsdorf liegt in der Rheinebene nördlich von Karlsruhe. Zum einen werden die Simulationen für den Bodentyp bei Karlsdorf durchgeführt. Um Rückschlüsse auf die Sensibilität des Modells auf den verwendeten Bodentyp und damit die vorgegeben Bodenarten ziehen zu können, werden die Bodentypen in der nahen Umgebung um Karlsdorf mitbetrachtet.



Abbildung 4-1: Bodenübersicht von Karlsdorf und Umgebung (BGR, 1995)

HAD	BGR	Bodentypen und ihr Ausgangsgestein
5	6	Niedermoorboden
7	8	Auenboden / Gley aus lehmigen bis tonigen Auensedimenten
8	11	Auenboden / Gley aus sandigen bis tonigen Flusssedimenten in kleinflächigem Wechsel
13	16	Podsol-Baunerde aus sandigen Terrassenablagerungen
32	40	Tschernosem-Parabraunerde / Parabraunerde-Tschernosem aus Löß oder Lößlehm
42	51	Pelosol-Braunerde / Pelosol-Pseudogley aus Verwitterungsprodukten von Mergel- und Tongesteinen

Tabelle 4-1. Zuordnung der Legende nach BGR zu HAD

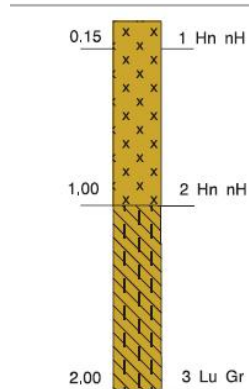
Da im folgenden wird die Nomenklatur des HAD verwendet wird, wurde die Legende der Karte des BGR auf die Legende nach dem HAD zugeordnet (Tab 4-1). Für das Gebiet um Karlsdorf in der Rheinebene findet man Böden der Küstenregion und Moore (5) sowie der Flusslandschaften und Niederungen (7, 8, 13). Im Osten schießt sich der Kraichgau an. Hier liegen Böden der Lößgebiete (32) und der Berg- und Hügelländer (42) vor.

### 4.1.1.1 Beschreibung der Böden

#### Böden der Küstenregion und Moore:

Niedermoor

**5** Moore gehören zu den organischen Böden, bei denen der Humushorizont aus mindestens 30% organische Substanz enthält. Vom Niedermoor (topogenes Moor) spricht man, wenn der Boden in Abhängigkeit vom Grundwasser entstanden ist.

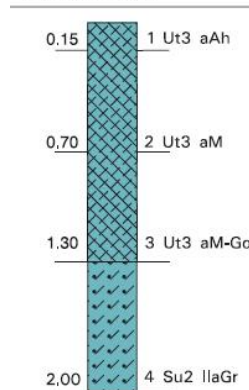


Der Niedermoorboden besteht im oberen Bereich aus einem Horizont aus Resten torfbildenden Pflanzen. Ab der Tiefe von 1 m schließt sich ihm ein Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss aus schluffigem Lehm an.

#### Böden der Flusslandschaften und Niederungen:

Auenboden (Auengley- Vega) aus lehmig- tonigen, oft kalkhaltigen Auensedimenten

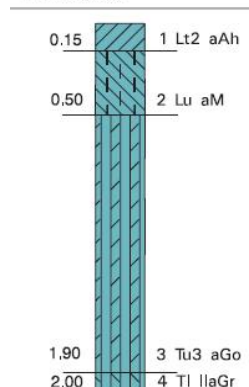
**7** Böden der Flusstäler nennt man Aueböden. Sie werden periodisch bei nichtregulierten Fließgewässern überflutet oder aber hinter Deichen überschwemmt. Weiter kennzeichnend sind Grundwasserschwankungen, die bis 6 m innerhalb eines Jahres betragen können.



Von Vega spricht man, wenn eine tiefreichende Verwitterung stattgefunden hat. Die bestimmende Bodenart bis zu einer Bodentiefe von 1,30 m ist toniger Schluff. Der Aueboden gliedert sich in drei Horizonte, dem humosen terrestrischen Oberbodenhorizont geprägt durch Auendynamik, einem Bodenhorizont aus sedimentiertem, holozänem, humosen Solummaterial und einem Übergangshorizont zu einem Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss unter oxidierenden Bedingungen. Darunter befindet sich ab einer Tiefe von 1,30 m ein durch Auendynamik semiterrestrischer Bodenhorizont aus schwach schluffigem Sand von Grundwasser beeinflusst.

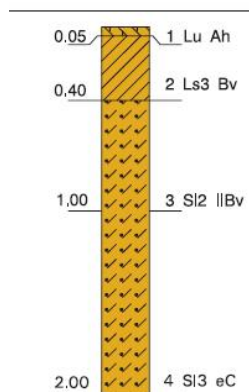
Auenboden (Auengley- Auenbraunerde) aus sandigen bis tonigen Flußsedimenten im Wechsel

**8** Der Aueboden ist durchweg durch Auendynamik geprägt. Der humose terrestrische Oberboden besteht aus schwachtonigen Lehm. Ihm folgt ein Bodenhorizont von schluffigem Lehm aus sedimentiertem, holozänem, humosen Solummaterial. Bereits ab einer Tiefe von 50 cm liegt der semiterrestrische Bodenhorizont mit Grundwassereinfluss an. Einem Mineralbodenhorizont unter oxidierenden Bedingungen aus schluffigem Ton, schließt sich ein schmaler Mineralbodenhorizont unter reduzierten Bedingungen aus lehmigen Ton an.





Braunerde aus lehmigen  
und sandig-lehmigen  
Flußablagerungen **13**



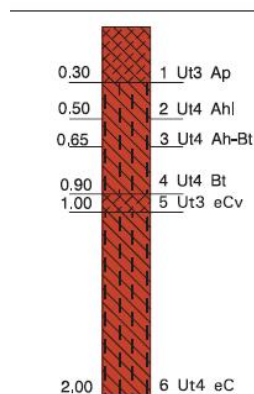
Dieser Bodentyp wurde bereits in diesem Kapitel auf Seite 8 beschrieben.

Bei der Braunerde hat man einen humosen terrestrischen Oberbodenhorizont aus schluffigem Lehm, gefolgt von einem verwitterten terrestrischen Unterbodenhorizont aus sandigem Lehm, der in einen verwitterten terrestrischer Unterbodenhorizont aus schwach lehmigen Sand übergeht und darunter einen ausgewaschenen terrestrischen Untergrundhorizont aus lehmigen Sand.

## Böden der Lößgebiete

Tschernosem-  
Parabraunerde  
aus Löß

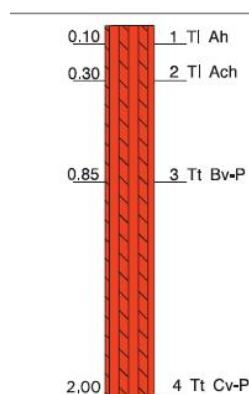
**32** Die deutsche Bezeichnung für Tschernosem ist Schwarzerde. Es handelt sich um einen Steppenboden, der sich in Europa überwiegend aus Löß bildete. Faktoren wie das kalkhaltige, lockere Ausgangsgestein und das Steppenklima führten zu seiner Entwicklung.



Die oberste Schicht bildet der gepflügte terrestrische Oberbodenhorizont aus tonigem Schluff. Aus stark tonigem Schluff besteht der darunter liegende Horizont, der in weitere Horizonte unterteilt ist. Zunächst ein humoser, lessivierter Oberbodenhorizont, gefolgt von einem Übergangshorizont mit Merkmalen eines humosen terrestrischen Oberbodenhorizonts und eines tonangereicherten terrestrischen Unterbodenhorizonts. Letztere Eigenschaften zeichnen auch den darunter liegenden Unterbodenhorizont aus. Ihm folgt ein schmaler verwitterter, terrestrische Untergrundhorizont aus tonigem Schluff. Ab einer Bodentiefe von 1 m steht der carbonatische, verwitterte Untergrundhorizont aus stark tonigem Schluff an.

## Böden der Berg- und Hügelländer

Braunerde- Pelosol aus  
Verwitterungsprodukten  
von Mergel- und  
Tongesteinen **42**



Die Braunerde entsteht aus Ranker, Rendzina-Ranker oder Regosol durch eine fortschreitende Entwicklung des Bodens. Sie ist geprägt durch Verbraunung und Tonbildung und wird durch unscharfe Übergänge zwischen den Horizonten charakterisiert.

Der humose, terrestrische Oberbodenhorizont aus lehmigen Ton erstreckt sich über zwei Horizonte, wobei der untere auch Sekundärcarbonat enthält. Auf ihn folgt ein Übergangshorizont aus Ton mit Merkmalen eines verwitterten terrestrischen Unterbodenhorizontes und eines terrestrischen Unterbodenhorizontes aus Ton- oder Tonmergelgestein. Den Abschluss bildet ein weiterer Übergangshorizont aus Ton. Er besitzt die Eigenschaften eines verwitterten terrestrischen Untergrundhorizontes und eines terrestrischen Unterbodenhorizontes aus Ton- oder Tonmergelgestein.

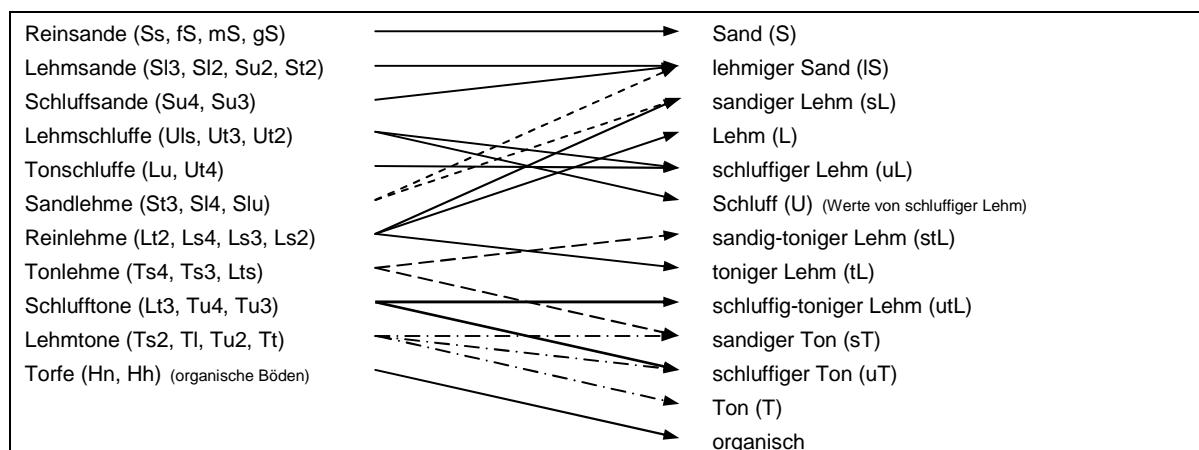
Alle Bodenprofile sind dem HAD entnommen.



Für die Simulationen mit dem VEG3D wurde der Zeitraum vom 24. August 1994 bis 5. Juni 1995 gewählt. Das Modell verwendet die REKLIP-Messdaten (Kalthoff et al., 1999) der Station Karlsdorf. Die simulierten Ergebnisse werden mit den gemessenen Daten verglichen und bewertet. Dabei gibt das Modell die Daten alle 10 Minuten aus. Für die Auswertung werden für den Bodenwassergehalt Tagesmittel, für den Niederschlag Tagessummen gebildet.

Für die Untersuchung der Abhängigkeit der Verteilung der Bodenarten in den verwendeten 8 Bodenschichten des Modells werden die Messdaten der Station Karlsdorf zunächst auf das an der Station vorliegende Bodenprofil angewendet. Um Rückschlüsse über die Sensitivität des Modells bei abweichender Wahl des Bodenprofils ziehen zu können, werden die Messdaten der Station Karlsdorf auch für die Simulationen mit den Bodentypen in der nahen Umgebung verwendet.

Da die Nomenklatur des HAD und des VEG3D nicht übereinstimmen, wurde eine Zuordnung der Bodenartengruppen nach dem hydrologischen Atlas für Deutschland (HAD) auf die im Modell verwendeten Bodenarten vorgenommen (Tab. 4-2).



**Tabelle 4-2: Zuordnung der Bodenartengruppen des HAD zur den im Modell verwendeten. links: Bodenartengruppen nach HAD, rechts: Bodenarten im Modell**

Da die Anzahl der Bodenartengruppen des HAD nicht der des Modells entspricht, wurde bei der Zuordnung weiter auf die Kleinbuchstaben und Zahlen eingegangen.

Bodenart des Modells	Bodenart nach HAD
IS	Sl4, Sl3, Slu, Sl2, St2, Su4, Su3, Su2,
L	Ls2
utL	Lt3
tL	Lt2
T	Tl, Tt
Tf	Hn, Hh
sL	St3, Ls4, Ls3
H2O	Wasser
S	Ss, fS, mS, gS
uL	Uls, Lu, Ut4, Ut3
stL	Lts
U	Ut2
sT	Ts4, Ts3, Ts2
uT	Tu4, Tu3, Tu2

**Tabelle 4-3: Aufteilung der Bodenarten des HAD auf die im Modell verwendeten Bodenarten**

Für das Bewerten der Diagramme ist zu beachten, dass ein Zusammenfassen der Bodenarten nach dem hydrologischen Atlas und die Zuordnung auf die Einteilung des Modells vorgenommen wurde. In einigen Fällen reduzierte sich dadurch die Anzahl der Bodenhorizonte, wodurch Informationen verloren gehen. Für die Simulationen wurden die Horizontgrenzen der verwendeten Bodentypen an die Bodenschichten des Modells angepasst. Auch die Vermischung der deutschen und der amerikanischen Nomenklaturen (s. Kap. 2, Abb. 2-1) führt zu weiteren Ungenauigkeiten.

Die Simulationen wurden zum einen mit der Funktion nach Campbell (1974) mit den Parametersätzen von Clapp & Hornberger (1978) und zum anderen mit der Funktion nach van Genuchten (1980) mit den Parametersätzen von Rawls & Brakensiek (1982) durchgeführt. Die Tabelle 4-4 zeigt die verwendeten bodenhydraulischen Funktionen und Bodenparameter.

