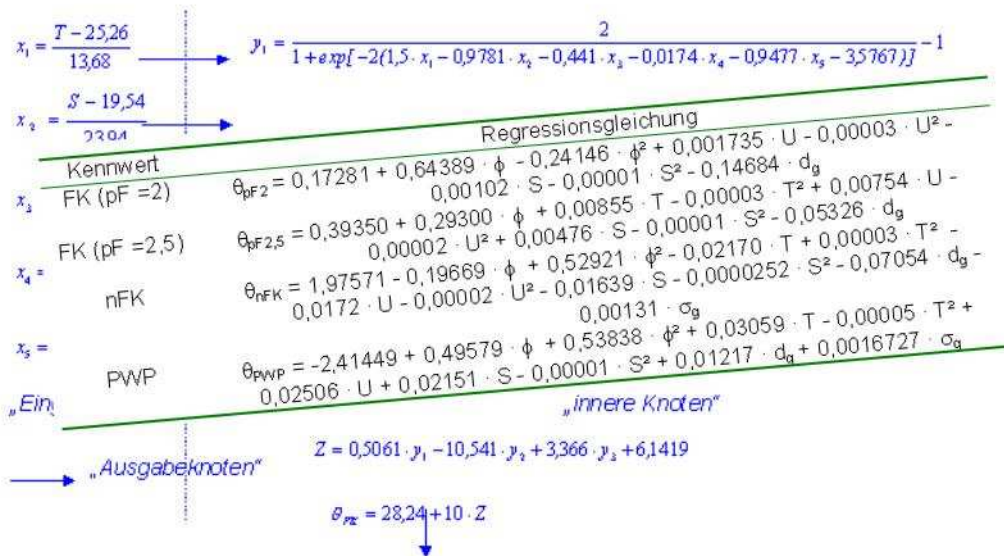


Ermittlung von Pedotransferfunktionen zur rechnerischen Ableitung von Kennwerten des Bodenwasserhaushalts (FK, PWP, nFK, kapillarer Aufstieg)



22. März 2004

Projekt: Ermittlung von Pedotransferfunktionen zur rechnerischen Ableitung von Kennwerten des Bodenwasserhaushalts (FK, PWP, nFK, kapillarer Aufstieg)

Auftraggeber: Bundesrepublik Deutschland, vertreten durch das Bundesministerium für Verbraucherschutz, Ernährung und Landwirtschaft (BMVEL)
Rochusstr. 1
53123 Bonn

Ansprechpartner: Herr Hans-Albert Volz (BMVEL)
Herr Dr. Jürgen Müller (BFH Eberswalde)

Auftragnehmer: UDATA - Umweltschutz und Datenanalyse
Zum Seligmacher 14
76829 Ranschbach
Tel.: 06345 / 407978
Fax: 06345 / 949360
eMail: info@u-data.de
Internet: www.u-data.de