	Campbell	van Genuchten
Funktion für das Matrixpotential	$\psi(\theta) = \psi_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b}$	$\psi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left[ \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-1/m} - 1 \right]^{1/n}$
Funktion für die hydraulische Leitfähigkeit	$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{3+2b}$	$K(\theta) = K_s \sqrt{\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}} \left[ 1 - \left( 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2$
Bodenparameter	Clapp & Hornberger	Rawls & Brakensiek

**Tabelle 4-4: Übersicht über die verwendeten bodenhydraulischen Funktionen und Bodenparameter**

Der Bodenwassergehalt wird für die jeweiligen Bodentypen 7, 8, 13, 32 und 42 in der Bodentiefe von 3 und 7 cm bzw. 15 und 31 cm im Diagramm gezeigt. Durch die Ergänzung der Tagessummen des Niederschlags in den Diagrammen ist es möglich, Rückschlüsse auf das Reaktionsverhalten des Bodens bei starken Regenereignissen oder aber Trockenphasen zu ziehen.

Die Simulationen für den Moorboden werden nicht dargestellt und diskutiert, da sich sehr große Abweichungen zwischen den beobachteten und simulierten Werten zeigten. Ursache dafür könnte der hohe Grundwasserstand im Niedermoor oder der Torfanteil in den oberen 100 cm des Bodens sein.

## 4.1.2 Funktion nach Campbell

### 4.1.2.1 Campbell / Clapp & Hornberger: (3 cm und 7 cm Tiefe)

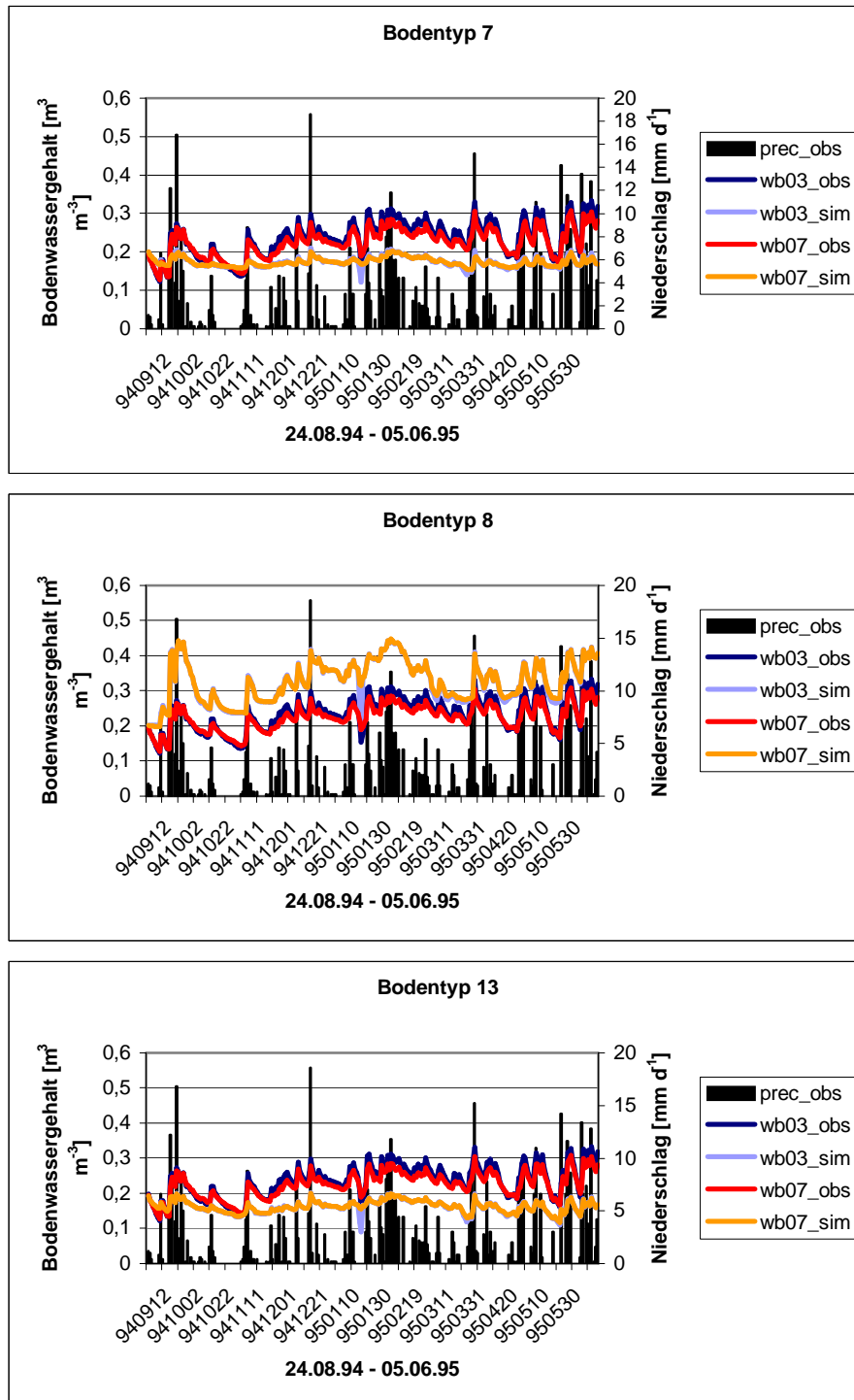


Abbildung 4-2: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 7, 8, 13 in den Bodentiefe 3 und 7 cm; Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger

Zunächst werden die 3 Simulationen mit den Böden der Rheinebene diskutiert (Abb. 4-2). Die beiden oberen Graphiken zeigen die Ergebnisse für die beiden Aueböden (Bodentyp 7 und 8), die untere Graphik die für die Podsol-Braunerde der Messstation Karlsdorf für den Zeitraum vom 24.08.94 – 05.06.95. Die gemessenen Werte sind für alle Graphiken die selben. Sie haben für beide Tiefen einen ähnlichen Verlauf. An Hand der Niederschlagsbalken ist zu erkennen, dass nach Niederschlagsereignissen der Bodenwassergehalt in beiden Bodentiefen ansteigt. Diese Zunahme der Bodenfeuchte ist in 3 cm Tiefe deutlicher ausgeprägt. Bei abnehmenden bzw. vollständig ausbleibenden Niederschlägen nimmt der Bodenwassergehalt in beiden Tiefen ab.

Die simulierten Werte in 3 und 7 cm Tiefe unterscheiden sich bei den verschiedenen Bodentypen von den gemessenen Werten. Betrachtet man die einzelnen Bodentypen für sich, so zeigen die Bodenfeuchtekurven in den beiden Bodentiefen jeweils einen ähnlichen Verlauf. Für die Podsol-Braunerde (Bodentyp 13) wird für den betrachteten Zeitraum zu wenig Bodenfeuchte simuliert. Die Kurven sind glatter, was bedeutet, dass in den Simulationen die Regenereignisse weniger deutlich auf die Bodenfeuchte auswirken, als es bei den Messungen. Ein ähnliches Bild hat man beim Auenboden aus lehmigen bis tonigen Auensedimenten (Bodentyp 7). Im Gegensatz dazu wurde beim Auenboden aus sandigen bis tonigen Flusssedimenten (Bodentyp 8). der Bodenwassergehalt zu hoch simuliert. Er zeigt jedoch, wie zuvor bei den gemessenen Werte beschrieben, deutlich die Zu- bzw. Abnahme der Bodenfeuchte in Abhängigkeit von Regenereignissen.

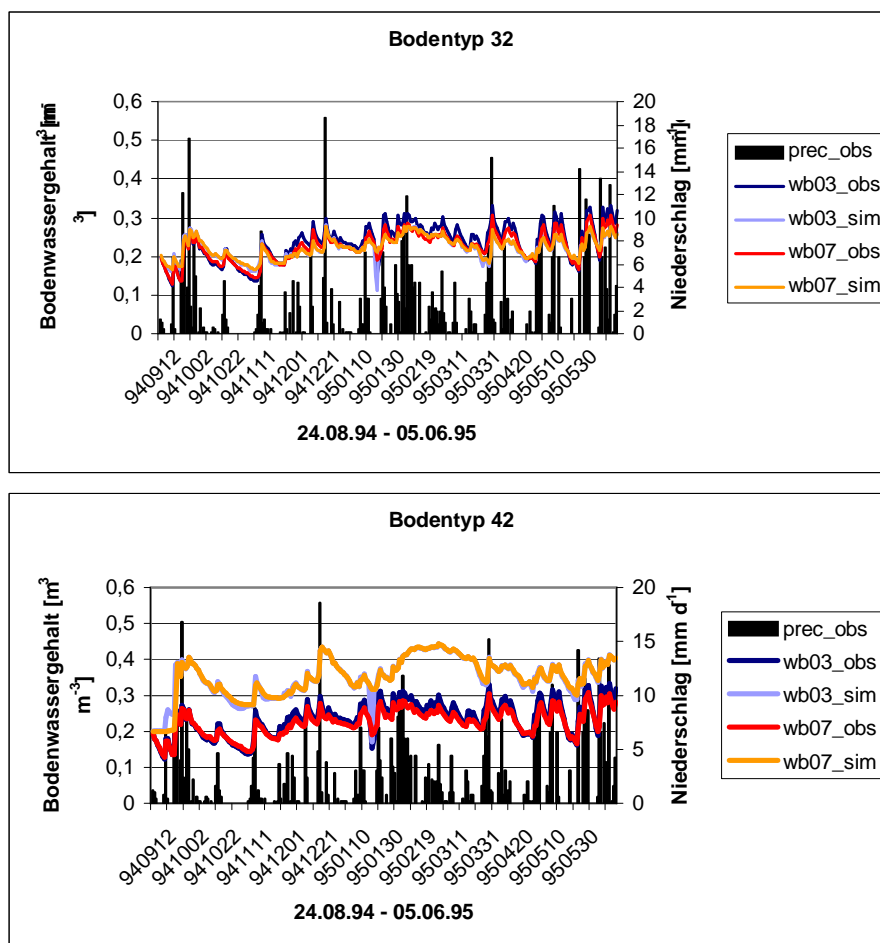


Abbildung 4-3: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 32 und 42 in den Bodentiefe 3 und 7 cm; Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger

Die Tschernosem-Parabraunerde und der Pelosol-Braunerde (Bodentypen 32 und 42), deren Ergebnisse in Abbildung 4-3 dargestellt sind, beziehen sich auf Bodenprofile außerhalb der Rheinebene. Für die beiden Bodentypen wurden ebenfalls die Messwerte der Station Karlsdorf verwendet.

Betrachtet man die simulierten Werte für den Bodenwassergehalt für den Bodentyp 32, so zeigen sich sehr gute Ergebnisse mit nur geringen Abweichungen von den gemessenen Werten. Im Falle von Niederschlagsereignissen fällt die Zunahme der Bodenfeuchte etwas geringer aus, als bei den gemessenen Werten. Deutlich zu hoch wird der Bodenwassergehalt für den Bodentyp 42 berechnet. Der Boden reagiert stärker auf große Regenereignisse mit zum Teil größerem Anstieg der Bodenfeuchte als bei den simulierten Werten. Im übrigen Verlauf fallen die Schwankungen im Bodenwassergehalt eher niedriger aus.

Es wurde erwartet, dass die Simulationen mit der Podsol-Braunerde (Bodentyp 13) die besten Ergebnisse ergeben, da dieser Bodentyp an der Station vorliegt. Letztlich zeigten jedoch die Simulationen für den Bodentyp 32 im Kraichgau die besseren Ergebnisse. Grund dafür könnten kleinräumige Variationen in der Verteilung der Bodenarten sein.

Allen 5 Bodentypen der Abb. 4-1 und 4-2 gemein ist ein Ausreißer des simulierten Bodenwassergehalts im Januar in 3 cm Tiefe. Die Ursache sind falsche Messungen durch gefrorenen Boden. Die Bodentypen 8 und 42, deren Kurvenverlauf im Vergleich zu den übrigen größere Schwankungen im Bodenwassergehalt zeigte, weisen auch hier den größeren Abfall des Bodenwassergehalts auf. Ein Grund dafür könnte der höhere Tonanteil der beiden Bodentypen im Vergleich zu den 3 anderen Bodentypen sein.

#### 4.1.2.2 Campbell / Clapp & Hornberger: (15 cm und 31 cm Tiefe)

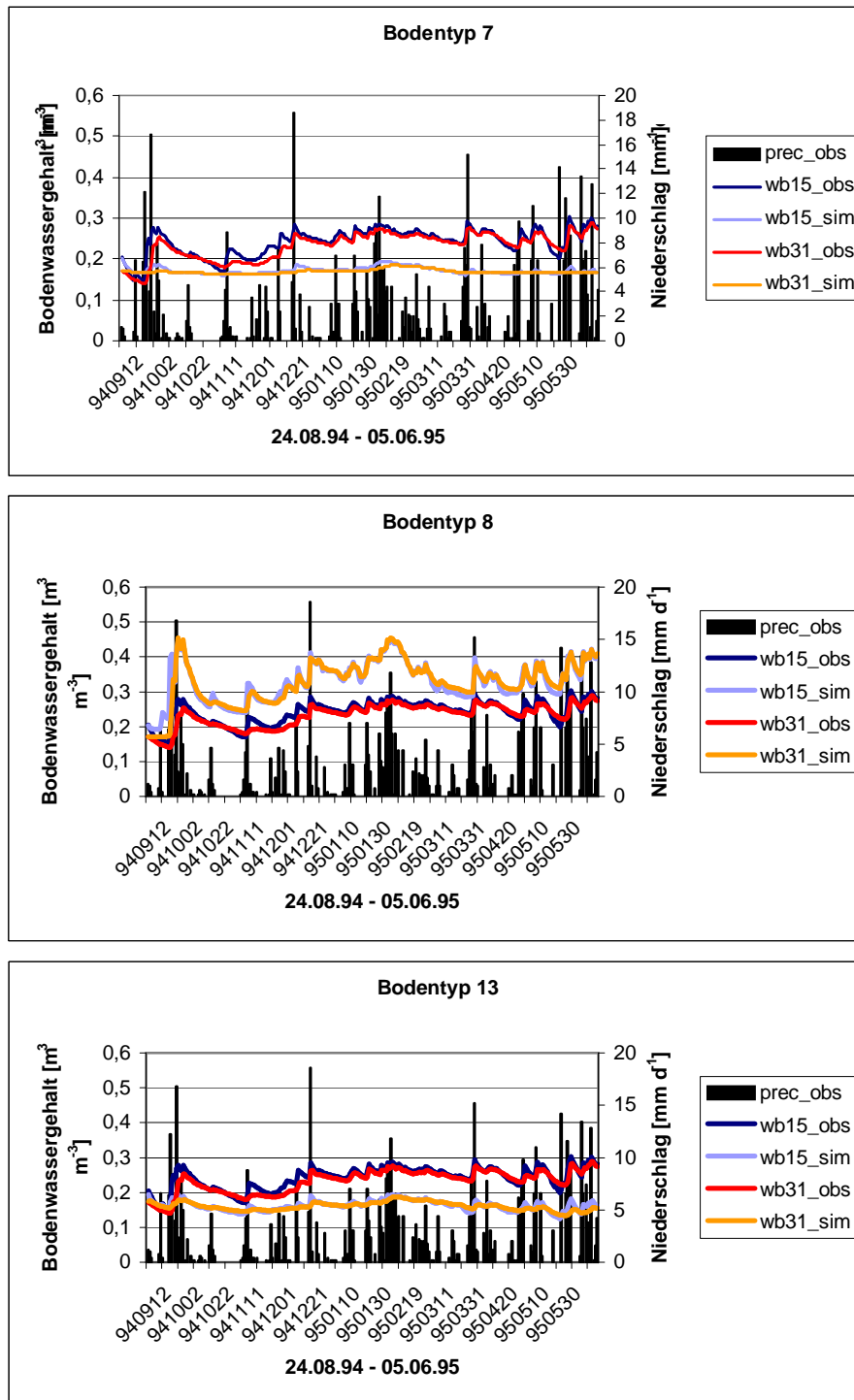


Abbildung 4-4: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 7, 8, 13 in den Bodentiefe 15 und 31 cm; Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger

In den Abbildungen 4-4 und 4-5 werden die Simulationsergebnisse für den Bodenwassergehalt in der Tiefe von 15 und 31 cm für den Zeitraum vom 24.08.94 – 05.06.95 betrachtet. Die beiden oberen Graphiken der Abbildung 4-3 zeigen wieder die Ergebnisse für

die beiden Aueböden, die untere Graphik die für die Podsol-Braunerde der Messstation Karlsdorf. Die gemessenen Werte sind bei allen fünf Bodentypen die selben. Der Kurvenverlauf ist in der Tiefe von 31 cm glatter als in 15 cm Tiefe. Bei Niederschlagsereignissen ist in beiden Tiefen ein Anstieg der Bodenfeuchte zu beobachten, der jedoch in 15 cm Tiefe deutlicher ausgeprägt ist. Im Falle von abnehmenden bzw. ausbleibenden Niederschlägen nimmt der Bodenwassergehalt ab. Im Vergleich zu den Messwerten in 3 und 7 cm Tiefe reagiert die Bodenfeuchte in 15 cm und besonders in 31 cm Tiefe schwächer und etwas zeitverzögert auf Niederschlagsereignisse.

In 15 und 31 cm Tiefe unterscheiden sich die simulierten Werte bei den verschiedenen Bodentypen von den gemessenen Werten. Betrachtet man die einzelnen Bodentypen für sich, so zeigen sie jeweils einen ähnlichen Verlauf.

Der Bodenwassergehalt bei den Bodentypen 7 und 13 wird in 15 und 31 cm Tiefe wie in 3 und 7 cm Tiefe zu niedrig simuliert. Die Schwankungen der simulierten Bodenfeuchte sind im Vergleich zu der gemessenen Bodenfeuchte deutlich schwächer ausgeprägt. Insbesondere der Aueboden reagiert in 31 cm Tiefe fast über den gesamten Zeitraum nur schwach auf Regenereignisse. Beim Bodentyp 8 wurde wie auch in 3 und 7 cm Tiefe der Bodenwassergehalt zu hoch simuliert. Im Gegensatz zu den Bodentypen 7 und 13 weist er deutliche Zu- und Abnahmen der Bodenfeuchte in Abhängigkeit von Niederschlagsereignissen auf.

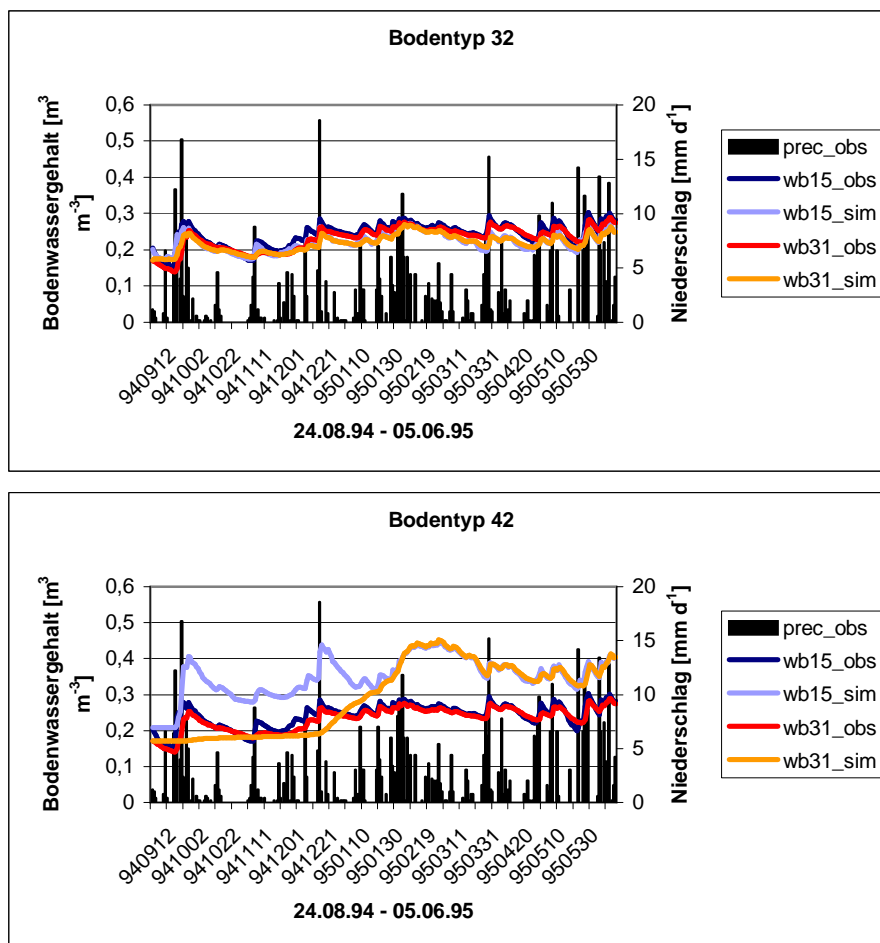


Abbildung 4-5: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 32 und 42 in den Bodentiefe 15 und 31 cm; Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger

Die Simulationsergebnisse in 15 und 31 cm Tiefe für die Bodentypen 32 und 42 werden nun diskutiert (Abb. 4-5). Betrachtet man die simulierten Werte für den Bodenwassergehalt für den Bodentyp 32, so zeigen sich wie auch in 3 und 7 cm Tiefe sehr gute Ergebnisse mit nur geringen Abweichungen von den gemessenen Werten des Bodenwassergehalts. Im Falle von Niederschlagsereignissen fällt die Zunahme der Bodenfeuchte etwas geringer aus, als es bei der beobachteten Bodenfeuchte der Fall ist.

Im Gegensatz dazu wird der Bodenwassergehalt für den Bodentyp 42 in 15 cm Tiefe zu hoch berechnet. Der Boden reagiert in dieser Tiefe deutlich stärker auf große Regenereignisse mit zum Teil größerem Anstieg der Bodenfeuchte als bei den simulierten Werten. In der Tiefe von 31 cm fällt auf, dass, anders als bei den bisher betrachteten Bodentypen, in der ersten Hälfte des untersuchten Zeitraums die simulierten Werte für die Pelosol-Braunerde keinen ähnlichen Verlauf haben, sondern deutlich voneinander abweichen. Während in 15 cm Tiefe der Bodenwassergehalt zwar im Vergleich zu dem gemessenen Bodenwassergehalt zu hoch ist, so zeigt er in seinen Schwankungen doch einen ähnlichen Verlauf. In 31 cm Tiefe dagegen weist der Bodenwassergehalt einen anderen Verlauf auf. Zunächst stellt sich ein Bodenwassergehalt von etwa  $0,17 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  ein, der bis zum Dezember auf etwa  $0,19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  ansteigt. In dieser Zeitspanne reagiert der Boden in dieser Tiefe nicht auf Niederschlagsereignisse. Zum Jahreswechsel hin beginnt die Bodenfeuchte kontinuierlich zuzunehmen, bis sie Anfang Februar das Niveau der simulierten Bodenfeuchte in 15 cm erreicht. Für den übrigen Simulationszeitraum weist die Bodenfeuchte für beide Tiefen annähernd den selben Verlauf auf.

Wie auch bei den Simulationen für die Bodentiefen von 3 und 7 cm zeigen auch die Simulationen in 15 und 31 cm Tiefe für den Bodentyp 32 die besten Ergebnisse.

Die gewählte Zeitspanne vom 24.08.94 – 05.06.95 erlaubt bei den Simulationen mit der Funktion von Campbell und den Parametersätzen nach Clapp & Hornberger eine statistische Auswertung. In Tabelle 4-5 sind diese für die jeweiligen Bodentiefen der einzelnen Bodentypen dargestellt. Als statistische Größe ist die Korrelation zwischen Beobachtungen und Simulationen angegeben.

Je nach Vorgabe der Bodenarten in den Horizonten der einzelnen Bodentypen zeigen sich die besseren Übereinstimmungen in den oberen oder in den unteren Bodenschichten.

Für die beiden Aueböden zeigen sich unterschiedliche Korrelationskoeffizienten, wobei der sandige Aueboden (Bodentyp 8) die besseren Ergebnisse besonders in den unteren Bodenschichten aufweist.

Die an der Station vorliegende Podsol-Braunerde zeigt insbesondere in 31 cm Tiefe schlechte Übereinstimmungen zwischen beobachtetem und simuliertem Bodenwassergehalt.

Die besten Übereinstimmung beim Korrelationskoeffizienten in allen vier Bodentiefen zwischen beobachteten und simulierten Werten sind bei der Tschernosem-Parabraunerde (Bodentyp 32) zu sehen. Hier wurde für alle Bodenschichten schluffiger Lehm als Bodenart vorgegeben.

Für die Pelosol-Braunerde (Bodentyp 42) wurde ein reiner Tonboden für die Simulationen verwendet. Im Vergleich zum Bodentyp 32 führt diese Bodenart zu schlechteren Ergebnissen.



Campbell / Clapp & Hornberger

	Tiefe [cm]	Korrelationskoeffizient
Bodentyp 7	3	0.6797
	7	0.6726
	15	0.5077
	31	0.4691
Bodentyp 8	3	0.8338
	7	0.8668
	15	0.8565
	31	0.8585
Bodentyp 13	3	0.6695
	7	0.7020
	15	0.6157
	31	0.3447
Bodentyp 32	3	0.8667
	7	0.9230
	15	0.9220
	31	0.9151
Bodentyp 42	3	0.7747
	7	0.7828
	15	0.8250
	31	0.7700

**Tabelle 4-5: Korrelationskoeffizienten für die jeweiligen Bodentiefen von 3, 7, 15 und 31 cm für die einzelnen Bodentypen, Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger (1978)**

### 4.1.3 Funktion nach van Genuchten

#### 4.1.3.1 van Genuchten / Rawls & Brakensiek: (3 cm und 7 cm Tiefe)

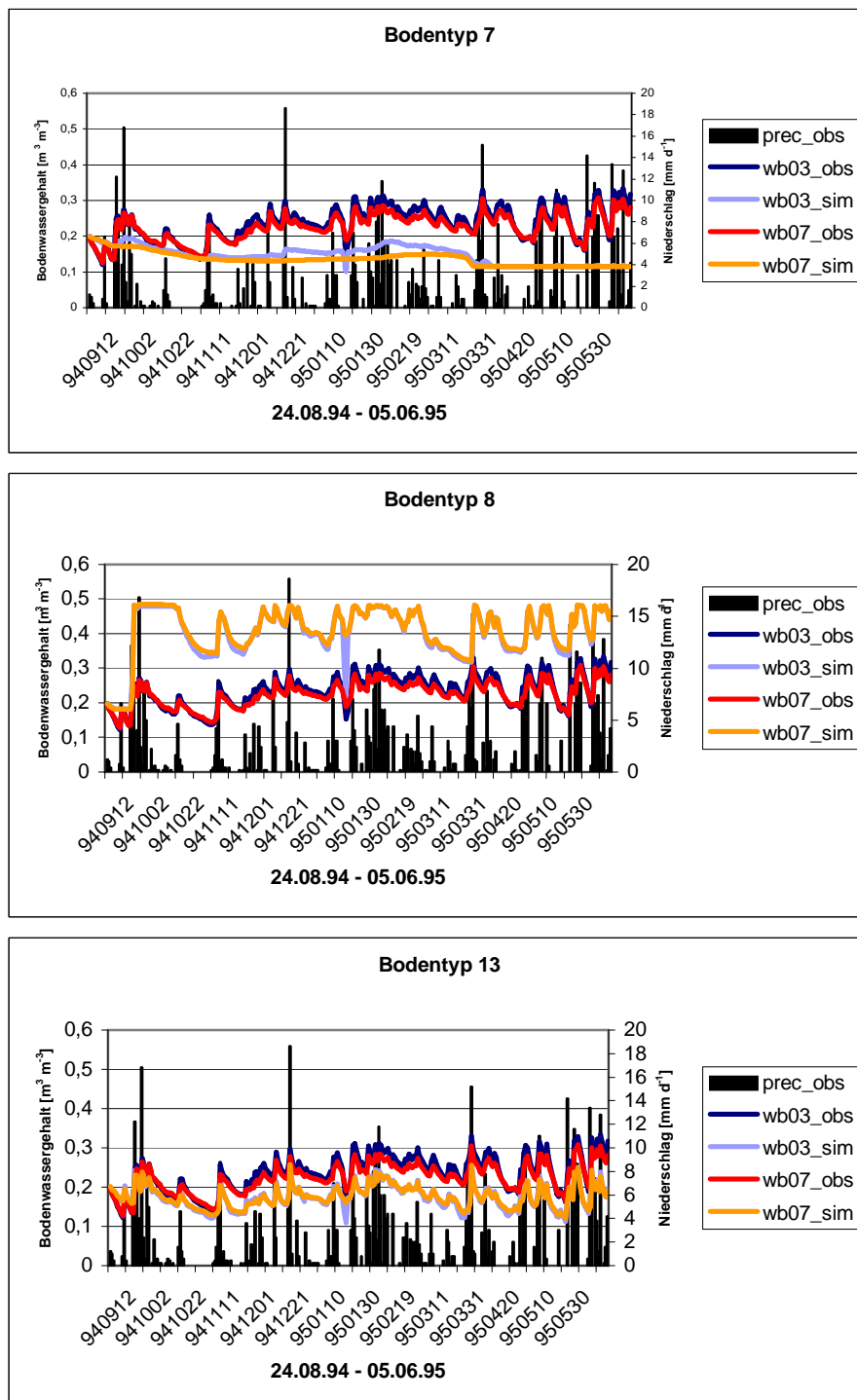


Abbildung 4-6: Gemessener Beobachteter und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 7, 8, 13 in den Bodentiefe 3 und 7 cm; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek

Für die folgenden Simulationen wurde die Funktion von van Genuchten mit den Parametersätzen von Rawls & Brakensiek verwendet, die meist in der Bodenphysik und

Hydrologie zur Anwendung kommt. Bei allen 5 Bodentypen werden für die Simulationen die Messwerte der Station Karlsdorf für den Zeitraum vom 24.08.94 – 05.06.95 verwendet. Die gemessenen Werte der Bodenfeuchte haben für 3 und 7 cm Tiefe einen ähnlichen Verlauf (Abb. 4-6 und 4-7). An Hand der Niederschlagsbalken ist zu erkennen, dass nach Niederschlagsereignissen der Bodenwassergehalt in beiden Bodentiefen ansteigt. Diese Zunahme der Bodenfeuchte ist in 3 cm Tiefe deutlicher ausgeprägt. Bei abnehmenden bzw. vollständig ausbleibenden Niederschlägen nimmt der Bodenwassergehalt in beiden Tiefen ab. Zunächst werden die 3 Simulationen mit den Böden der Rheinebene betrachtet (Abb. 4-5). Ganz gute Simulationsergebnisse stellen sich für den bei der Station Karlsdorf anstehenden Bodentyp 13 ein. Für den Bodentyp 7, dem Aueboden aus lehmig-tonigen Auesedimenten, sind die simulierten Werte für den Bodenwassergehalt zu niedrig. Niederschlagsereignisse sind kaum in den Kurven zu sehen. Ab Ende März zeigen die Messwerte in beiden Tiefen einen konstanten Verlauf. Der Aueboden aus sandig bis tonigen Flusssedimenten (Bodentyp (8)) wird insgesamt zu feucht simuliert. Auffallend ist der starke Anstieg des Bodenwassergehalts im September von etwa  $0,19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  auf  $0,49 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  in beiden Tiefen. Über den weiteren Simulationszeitraum wird dieses hohe Niveau der Bodenfeuchte gehalten, wobei die Bodenfeuchte ähnlich wie die gemessenen Werte auf Niederschlagsereignisse reagiert. Gute Simulationsergebnisse werden für den bei der Messstation vorliegende Bodentyp 13 erreicht. Hier zeigen die Kurven der simulierten Werte einen ähnlichen Verlauf wie die Kurven der beobachteten Werte.

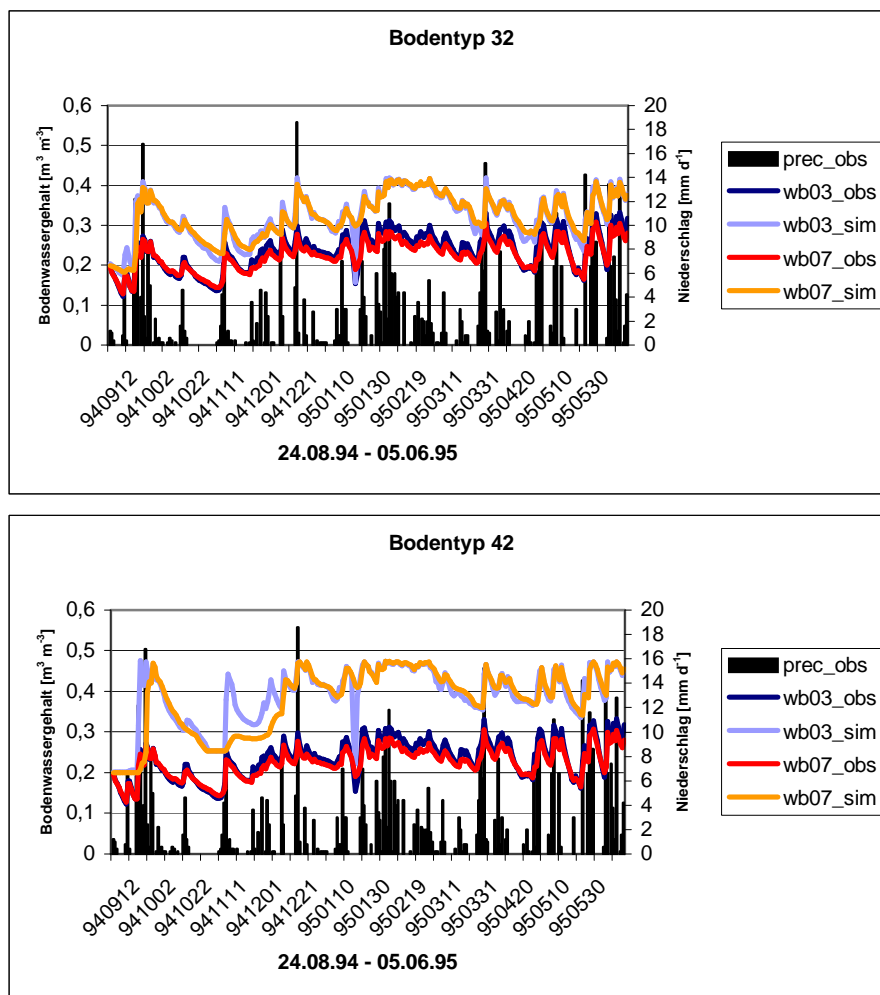


Abbildung 4-7: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 32 und 42 in den Bodentiefe 3 und 7 cm; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek

In der Abbildung 4-7 werden die Ergebnisse der beiden Bodentypen 32 und 42 im Kraichgau näher betrachtet. Für beide Böden wird der Bodenwassergehalt zu hoch simuliert, wobei die Abweichungen zu den gemessenen Werten beim Bodentyp 42 größer sind.

Betrachtet man die simulierten Werte für den Bodenwassergehalt beim Bodentyp 32, so zeichnet sich in beiden Tiefen ein sehr ähnlicher Kurvenverlauf ab. Im Falle von Niederschlagsereignissen ist die Zunahme der Bodenfeuchte in 3 cm Tiefe größer als in 7 cm Tiefe, was auch bei den gemessenen Werten festzustellen ist.

Für den Bodentyp 42 wird der Bodenwassergehalt insbesondere im Monat September zu hoch simuliert. Der Boden reagiert in 3 cm Tiefe stärker auf große Regenereignisse als es in 7 cm Tiefe der Fall ist. Dies ist besonders im Zeitraum von September bis Dezember zu sehen.

Die Simulationen mit der Podsol-Braunerde (Bodentyp 13) ergaben erwartungsgemäß die besten Ergebnisse, da die verwendeten Messwerte bei diesem Bodentyp gewonnen wurden. Bei den anderen Bodentypen gab es bei den simulierten Werten gegenüber den gemessenen zum Teil signifikante Abweichungen.

Wie bereits bei den Simulationsergebnissen mit der Funktion nach Campbell beobachtet zeigen allen 5 Bodentypen einen Ausreißer des simulierten Bodenwassergehalts im Januar in 3 cm Tiefe. Die Bodentypen 8 und 42 zeigen einen Kurvenverlauf, der im Vergleich zu den übrigen größere Schwankungen im Bodenwassergehalt aufweist. So ist auch beim Ausreißer im Januar die Abnahme der Bodenfeuchte bei diesen beiden Bodentypen am größten. Der höhere Tonanteil der beiden Bodentypen gegenüber den 3 anderen Bodentypen ist möglicherweise der Grund dafür.

4.1.3.2 van Genuchten / Rawls & Brakensiek: (15 cm und 31 cm Tiefe)

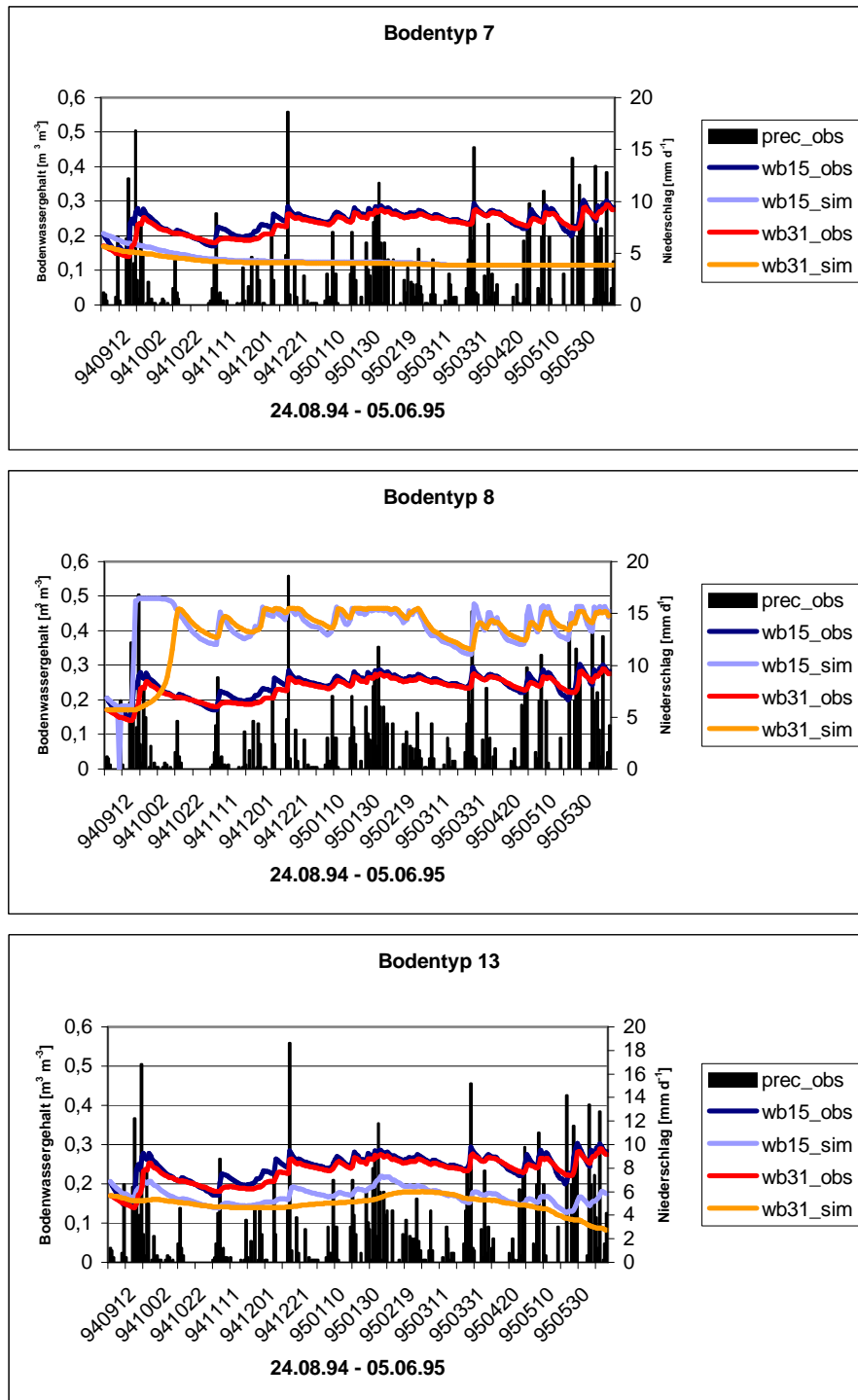


Abbildung 4-8: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 7, 8, 13 in den Bodentiefe 15 und 31 cm; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek

Die Abbildungen 4-7 und 4-8 zeigen die Simulationsergebnisse für den Bodenwassergehalt in der Tiefe von 15 und 31 cm für den Zeitraum vom 24.08.94 – 05.06.95 mit der Funktion nach van Genuchten . Bei allen Böden wurden die Messwerte der Station Karlsdorf verwendet.

Die beiden oberen Schaubilder zeigen die Ergebnisse für die beiden Aueböden, die untere Graphik die für die Podsol-Braunerde der Messstation Karlsdorf (Abb. 4-8). Der Kurvenverlauf ist jeweils in der Tiefe von 31 cm glatter als in 15 cm Tiefe. In 15 und 31 cm Tiefe unterscheiden sich die simulierten Werte bei den verschiedenen Bodentypen von den gemessenen Werten. Betrachtet man die einzelnen Bodentypen für sich, so zeigen sie jeweils einen ähnlichen Verlauf.

Der Bodenwassergehalt bei den Bodentypen 7 und 13 wird in 15 und 31 cm Tiefe zu niedrig simuliert. Der Aueboden (Bodentyp 7) reagiert über den gesamten Zeitraum bei den simulierten Werten nicht auf Niederschlagsereignisse. Die simulierte Bodenfeuchte hat in beiden Tiefen zu Beginn denselben Wert wie die gemessene Bodenfeuchte. Im weiteren Verlauf klingt die Bodenfeuchte auf einen Wert von anfänglich etwa  $0,21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  in 3 cm Tiefe und etwa  $0,17 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  in 7 cm Tiefe auf etwa  $0,11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  ab. Von Mitte März an hat die Bodenfeuchte in beiden Tiefen einen konstanten Wert von  $0,11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Bei der Podsol-Braunerde (Bodentyp 13) sind die Schwankungen des simulierten Bodenwassergehalts durch Regenereignisse im Vergleich zu dem gemessenen Bodenwassergehalt zwar vorhanden, jedoch deutlich schwächer ausgeprägt und zeitlich etwas verzögert.

Im Gegensatz dazu wird beim Bodentyp 8 wie auch in 3 und 7 cm Tiefe der Bodenwassergehalt zu hoch simuliert. Er weist eine größere Zu- und Abnahmen der Bodenfeuchte in Abhängigkeit von Niederschlagsereignissen auf, als es bei den gemessenen Werten der Fall ist. Auch hier ist besonders in 31 cm Tiefe eine zeitliche Verzögerung bei der Reaktion auf Niederschlagsereignisse zu vermerken.

In der Abbildung 4-9 die Simulationsergebnisse in 15 und 31 cm Tiefe für die Bodentypen 32 und 42 zu sehen. Während bei den Bodentypen 7, 8, und 13 die Kurven für die simulierte Bodenfeuchte für 3 und 7 cm Tiefe etwa einen ähnlichen Verlauf zeigten, weichen sie bei den Bodentypen 32 und 42 voneinander ab.

Betrachtet man für den Bodentyp 32 die simulierten Werte für den Bodenwassergehalt, so zeigt sich in 15 cm Tiefe ein anderer Kurvenverlauf als in 31 cm Tiefe. Die simulierten Werte in 15 cm Tiefe sind im Vergleich zu den gemessenen Werten zu hoch, zeigen aber eine Zunahme des Bodenwassergehalts nach Niederschlagsereignissen. In 31 cm Tiefe weicht der Bodenwassergehalt in den Monaten September bis Dezember sowohl von den gemessenen als auch von den simulierten Werten der anderen Bodentiefe deutlich ab. Der Kurvenverlauf zeigt in diesem Zeitraum eine Zunahme der Bodenfeuchte von etwa  $0,17 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  im September auf etwa  $0,34 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  bis Ende November. Ab Dezember haben die simulierten Kurven in beiden Tiefen einen ähnlichen Verlauf.

Sehr schlechte Simulationsergebnisse treten bei Bodentyp 42 auf. In 31 cm Tiefe haben über den gesamten Zeitraum Niederschlagsereignisse keinen Einfluss auf die simulierte Bodenfeuchte. Sie hat annähernd einen konstanten Wert von etwa  $0,17 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Darüber in 15 cm Tiefe zeigt sich zu Beginn des Simulationszeitraumes ein ähnliches Bild. Die simulierte Bodenfeuchte bleibt zunächst auf dem konstanten Wert von etwa  $0,21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Erst im Laufe des Dezembers ist ein Anstieg zu verzeichnen, der im Januar weiter zunimmt. Anfang Februar wird ein Wert von etwa  $0,48 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  erreicht. Ab Februar hält sich etwa dieses Niveau und die simulierte Bodenfeuchte zeigt ein ähnliches Verhalten bei Niederschlagsereignissen wie die gemessene Bodenfeuchte in der entsprechenden Bodentiefe.

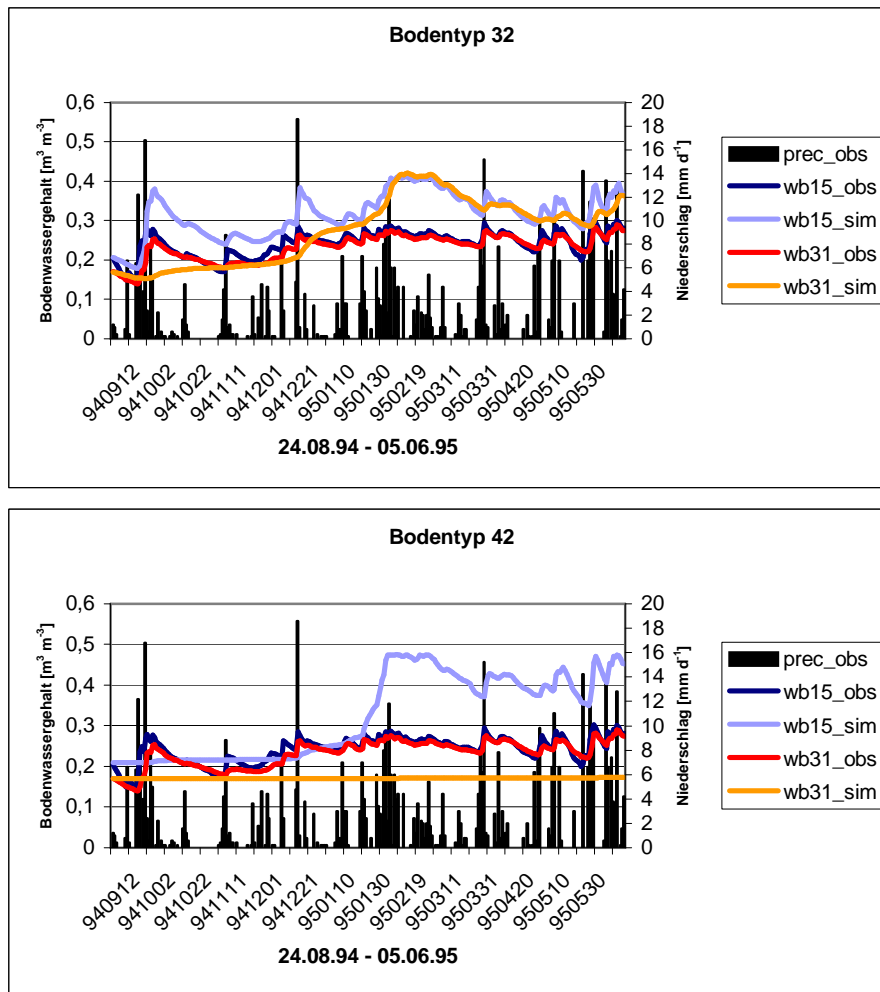


Abbildung 4-9: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 32 und 42 in den Bodentiefe 15 und 31 cm; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek (1982)

Auch für die Simulationen mit der Funktion nach van Genuchten mit den Parametersätzen nach Rawls & Brakensiek wurde eine statistische Auswertung durchgeführt. Für alle Bodentypen wird Korrelationskoeffizient zwischen Beobachtungen und Simulationen betrachtet. Tabelle 4-6 fasst die Ergebnisse für die jeweiligen Bodentiefen der einzelnen Bodentypen zusammen.

Entsprechend der Bodenartenzuordnung in den einzelnen Horizonten zeigen die Simulationen sehr unterschiedliche Ergebnisse zwischen den gemessenen und simulierten Werten.

Bei den Aueböden zeigt der Bodentyp 7 sehr schlechte Ergebnisse. In allen Bodenschichten ergibt der Vergleich eine Antikorrelation zwischen den beobachteten und simulierten Werten. Der Bodentyp 8 dagegen weist gute Ergebnisse auf.

Die Podsol-Baunerde des Bodentyps 13 zeigt in den beiden oberen Schichten gute Ergebnisse. Nach unten nimmt der Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtetem und simuliertem Bodenwassergehalt ab.

Bei der Tschernosem-Parabraunerde (Bodentyp 32) sind die besten Übereinstimmungen beim Korrelationskoeffizienten in allen vier Bodentiefen zwischen beobachteten und simulierten Werten zu sehen.

Für die Pelosol-Braunerde (Bodentyp 42) führen die Simulationen in 3 cm Tiefe zu guten Übereinstimmungen. Mit zunehmender Tiefe wird der Korrelationskoeffizienten kleiner.

van Genuchten / Rawls / & Brakensiek

	Tiefe [cm]	Korrelationskoeffizient
Bodentyp 7	3	-0.0932
	7	-0.3613
	15	-0.5310
	31	-0.6733
Bodentyp 8	3	0.6576
	7	0.6736
	15	0.6777
	31	0.5460
Bodentyp 13	3	0.7637
	7	0.7652
	15	0.4993
	31	-0.0509
Bodentyp 32	3	0.8740
	7	0.8635
	15	0.8441
	31	0.7781
Bodentyp 42	3	0.8515
	7	0.7859
	15	0.6361
	31	0.4098

**Tabelle 4-6: Korrelationskoeffizienten für die jeweiligen Bodentiefen von 3, 7, 15 und 31 cm für die einzelnen Bodentypen; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek**

Die Ergebnisse zeigen, dass es große Differenzen zwischen den verschiedenen Parametrisierungen gibt. Dabei zeigt die Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger gegenüber der Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek die besseren Ergebnisse.

Für den an der Station Karlsdorf anstehenden Boden ergaben sich nicht die besten Simulationsergebnisse. Insbesondere bei der Parametrisierung nach van Genuchten kam es in der Tiefe von 31 cm zu sehr großen Differenzen zwischen den gemessenen und simulierten Bodenwassergehalten.

Die größten Übereinstimmungen zwischen Messungen und Simulationen bezüglich der Korrelation wurden bei der Tschernosem-Parabraunerde (Bodentyp 32) mit der Parametrisierung nach Campbell erreicht. Hier lag der Korrelationskoeffizienten in allen Bodenschichten im Mittel bei 0,9. Die größten Differenzen zeigten sich beim Aueboden (Bodentyp 7), bei dem weder in den beiden oberen noch in den beiden unteren Schichten eine Korrelation zwischen gemessenen und simulierten Bodenwassergehalten zu erkennen war.



## 5 Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde der Zusammenhang zwischen Bodenparametern und der Simulation des Bodenwassergehalts untersucht. Zu Beginn wurde auf Bodenarten, deren Eigenschaften und Zusammensetzung in den einzelnen Horizonten der Bodentypen eingegangen. Des Weiteren wurden verschiedene Bodenklassifikationssysteme vorgestellt.

Untersuchungen über die Abhängigkeit der Dämpfungstiefe der Bodentemperatur in Abhängigkeit von der Temperaturleitfähigkeit wurden an Hand von Temperaturmesswerten der Säkularstation Potsdam gemacht. Für die Bodenarten Sand und Ton zeigten sich für den gesättigten Boden aus Sand die besten Ergebnisse. Auf Grund der für die Berechnungen getroffenen Annahmen wie homogener Boden, Wärmefluss nur in vertikaler Richtung, sind die erreichten Ergebnisse nicht über zu bewerten. Für das ausgewählte Jahr 2005 zeigte sich, dass unter Vorgabe eines annähernd sinusförmigen Bodentemperaturverlaufs der beobachteten Werte, man durch Anpassen der Dämpfungstiefe auf die Temperaturleitfähigkeit schließen kann.

Die Auswertung von Messdaten von Grundwassermessstationen der beiden Bundesländer Baden Württemberg und Bayern ergab, dass kein direkter Zusammenhang zwischen den gemessenen mittleren Grundwasserständen und den Bodenarten/Bodenprofilen zu bestehen scheint.

In einem weiteren Teil der Arbeit wurden Simulationen für den Bodenwassergehalt mit dem VEG3D durchgeführt. Für diese wurden zum einen die bodenhydraulischen Funktionen nach Campbell mit den Parametersätzen von Clapp & Hornberger und zum anderen die bodenhydraulischen Funktionen nach van Genuchten mit den Parametersätzen von Rawls & Brakensiek verwendet. Die Ergebnisse zeigten teilweise erheblich Unterschiede zwischen den beiden Parametrisierungen. Für die Simulationen wurden REKLIP-Messdaten der Station Karlsdorf bei Karlsruhe für den Zeitraum vom 24.08.94 – 05.06.95 verwendet. Um die Sensitivität des Modells auf verschiedene Bodenprofile zu untersuchen, wurden zusätzlich zum Bodenprofil bei der Station noch zwei weitere aus der nahen Umgebung in der Rheinebene und zwei aus dem im Osten angrenzende Kraichgau hinzugenommen.

Um die Simulationen mit dem Modell durchführen zu können, wurde eine Zuordnung der Bodenprofile mit ihren jeweiligen Bodenhorizonten nach dem hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) auf die 8 Bodenschichten des Modells bestimmt. Durch die Anpassung der verwendeten Bodenprofile auf das Modell gingen zum Teil Details verloren, da Bodenartengruppen gebildet und diese später teilweise noch mal zusammengefasst wurden, bevor sie auf die Modellschichten übertragen werden konnten.

Für die Auswertung wurden die Simulationsergebnisse für den Bodenwassergehalt in verschiedenen Tiefen mit den entsprechenden Beobachtungsdaten verglichen. Bei allen Simulationen zeigte sich, dass mit zunehmender Tiefe die Bodenfeuchte immer weniger auf Niederschlagsereignisse reagiert.

Die Funktion nach Campbell mit den Parametersätzen von Clapp & Hornberger, die meist in meteorologischen Modellen verwendet wird, zeigte nicht für den bei der Messstation anstehenden Bodentyp die besten Simulationsergebnisse, sondern für einen Lössboden außerhalb der Rheinebene im Kraichgau. Weiter zeigt sich, dass in den oberen Schichten die vorhandene Bodenart Einfluss auf den simulierten Bodenwassergehalt hat. In größerer Tiefe waren die Abweichungen zwischen beobachteten und simulierten Werten für den

Bodenwassergehalt zum Teil erheblich größer. Während in den beiden oberen Schichten die simulierten Kurven für die Bodenfeuchte meist eng beieinander lagen, traten in den beiden unteren Schichten insbesondere bei den Böden mit höherem Tonanteil größere Abweichungen auf

In der Bodenphysik und Hydrologie wird häufiger die Funktion nach van Genuchten mit den Parametersätzen von Rawls & Brakensiek angewandt. Hier zeigten sich die besten Simulationsergebnisse bei dem an der Station Karlsdorf anstehenden Bodentyps. In den Tiefen 3 und 7 cm weisen sich für die einzelnen Bodentypen sehr unterschiedliche Ergebnisse für den simulierten Bodenwassergehalt auf. Bei allen betrachteten Böden zeigten sich deutliche Abweichungen zwischen beobachteten und simulierten Bodenwassergehalten.

Insgesamt zeigte sich, dass unter Verwendung verschiedener Funktionen und Parametersätzen die Simulationen je nach Vorgabe der Bodenart in den einzelnen Horizonten der Bodenprofile unterschiedliche Ergebnisse liefern. Die in dieser Arbeit durchgeführte Zuordnung der Bodenhorizonte auf die Schichten des Modells kann als Grundlage für weitere Simulationen dienen.

## 6 Literaturverzeichnis

**Arya, P.** (1988): Introduction to micrometeorology, Academic press, inc., San Diego, California 92101

**Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft (LFW)** (2006): Grundwasserdaten, <http://www.bayern.de/lfw/>

**Bögl, H.** (1986): Geologie in Stichworten, Ferdinand Hirt AG, CH 6314 Unterägeri

**Braun, F.** (2002): Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie / Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe

**Braun, F., Schädler G.** (2005): Comparison of Soil Hydraulic Parameterizations for Mesoscale Meteorological Models, Journal of applied meteorology, Volume 44

**Brooks, R.H. and A.T. Corey** (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado

**Bougeault, P.** (1991): Parametrization schemes of land surface processes for mesoscale atmospheric models. Land Surface Evaporation: Measurement and Parametrization, T. J. Schmugge and J.-C. André, Eds., Springer, 55-92

**Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU)** (2000): Hydrologischer Atlas von Deutschland (HAD), Bonn/Berlin, [http://www.hydrology.uni-freiburg.de/forsch/had/pdf/HAD\\_kap0s.pdf](http://www.hydrology.uni-freiburg.de/forsch/had/pdf/HAD_kap0s.pdf)

**Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)** (1995): Bodenkarten, [http://www.bgr.bund.de/DE/Home/homepage\\_node.html\\_nnn=true](http://www.bgr.bund.de/DE/Home/homepage_node.html_nnn=true)

**Campbell, G.S.** (1974): A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture data. Soil Sci. 117, 311-314

**Deutscher Wetterdienst (DWD):** Klimainformationen, <http://www.dwd.de/de/de.htm>

**Douville, N.I., K. Laval and J.-F. Mahouf** (1995): A new snow parametrization for the Meteo-France climate model. Part I: validation in stand-alone experiments. Clim. Dyn. 12, 21-35

**European Soil Bureau, Joint Research Centre (JRC), European Commission** (2001): Europäische Bodenkarte, [http://eusoils.jrc.it/ESDB\\_Archive/ESDBv2/fr\\_thema.htm](http://eusoils.jrc.it/ESDB_Archive/ESDBv2/fr_thema.htm)

**Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO):** Weltbodenkarte, <http://www.fao.org/ag/AGL/agll/wrb/mapindex.stm>

**Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO)** (1998): World reference base for soil resources, A framework for international classification, correlation and communication, World Soil Resources Reports, Rom  
[http://www.fao.org/documents/show\\_cdr.asp?url\\_file=/docrep/W8594E/W8594E00.htm](http://www.fao.org/documents/show_cdr.asp?url_file=/docrep/W8594E/W8594E00.htm)

**Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) – (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) (UNESCO)** (1974): Soil Map of the World, Vol. 1, Legend, Paris

**Landesamt für Umwelt / Baden Württemberg (LFU)** (2006): Grundwasserstände und Quellschüttungen, <http://www2.lfu.baden-wuerttemberg.de/lfu/abt4/guq/>

**Kalthoff, N., F. Fiedler, M. Kohler, O. Kolle, H. Mayer and A. Wenzel** (1999): Analysis of energy balance components as a function of orography and land use and comparison of results with the distribution of variables influencing local climate., Theor. Appl. Climatol., 62, 65-84

**National Geophysical Data Center (NGDC)**: The Global Land One-km Base Elevation (GLOBE) Project, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>

**Schädler, G., N. Kalthoff and F. Fiedler** (1990): Validation of a model for heat, mass and momentum exchange over vegetated surfaces using LOTREX-10E/HIBE88 data. Beitr. Phys. Atmos., 63, 85-100

**Scheffer, F., P. Schachtschabel** (2002): Lehrbuch der Bodenkunde, Spektrum Akademischer Verlag GmbH; Heidelberg und Berlin

**Schroeder, D.** (1992): Bodenkunde in Stichworten, Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger

**Westfälische Wilhelms-Universität Münster** (2002): Projekt Hypersoil, <http://hypersoil.uni-muenster.de/>

**Säkularstation Potsdam Telegrafenberg** (2006): Klimawerte: Bodentemperaturen, [http://saekular.pik-potsdam.de/klima/de/klimastart\\_de.html](http://saekular.pik-potsdam.de/klima/de/klimastart_de.html)

**Soil Survey Staff** (2006): Keys to Soil Taxonomy, United States Department of Agriculture (USDA)/ Natural Resources Conservation Service (NRCS), Tenth Edition

**Van Genuchten, M.T.** (1980): A closed-form equation predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. Soil. Sci.. Soc. Am. J. 44, 892-898

**Verseghy, D.** (1991): CLASS-a Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model., Int. J. Climatol. 11, 111-133

## 7 Tabellenverzeichnisverzeichnis

Tabelle 2-1: Temperaturleitfähigkeit $\alpha_h$ für Sand (trocken und gesättigt) und Ton (trocken und gesättigt).....	22
Tabelle 2-2: Grundwasserstationen für das Land Baden Württemberg.....	26
Tabelle 2-3: Übersicht der Grundwassermessstationen von Baden Württemberg und den jeweiligen Böden.....	28
Tabelle 2-4: Grundwassermessstationen für das Land Bayern.....	29
Tabelle 2-5: Übersicht der Grundwassermessstationen von Bayern und den jeweiligen Böden.....	31
Tabelle 4-1. Zuordnung der Legende nach BGR zu HAD.....	38
Tabelle 4-2: Zuordnung der Bodenartengruppen des HAD zur den im Modell verwendeten. links: Bodenartengruppen nach HAD, rechts: Bodenarten im Modell.....	41
Tabelle 4-3: Aufteilung der Bodenarten des HAD auf die im Modell verwendeten Bodenarten.....	41
Tabelle 4-4: Übersicht über die verwendeten bodenhydraulischen Funktionen und Bodenparameter.....	42
Tabelle 4-5: Korrelationskoeffizienten für die jeweiligen Bodentiefen von 3, 7, 15 und 31 cm für die einzelnen Bodentypen, Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger.....	49
Tabelle 4-6: Korrelationskoeffizienten für die jeweiligen Bodentiefen von 3, 7, 15 und 31 cm für die einzelnen Bodentypen; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek.....	56
Tabelle 9-1: Bodenhydraulische Parameter nach Clapp & Hornberger (1978) als Funktion der USDA Texturklassifikation.....	63
Tabelle 9-2: Bodenhydraulisch Parameter nach Rawls & Brakensiek (1982) als Funktion der USDA Texturklassifikation.....	63
Tabelle 9-3: Profilbeispiele Leitböden in Deutschland nach HAD.....	64
Tabelle 9-4: Zuordnung der einzelnen Bodentypen von Deutschland nach HAD auf das Model.....	173

## 8 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2-1: Einteilung der Korngrößenfraktionen (Scheffer et al., 2002).....	8
Abbildung 2-2: Dreiecksdiagramm der Bodenarten nach USDA (Soil Survey Staff, 2006).....	9
Abbildung 2-3: Bodenprofil der Braunerde (AG Boden, 1994) .....	10
Abbildung 2-4: Bodenübersicht von Europa (European Soil Bureau).....	13
Abbildung 2-5: Bodenübersicht von Deutschland (BMU, 2003).....	15
Abbildung 2-6: Legende zur Bodenübersicht von Deutschland (BMU, 2003).....	16
Abbildung 2-7: Fortsetzung der Legende zur Bodenübersicht von Deutschland (AG Boden 1994).....	17
Abbildung 2-8: Tagesmittelwerte der Bodentemperatur der Station Potsdam für das Jahr 2005 .....	20
Abbildung 2-9: Jahresmittelwerte der Bodentemperatur der Station Potsdam für den Zeitraum 1894 - 2005.....	21
Abbildung 2-10: Jahresgang der Bodentemperatur der Station Potsdam im Jahr 2005.....	22
Abbildung 2-11: Observierte und simulierte Bodentemperaturen in 20 cm und 6 m Tiefe für Sand (trocken und gesättigt) und Ton (trocken und gesättigt) .....	24
Abbildung 2-12: Verteilung von Niederschlägen und Bodenwasser (Westfälische Wilhelms- Universität Münster, 2002) .....	26
Abbildung 2-13: Grundwassermessstationen für das Land Baden Württemberg .....	28
Abbildung 2-14: Grundwassermessstation für das Land Bayern.....	30
Abbildung 3-1: Matrixpotential und hydraulische Leitfähigkeit für die Bodenarten Sand und Ton nach der Funktion von Campbell (1974). Bodenkenngrößen nach Clapp & Hornberger (1978).....	37
Abbildung 4-1: Bodenübersicht von Karlsdorf und Umgebung (BGR, 1995) .....	39
Abbildung 4-2: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 7, 8, 13 in den Bodentiefe 3 und 7 cm; Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger.....	44
Abbildung 4-3: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 32 und 42 in den Bodentiefe 3 und 7 cm; Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger.....	45
Abbildung 4-4: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 7, 8, 13 in den Bodentiefe 15 und 31 cm; Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger.....	47
Abbildung 4-5: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 32 und 42 in den Bodentiefe 15 und 31 cm; Parametrisierung nach Campbell / Clapp & Hornberger .....	48
Abbildung 4-6: Gemessener Observierter und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 7, 8, 13 in den Bodentiefe 3 und 7 cm; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek.....	51
Abbildung 4-7: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 32 und 42 in den Bodentiefe 3 und 7 cm; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek .....	52
Abbildung 4-8: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 7, 8, 13 in den Bodentiefe 15 und 31 cm; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek .....	54
Abbildung 4-9: Gemessener und simulierter Bodenwassergehalt für den Zeitraum 24.08.94 – 05.06.95 für die Bodentypen 32 und 42 in den Bodentiefe 15 und 31 cm; Parametrisierung nach van Genuchten / Rawls & Brakensiek (1982).....	56

## 9 Anhang

	$\Theta_s$ [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]	$\Theta_s$ [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]	$K_s$ [m s <sup>-1</sup> ]	$\Psi_s$ [m]	$\lambda$
Sand (S)	0,395	0	$1,76 \cdot 10^{-4}$	-0,121	0,247
lehmiger Sand (IS)	0,410	0	$1,56 \cdot 10^{-4}$	-0,090	0,228
sandiger Lehm (sL)	0,435	0	$3,41 \cdot 10^{-5}$	-0,218	0,2041
Lehm (L)	0,451	0	$7,00 \cdot 10^{-6}$	-0,478	0,186
schluffiger Lehm (uL)	0,485	0	$7,20 \cdot 10^{-6}$	-0,786	0,189
Schluff (U) (Werte von schluffiger Lehm)	0,485	0	$7,20 \cdot 10^{-6}$	-0,786	0,189
sandig-toniger Lehm (stL)	0,420	0	$6,30 \cdot 10^{-6}$	-0,299	0,140
toniger Lehm (tL)	0,476	0	$2,50 \cdot 10^{-6}$	-0,630	0,1174
schluffig-toniger Lehm (utL)	0,477	0	$1,70 \cdot 10^{-6}$	-0,356	0,129
sandiger Ton (sT)	0,426	0	$2,20 \cdot 10^{-6}$	-0,153	0,096
schluffiger Ton (uT)	0,492	0	$1,00 \cdot 10^{-6}$	-0,490	0,096
Ton (T)	0,482	0	$1,30 \cdot 10^{-6}$	-0,405	0,088
organisch (Tf)	0,863	0	$8,00 \cdot 10^{-6}$	-0,356	0,129

**Tabelle 9-1: Bodenhydraulische Parameter nach Clapp & Hornberger (1978) als Funktion der USDA Texturklassifikation**

	$\Theta_s$ [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]	$\Theta_s$ [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]	$K_s$ [m s <sup>-1</sup> ]	$\Psi_s$ [m]	$\lambda$
Sand (S)	0,437	0,020	$5,83 \cdot 10^{-5}$	-0,1598	0,694
lehmiger Sand (IS)	0,437	0,035	$1,70 \cdot 10^{-5}$	-0,2058	0,552
sandiger Lehm (sL)	0,453	0,041	$7,20 \cdot 10^{-6}$	-0,3020	0,379
Lehm (L)	0,463	0,027	$1,90 \cdot 10^{-6}$	-0,4012	0,252
schluffiger Lehm (uL)	0,501	0,015	$3,67 \cdot 10^{-6}$	-0,5087	0,234
Schluff (U) (Werte von schluffiger Lehm)	0,501	0,015	$3,67 \cdot 10^{-6}$	-0,5087	0,234
sandig-toniger Lehm (stL)	0,398	0,068	$1,20 \cdot 10^{-6}$	-0,5941	0,319
toniger Lehm (tL)	0,464	0,075	$6,39 \cdot 10^{-6}$	-0,5643	0,242
schluffig-toniger Lehm (utL)	0,471	0,040	$4,17 \cdot 10^{-6}$	-0,7033	0,177
sandiger Ton (sT)	0,430	0,109	$3,33 \cdot 10^{-6}$	-0,7948	0,223
schluffiger Ton (uT)	0,479	0,056	$2,50 \cdot 10^{-6}$	-0,7654	0,150
Ton (T)	0,475	0,090	$1,67 \cdot 10^{-6}$	-0,8560	0,165
organisch (Tf)	0,863	0,089	$8,00 \cdot 10^{-6}$	-0,3256	0,129

**Tabelle 9-2: Bodenhydraulisch Parameter nach Rawls & Brakensiek (1982) als Funktion der USDA Texturklassifikation**

## Profilbeispiele ausgewählter Leitböden in Deutschland

(nach HAD)

## Böden der Küstenregion und Moore

Nr. der Legeneinheit	Leitbodentypen und ihre Ausgangsgesteine	Bodenartensymbole	Horizontsymbole	Horizonthöhe [m]
1	Podsol-Regosol aus trockenen Sanden im Küstenbereich	1 mS 2 Sl2 3 Su2 4 mS	Ahe Ah-Cv IC IIIC	0,00 - 0,02 0,02 - 0,10 0,10 - 0,80 0,80 - 2,00
2	Mariner Wattboden, Schlickseewatt im Gezeitenbereich der Nordsee	1 Lu 2 Lu 3 Lu	zeAl-Fro zeFor zeFr	0,00 - 0,20 0,20 - 0,40 0,40 - 2,00
3	Kalkmarsch aus marinen Sedimenten	1 Lu 2 Su3 3 Su2 4 Sl3	Ah-Go eGo eGro zeGr	0,00 - 0,25 0,25 - 0,45 0,45 - 1,05 1,05 - 2,00
4	Kleinmarsch aus brackischen und fluviatilen Ablagerungen	1 Lu 2 Ls2 3 Lu 4 Uls 5 TI 6 TI	Ah Ah-bGo Bv-bGo bGo bGor bGr	0,00 - 0,08 0,08 - 0,25 0,25 - 0,40 0,40 - 1,00 1,00 - 1,20 1,20 - 2,00
5	Niedermoorböden	1 Hn 2 Hn 3 Lu	nH nH Gr	0,00 - 0,15 0,15 - 1,00 1,00 - 2,00
6	Hochmoorböden	1 Hh 2 Ls3	hH Gr	0,00 - 0,90 0,90 - 2,00

Tabelle 9-3: Profilbeispiele Leitböden in Deutschland nach HAD



Fortsetzung der Tabelle 9-3:

**Böden der Flußlandschaften und Niederungen**

Nr. der Legeneinheit	Leitbodentypen und ihre Ausgangsgesteine	Bodenartensymbole	Horizontsymbole	Horizonthöhe [m]
7	Auenboden (Auengley-Vega) aus lehmig-tonigen, oft kalkhaltigen Auensedimenten	1 Ut3 2 Ut3 3 Ut3 4 Su2	aAh aM aM-Go llaGr	0,00 - 0,15 0,15 - 0,70 0,70 - 1,30 1,30 - 2,00
8	Auenboden (Auengley-Auenbraunerde) aus sandigen bis tonigen Flußsedimenten im Wechsel	1 Lt2 2 Lu 3 Tu3 4 TI	aAh aM aGo llaGr	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 1,90 1,90 - 2,00
9	Gley aus sandiglehmigen Sedimenten der Urstromtäler und Niederungen	1 SI3 2 SI4 3 mS 4 Su2	Ap Ah-Go Go Gr	0,00 - 0,30 0,30 - 0,45 0,45 - 1,20 1,20 - 2,00
10	Pararendzina aus kalkhaltigen, lehmigen Hochflut- und Auenablagerungen	1 Ut3 2 Ut2	Ap eIC	0,00 - 0,40 0,40 - 2,00
11	Parabraunerde aus sandig-lehmigen Deckschichten auf eiszeitlichen Schotterpalten	1 SI4 2 SI4 3 Ls3 4 mS	Ap Al Bt eCv	0,00 - 0,25 0,25 - 0,55 0,55 - 0,75 0,75 - 2,00
12	Gley-Parabraunerde aus lößbedeckten Terrassenablagerungen	1 Ls2 2 Lt2 3 Ls3 4 Ls3 5 Ls3 6 Ls3	Ah Bt Bv BvGo Go Gr	0,00 - 0,25 0,25 - 0,55 0,55 - 0,75 0,75 - 1,00 1,00 - 1,40 1,40 - 2,00
13	Braunerde aus lehmigen und sandiglehmigen Flußablagerungen	1 Lu 2 Ls3 3 SI2 4 SI3	Ah Bv llBv eC	0,00 - 0,05 0,05 - 0,40 0,40 - 1,00 1,00 - 2,00
14	Gley-Podsol aus sandigen Flußablagerungen	1 mS 2 mS 3 fS 4 fS 5 Su2 6 Su2 7 Lt2	Ah Ae Bhs Bhs-Go Gro Gr lleGr	0,00 - 0,10 0,10 - 0,20 0,20 - 0,60 0,60 - 0,95 0,95 - 1,25 1,25 - 1,55 1,55 - 2,00

Fortsetzung der Tabelle 9-3:

**Böden der Glaziallandschaften**

Nr. der Legeneinheit	Leitbodentypen und ihre Ausgangsgesteine	Bodenartensymbole	Horizontsymbole	Horizonthöhe [m]
15	Parabraunerde aus lößvermischten Tertiärablagerungen	1 Lu 2 Ut4 3 Tu3 4 Lu	Ap Al Bt eCv	0,00 - 0,30 0,30 - 0,40 0,40 - 0,80 0,80 - 2,00
16	Parabraunerde aus Geschiebelehm	1 Sl4 2 Ls3 3 Lts 4 Lts 5 Ls3 6 Ls4 7 mS	Ah Al Bt eCvt eCv eCv lleC	0,00 - 0,15 0,15 - 0,50 0,50 - 0,90 0,90 - 1,20 1,20 - 1,35 1,35 - 1,80 1,80 - 2,00
17	Parabraunerde aus lehmig-sandigen, kalkhaltigen Moränenablagerungen	1 Sl4 2 Sl3 3 Lt2 4 Ls3 5 Ls2	Ap Al Bt Bv eC	0,00 - 0,25 0,25 - 0,40 0,40 - 0,80 0,80 - 1,00 1,00 - 2,00
18	Pseudogley aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm	1 Ls4 2 Ls3 3 Ls3 4 Ls2	eAp eSw eSw lleSd	0,00 - 0,30 0,30 - 0,95 0,95 - 1,50 1,50 - 2,00
19	Gley-Pseudogley aus lehmig-sandigem Geschiebemergel	1 Lts 2 mS 3 mS 4 Ls4 5 Su2	Ap Sw Sw Sd-Go Gr	0,00 - 0,35 0,35 - 0,45 0,45 - 0,85 0,85 - 1,15 1,15 - 2,00
20	Podsol-Parabraunerde aus sandigen Deckschichten über Geschiebelehm	1 Su2 2 Su2 3 Su2 4 Ls4 5 Sl4	Ah Ahe Bs-Al Bt eCv	0,00 - 0,10 0,10 - 0,15 0,15 - 0,25 0,25 - 0,60 0,60 - 2,00
21	Fahlerde aus sandigen Deckschichten über Geschiebelehm	1 Sl3 2 Su2 3 Ls4 4 Sl4	Ap Ael Bt eC	0,00 - 0,25 0,25 - 0,40 0,40 - 0,80 0,80 - 2,00
22	Bänder-Parabraunerde aus sandig-lehmigen Bildungen in Endmoränengebieten	1 Su2 2 Sl3 3 Ls3 4 Sl4	Ap Al Bbt eC	0,00 - 0,35 0,35 - 0,45 0,45 - 0,95 0,95 - 2,00

## Fortsetzung der Tabelle 9-3:

23	Podsolige Pseudogley-Parabraunerde aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm	1 Su2	Aeh	0,00 - 0,05
		2 Su2	Ahe	0,05 - 0,25
		3 Su2	Bsv	0,25 - 0,45
		4 Sl3	Bv	0,45 - 0,60
		5 Sl3	Bv-Sw	0,60 - 0,80
		6 Ls3	Bv-Sd	0,80 - 1,10
		7 Ls3	Sd	1,10 - 1,50
		8 Ls4	C	1,50 - 2,00
24	Podsolige Braunerde aus kalkhaltigen, lößvermischten Moränenablagerungen	1 Sl4	Aep	0,00 - 0,25
		2 Sl3	Bsv	0,25 - 0,35
		3 Ls4	Bv	0,35 - 0,90
		4 Ls4	eC	0,90 - 2,00
25	Braunerde-Podsol aus trockenen, nährstoffarmen Sanden	1 mS	Ahe	0,00 - 0,15
		2 mS	Ae	0,15 - 0,30
		3 mS	Bs	0,30 - 0,40
		4 mS	Bv	0,40 - 0,50
		5 mS	C	0,50 - 2,00
26	Braunerde aus nährstoffreichen Sanden	1 Su2	Ap	0,00 - 0,30
		2 Su2	Bv	0,30 - 0,80
		3 mS	C	0,80 - 2,00
27	Eisenhumuspodsol aus nährstoffarmen Sanden	1 mS	Ah	0,00 - 0,10
		2 mS	Ae	0,10 - 0,25
		3 mS	Bh	0,25 - 0,30
		4 mS	Bsh	0,30 - 0,40
		5 mS	Cv	0,40 - 1,60
		6 fS	C	1,60 - 2,00
28	Regosol aus trockenen, nährstoffarmen Sanden	1 mS	Ap	0,00 - 0,30
		2 mS	IC	0,30 - 2,00

Fortsetzung der Tabelle 9-3:

**Böden der Lößgebiete**

Nr. der Legeneinheit	Leitbodentypen und ihre Ausgangsgesteine	Bodenartensymbole	Horizontsymbole	Horizonthöhe [m]
29	Pararendzina aus Löß	1 Uls 2 Ut3 3 Lu	eAp eIC eIC	0,00 - 0,25 0,25 - 0,65 0,65 - 2,00
30	Tschernosem aus Löß	1 Ut3 2 Ut3 3 Lu 4 Ut3	Ap Ah Ah-C eC	0,00 - 0,30 0,30 - 0,60 0,60 - 1,00 1,00 - 2,00
31	Tschernosem aus Löß und lößähnlichen Ablagerungen	1 Ut3 2 Ut3 3 Lu 4 Lu	Ap Ah Ah-C eC	0,00 - 0,30 0,30 - 0,70 0,70 - 0,90 0,90 - 2,00
32	Tschernosem-Parabraunerde aus Löß	1 Ut3 2 Ut4 3 Ut4 4 Ut4 5 Ut3 6 Ut4	Ap Ahl Ah-Bt Ah eCv eC	0,00 - 0,30 0,30 - 0,50 0,50 - 0,65 0,65 - 0,90 0,90 - 1,00 1,00 - 2,00
33	Parabraunerde-Tschernosem aus Löß	1 Lu 2 Uls 3 Lu 4 Ls3 5 Uls	Ap Alh Bt-Ah Bv eC	0,00 - 0,30 0,30 - 0,70 0,70 - 1,00 1,00 - 1,35 1,35 - 2,00
34	Fahlerde aus Löß	1 Ut3 2 Ut4 3 Ut4 4 Ut4	Ap Ael Bvt eCv	0,00 - 0,25 0,25 - 0,40 0,40 - 1,20 1,20 - 2,00
35	Parabraunerde Pseudogley aus Löß	1 Ut2 2 Ut3 3 Ut3 4 Lu 5 Lu 6 Ls2	Ap Al Al-Sw Bt-Sd Sd-eC eC	0,00 - 0,20 0,20 - 0,30 0,30 - 0,50 0,50 - 1,15 1,15 - 1,50 1,50 - 2,00
36	Parabraunerde aus lößvermischten Verwitterungsprodukten vom Silikatgesteinen	1 Ut3 2 Ut3 3 Lu 4 Lu 5 Ls3	Ap Al Bt Bvt C	0,00 - 0,25 0,25 - 0,50 0,50 - 0,70 0,70 - 0,95 0,95 - 2,00
37	Bänder-Parabraunerde aus Sandlöß	1 Uls 2 Uls 3 Lu 4 Sl4 5 Sl4	Ap Al Bbt Bv C	0,00 - 0,30 0,30 - 0,40 0,40 - 0,80 0,80 - 0,95 0,95 - 2,00

## Fortsetzung der Tabelle 9-3:

38	Braunerde aus basaltgrushaltigem Lößlehm	1 Ls2	Ah	0,00 - 0,03
		2 Ls2	Bv	0,03 - 0,40
		3 Lts	II Bv	0,40 - 0,75
		4 Ls3	III Cv	0,75 - 2,00
39	Pseudogley aus Löß	1 Ut3	Ap	0,00 - 0,20
		2 Ut4	Sew	0,20 - 0,30
		3 Ut4	Sw	0,30 - 0,55
		4 Lu	Sd	0,55 - 0,80
		5 Ls2	II Sd	0,80 - 1,20
		6 Ls2	C	1,20 - 2,00

Fortsetzung der Tabelle 9-3:

**Böden der Berg- und Hügelländer aus Festgestein, deren Verwitterungsmaterial und deren Umlagerungsdecken**

Nr. der Legeneinheit	Leitbodentypen und ihre Ausgangsgesteine	Bodenartensymbole	Horizontsymbole	Horizonthöhe [m]
40	Rendzina aus Verwitterungsprodukten von Kalk-, Mergel- und Dolomitgesteinen	1 Ls2	Ah	0,00 - 0,10
		2 Tl	eCv-Ah	0,10 - 0,25
		3 Tl	cmCv	0,25 - 0,75
41	Braunerde-Terra fusca aus lehmig-tonigen Verwitterungsprodukten von Kalk-, Mergel- und Dolomitgesteinen	1 Lt3	Ah	0,00 - 0,10
		2 Tl	Ah-Bv	0,10 - 0,40
		3 Tt	Bv-T	0,40 - 1,05
		4 Tt	Cv	1,05 - 2,00
42	Braunerde-Pelosol aus Verwitterungsprodukten von Mergel- und Tongesteinen	1 Tl	Ah	0,00 - 0,10
		2 Tl	Ach	0,10 - 0,30
		3 Tt	Bv-P	0,30 - 0,85
		4 Tt	Cv-P	0,85 - 2,00
43	Braunerde aus Mergelgesteinen und kalkhaltigen Schottern	1 Ls3	Ap	0,00 - 0,20
		2 Ls2	Bv	0,20 - 0,45
		3 Lts	Bv	0,45 - 0,75
		4 mS	lle2	0,75 - 2,00
44	Braunerde aus basischen und intermediären magmatischen Gesteinen	1 Slu	Ah	0,00 - 0,05
		2 Ls3	Bv	0,05 - 0,40
		3 Ls4	Cv	0,40 - 1,10
45	Braunerde aus sauren magmatischen und metamorphen Gesteinen	1 Ls4	Ah	0,00 - 0,05
		2 Ls4	Bv-Ah	0,05 - 0,15
		3 Ls4	Ah-Bv	0,15 - 0,30
		4 Ls4	Bv	0,30 - 0,60
		5 Sl4	Cv	0,60 - 1,20
46	Braunerde aus lößvermischten Verwitterungsprodukten saurer bis intermediärer Gesteine	1 Uls	Ap	0,00 - 0,20
		2 Lu	Bv	0,20 - 0,50
		3 Ut3	Cv	0,50 - 0,85
		4 Sl3	llC	0,85 - 2,00
47	Podsolige Braunerde aus sauren magmatischen und metamorphen Gesteinen	1 fS	Ahe	0,00 - 0,02
		2 St2	Bsv	0,02 - 0,20
		3 fS	Bv	0,20 - 0,60
		4 mS	Cv	0,60 - 0,90
48	Pseudogley - Braunerde aus lößvermischten Verwitterungsprodukten von Schluff- oder Tongesteinen	1 Lt2	Ah	0,00 - 0,10
		2 Lt2	Ah-Bv	0,10 - 0,40
		3 Lt2	Bv	0,40 - 0,45
		4 Ls3	Bv-Sw	0,45 - 0,60
		5 Lts	Sd	0,60 - 0,80
		6 Lts	Sd	0,80 - 1,60
		7 Lts	C	1,60 - 2,00
49	Braunerde aus lößvermischten Verwitterungsprodukten von harten Ton- und Schluffschiefern	1 Ls2	Ah	0,00 - 0,10
		2 Lt2	Bv	0,10 - 0,60
		3 Sl4	llCv	0,60 - 1,00
		4 Tu3	lllC	1,00 - 2,00

## Fortsetzung der Tabelle 9-3:

50	Podsol-Braunerde aus Verwitterungsmaterial von harten Ton- und Schluff- gesteinen	1 Sl2	Aeh	0,00 - 0,10
		2 Sl2	Ahe	0,10 - 0,25
		3 Sl4	Bsv	0,25 - 0,35
		4 Ls4	Bv	0,35 - 0,60
		5 Ls4	Cv	0,60 - 2,00
51	Braunerde aus quarzitischen Sandsteinen und Konglomeraten	1 Slu	Ah	0,00 - 0,05
		2 Sl4	Ah	0,05 - 0,25
		3 Ls3	Bv	0,25 - 0,40
		4 Sl4	Bv	0,40 - 0,55
		5 Sl4	Cv	0,55 - 0,85
		6 Sl3	Cv	0,85 - 2,00
52	Podsolige Braunerde aus lößhaltigen Deckschichten über Sandstein und Quarzit	1 Su3	Aeh	0,00 - 0,25
		2 Sl3	Bsv	0,25 - 0,35
		3 Sl3	Bv	0,35 - 0,60
		4 Sl3	Cv	0,60 - 1,05
53	Braunerde Podsol aus basenarmen Sandsteinen und Quarziten	1 gS	Aeh	0,00 - 0,05
		2 gS	Ae	0,05 - 0,10
		3 gS	Bsh	0,10 - 0,20
		4 gS	Bs	0,20 - 0,25
		5 gS	Bvs	0,25 - 0,45
		6 gS	Cv	0,45 - 0,65
		7 gS	Bv-Cv	0,65 - 2,00
54	Parabraunerde-Pseudogley aus lößvermischten Deckschichten über Sandstein und Quarzit	1 Uls	Ap	0,00 - 0,25
		2 Uls	Al-Sw	0,25 - 0,40
		3 Uls	Al-Sw	0,40 - 0,90
		4 Ls4	Bt-Sd	0,90 - 1,20
		5 Lts	Sd	1,20 - 1,50
		6 Ls4	C	1,50 - 2,00
55	Parabraunerde aus Lößlehm über unterschiedlichen Gesteinen	1 Lu	Ap	0,00 - 0,20
		2 Lu	Al	0,20 - 0,30
		3 Lts	Bt	0,30 - 0,40
		4 Lts	eCv	0,40 - 0,90
56	Braunerde-Pelosol aus lößvermischem Verwitterungsmaterial unterschiedlicher Gesteine	1 TI	Ah	0,00 - 0,10
		2 TI	Bv-P	0,10 - 0,30
		3 TI	eCv	0,30 - 1,30

Fortsetzung der Tabelle 9-3:

**Anthropogen veränderte Böden, Siedlungsgebiete und Gewässerflächen**

Nr. der Legeneinheit	Leitbodentypen und ihre Ausgangsgesteine	Bodenartensymbole	Horizontsymbole	Horizonthöhe [m]
57	Pseudogley-Pararendzina aus Verwitterungsprodukten von Kalk- und Dolomitgesteinen	1 Lts	Ah	0,00 - 0,05
		2 Lts	Bv-Ah	0,05 - 0,20
		3 Lts	eSw-Ah	0,20 - 0,35
		4 TI	Sd-eCv	0,35 - 0,60
		5 Lts	eCv	0,60 - 2,00
58	Syrosem aus Kalk- und Dolomitgesteinen	1 Lt2	eAi	0,00 - 0,10
		2 Slu	eC	0,10 - 0,20
		3 Sl3	cmC	0,20 - 0,40
59	Pararendzina aus anthropogenen Ablagerungen der Großstäde	1 Sl4	Ah	0,00 - 0,20
		2 Sl3	ylC	0,20 - 0,45
		3 mS	ylC	0,45 - 2,00
60	Lockersyrosem (Auftragsboden) auf Kippenflächen	1 Su2	Al	0,00 - 0,02
		2 Su2	jlC	0,02 - 0,30
		3 mS	jlC	0,30 - 2,00



Nr. der Legen- deneinheit (HAD)	Bodenarten- symbole (HAD)	Horizonthöhe [m] (HAD)	Symbol	Zuordnung
			Modell	Modell
1	1 mS	0,00 - 0,02	S	9
	2 Su2	0,02 - 0,80	IS	1
	3 mS	0,80 - 2,00	S	9
2	1 Lu	0,00 - 2,00	uL	10
3	1 Lu	0,00 - 0,25	uL	10
	2 Su3	0,25 - 0,45	IS	1
	3 SI3	0,45 - 2,00	IS	1
4	1 Lu	0,00 - 0,08	uL	10
	2 Ls2	0,08 - 0,25	L	2
	3 Lu	0,25 - 0,40	uL	10
	4 Uls	0,40 - 1,00	uL	10
	5 TI	1,00 - 2,00	T	5
5	1 Hn	0,00 - 1,00	Tf	6
	2 Lu	1,00 - 2,00	uL	10
6	1 Hh	0,00 - 0,90	Tf	6
	2 Ls3	0,90 - 2,00	sL	7
7	1 Ut3	0,00 - 1,30	uL	10
	2 Su2	1,30 - 2,00	IS	1
8	1 Lt2	0,00 - 0,15	tL	4
	2 Lu	0,15 - 0,50	uL	10
	3 Tu3	0,50 - 1,90	uT	14
	4 TI	1,90 - 2,00	T	5
9	1 SI3	0,00 - 0,30	IS	1
	2 SI4	0,30 - 0,45	sL	1
	3 mS	0,45 - 1,20	S	9
	4 Su2	1,20 - 2,00	IS	1
10	1 Ut3	0,00 - 2,00	uL	10
11	1 SI4	0,00 - 0,55	sL	7
	2 Ls3	0,55 - 0,75	sL	7
	3 mS	0,75 - 2,00	S	9
12	1 Ls3	0,00 - 2,00	sL	7
13	1 Lu	0,00 - 0,05	uL	10
	2 Ls3	0,05 - 0,40	sL	7
	3 SI3	0,40 - 2,00	IS	1
14	1 fS	0,00 - 0,95	S	9
	2 Su2	0,95 - 1,55	IS	1
	3 Lt2	1,55 - 2,00	tL	4
15	1 Lu	0,00 - 0,40	uL	10
	2 Tu3	0,40 - 0,80	uT	14
	3 Lu	0,80 - 2,00	uL	10

**Tabelle 9-4: Zuordnung der einzelnen Bodentypen von Deutschland nach HAD auf das Modell**

Fortsetzung der Tabelle 9-4:

16	1 SI4	0,00 - 0,15	sL	1
	2 Ls3	0,15 - 0,50	sL	7
	3 Lts	0,50 - 1,20	stL	11
	4 Ls4	1,20 - 1,80	sL	7
	5 mS	1,80 - 2,00	S	9
17	1 SI4	0,00 - 0,25	sL	1
	2 SI3	0,25 - 0,40	IS	1
	3 Lt2	0,40 - 2,00	tL	4
18	1 Ls3	0,00 - 2,00	sL	7
19	1 Lts	0,00 - 0,35	stL	11
	2 mS	0,35 - 0,85	S	9
	3 Ls4	0,85 - 1,15	sL	7
	4 Su2	1,15 - 2,00	IS	1
20	1 Su2	0,00 - 0,25	IS	1
	2 Ls4	0,25 - 0,60	sL	7
	3 SI4	0,60 - 2,00	sL	1
21	1 SI3	0,00 - 0,40	IS	1
	2 Ls4	0,40 - 0,80	sL	7
	3 SI4	0,80 - 2,00	sL	1
22	1 Su2	0,00 - 0,45	IS	1
	2 Ls3	0,45 - 0,95	sL	7
	3 SI4	0,95 - 2,00	sL	7
23	1 Su2	0,00 - 0,80	IS	1
	2 Ls3	0,80 - 2,00	sL	7
24	1 SI4	0,00 - 0,25	sL	1
	2 SI3	0,25 - 0,35	IS	1
	3 Ls4	0,35 - 2,00	sL	7
25	1 mS	0,00 - 2,00	S	9
26	1 Su2	0,00 - 0,80	IS	1
	3 mS	0,80 - 2,00	S	9
27	1 mS	0,00 - 2,00	S	9
28	1 mS	0,00 - 2,00	S	9
29	1 Uls	0,00 - 0,65	uL	10
	2 Lu	0,56 - 2,00	uL	10
30	1 Ut3	0,00 - 0,60	uL	10
	2 Lu	0,60 - 1,00	uL	10
	3 Ut3	1,00 - 2,00	uL	10
31	1 Ut3	0,00 - 0,70	uL	10
	2 Lu	0,70 - 0,90	uL	10
32	1 Ut3	0,00 - 2,00	uL	10
33	1 Lu	0,00 - 0,30	uL	10
	2 Uls	0,30 - 0,70	uL	10
	3 Lu	0,70 - 1,00	uL	10
	4 Ls3	1,00 - 1,35	sL	7
	5 Uls	1,35 - 2,00	uL	10
34	1 Ut3	0,00 - 2,00	uL	10
35	1 Ut3	0,00 - 0,50	uL	10
	2 Lu	0,50 - 2,00	uL	10

Fortsetzung der Tabelle 9-4:

36	1 Ut3	0,00 - 0,50	uL	10
	2 Lu	0,50 - 0,95	uL	10
	3 Ls3	0,95 - 2,00	sL	7
37	1 Uls	0,00 - 0,40	uL	10
	2 Lu	0,40 - 0,80	uL	10
	3 SI4	0,80 - 2,00	sL	1
38	1 Ls2	0,00 - 0,40	L	2
	2 Lts	0,40 - 0,75	stL	11
	3 Ls3	0,75 - 2,00	sL	7
39	1 Ut3	0,00 - 0,80	uL	10
	2 Ls2	0,80 - 2,00	L	2
40	1 Ls2	0,00 - 0,10	L	2
	2 TI	0,10 - 0,75	T	5
41	1 Lt3	0,00 - 0,10	utL	3
	2 Tt	0,10 - 2,00	T	5
42	1 TI	0,00 - 2,00	T	5
43	1 Ls3	0,00 - 0,45	sL	7
	2 Lts	0,45 - 0,75	stL	11
	3 mS	0,75 - 2,00	S	9
44	1 Slu	0,00 - 0,05	sL	1
	2 Ls3	0,05 - 1,10	sL	7
45	1 Ls4	0,00 - 0,60	sL	1
	2 SI4	0,60 - 1,20	sL	7
46	1 Uls	0,00 - 0,20	uL	10
	2 Lu	0,20 - 0,50	uL	10
	3 Ut3	0,50 - 0,85	uL	10
	4 SI3	0,85 - 2,00	IS	1
47	1 fS	0,00 - 0,02	S	9
	2 St2	0,02 - 0,20	IS	1
	3 fS	0,20 - 0,90	S	9
48	1 Lt2	0,00 - 0,60	tL	4
	2 Lts	0,60 - 2,00	stL	11
49	1 Lt2	0,00 - 0,60	tL	4
	2 SI4	0,60 - 1,00	sL	1
	3 Tu3	1,00 - 2,00	uT	14
50	1 SI2	0,00 - 0,25	IS	1
	2 SI4	0,25 - 0,35	sL	1
	2 Ls4	0,35 - 2,00	sL	7
51	1 SI4	0,00 - 0,25	sL	1
	2 Ls3	0,25 - 0,40	sL	7
	3 SI4	0,40 - 0,85	sL	1
	4 SI3	0,85 - 2,00	IS	1
52	1 Su3	0,00 - 0,25	IS	1
	2 SI3	0,25 - 1,05	IS	1
53	1 gS	0,00 - 2,00	S	9

Fortsetzung der Tabelle 9-4:

54	1 Uls	0,00 - 0,90	uL	10
	2 Ls4	0,90 - 1,20	sL	7
	3 Lts	1,20 - 2,00	stL	11
55	1 Lu	0,00 - 0,30	uL	10
	2 Lts	0,30 - 0,90	stL	11
56	1 TI	0,00 - 1,30	T	5
57	1 Lts	0,00 - 0,35	stL	11
	2 TI	0,35 - 0,60	T	5
	3 Lts	0,60 - 2,00	stL	11
58	1 Lt2	0,00 - 0,10	tL	4
	2 Slu	0,10 - 0,20	sL	7
	3 SI3	0,20 - 0,40	IS	1
59	1 SI4	0,00 - 0,20	sL	1
	2 mS	0,20 - 2,00	S	9
60	1 Su2	0,00 - 0,30	IS	1
	2 mS	0,30 - 2,00	S	9