Inhaber: Dr. Jörg Scherzer

Bearbeiter: Dr. Edzard Hangen
Dr. Jörg Scherzer

Inhalt

Begriffsdefinitionen.....	5
1 Einleitung.....	7
1.1 Hintergrund.....	7
1.1.1 Bodenzustandserhebung im Wald	7
1.1.2 Datenlage (Messnetz und Parameter).....	8
1.2 Problemstellung.....	9
1.3 Ziele	10
2 Bestimmung der Zielgrößen FK, PWP, nFK und kapillarer Aufstieg	11
2.1 Bestimmung unter Verwendung von Labordaten	11
2.2 Bestimmung unter Verwendung von Felddaten	12
2.3 Bestimmung unter Verwendung von Pedotransferfunktionen	13
3 Ergebnisse	15
3.1 Übersicht über Pedotransferfunktionen	15
3.1.1 Pedotransfer-Typen	15
3.1.1.1 Punkt-Regressions Methode	15
3.1.1.2 Physikalisch basierte Modelle.....	15
3.1.1.3 Regressionen zur Bestimmung funktionaler Parameter von numerischen pF-Gleichungen.....	17
3.1.1.4 Exponentialfunktionen	18
3.1.2 Gruppierung von Eingangsdaten für Pedotransferfunktionen.....	18
3.1.3 Entwicklungsmethoden für Pedotransferfunktionen	20
3.1.4 Datenbanken als Grundlage zur Pedotransfer-Entwicklung	21
3.1.5 Gütekriterien zur Beurteilung von Pedotransferfunktionen	22
3.2 Übersicht über Pedotransferfunktionen	23
3.2.1 Zielgrößen FK, PWP, nFK.....	23
3.2.1.1 Gupta und Larson (1979)	24
3.2.1.2 Arya und Paris (1981).....	24
3.2.1.3 Rawls et al. (1982).....	24
3.2.1.4 De Jong et al. (1983).....	25
3.2.1.5 Cosby et al. (1984)	26
3.2.1.6 Beke und McCormick (1985)	26
3.2.1.7 Haverkamp und Parlange (1986).....	27
3.2.1.8 Saxton et al. (1986)	27
3.2.1.9 Vereecken et al. (1989)	28
3.2.1.10 AG Bodenkunde (1994).....	28
3.2.1.11 Riek et al. (1995).....	30
3.2.1.12 Batjes (1996).....	31
3.2.1.13 Scheinost et al. (1997).....	32
3.2.1.14 Schaap und Leij (1998)	33
3.2.1.15 Minasny et al. (1999)	34
3.2.1.16 Wösten et al. (1999).....	35
3.2.1.16.1 klassifiziert.....	35
3.2.1.16.2 kontinuierlich	36
3.2.1.17 Tomasella et al. (2000).....	37

3.2.1.18	Schaap et al. (2001)	38
3.2.1.19	O'Connell und Ryan (2002)	38
3.2.1.20	Teepe et al. (2003)	39
3.2.1.20.1	Abschätzung von nFK und PWP auf Grundlage der Korngrößenverteilung.....	39
3.2.1.20.2	Abschätzung von nFK, PWP und van-Genuchten Parametern auf Grundlage von Texturklassen	40
3.2.1.20.3	kontinuierliche Abschätzung der van-Genuchten Parameter	42
3.2.2	kapillarer Aufstieg	42
3.2.2.1	AG Bodenkunde (1994).....	43
3.2.2.2	Soet und Stricker (2003).....	45
4	Diskussion	47
4.1	Eignung von Pedotransferfunktionen für Waldstandorte in Deutschland	47
4.1.1	Zielgrößen FK, nFK und PWP.....	47
4.1.2	Zielgröße kapillarer Aufstieg.....	53
4.2	Eignung von Pedotransferfunktionen für BZE-Standorte	55
4.2.1	Zielgrößen FK, nFK und PWP.....	55
4.2.1.1	Datengrundlage: Bodenart, Trockenraumdichte und Humusgehalt	55
4.2.1.2	Datengrundlage: Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte und Humusgehalt	57
4.2.2	Zielgröße kapillarer Aufstieg.....	58
5	Schlussfolgerungen und Empfehlungen	59
5.1	Zielgrößen FK, nFK und PWP	59
5.2	Zielgröße kapillarer Aufstieg	61
6	Literatur	63

Begriffsdefinitionen

(nach: Schröder 1984)

FK = Feldkapazität:

Bodenwassermenge, die ein natürlich gelagerter Boden maximal gegen die Schwerkraft festzuhalten vermag. Ihr entspricht in der Regel eine Wasserspannung des Bodenwassers von 300 hPa (pF-Wert = 2,5). Rechnet man langsam bewegliches Sickerwasser hinzu, das von wachsenden Pflanzenwurzeln z.T. erreicht werden kann, liegt der Grenzwert der Wasserspannung des Bodenwassers bei etwa 60 hPa (pF-Wert = 1,8). Im Vergleich zu diesen in Deutschland gebräuchlichen Werten liegt die Feldkapazität in Großbritannien bei 50 hPa, in den Niederlanden bei 100 hPa und in den USA bei 300 hPa (Batjes 1996).

PWP = Permanenter Welkepunkt:

Wassergehalt des Bodens, bei dem die meisten Pflanzen (außer ausgesprochenen Trocken- und Salzpflanzen) permanent welken, d.h. auch in wasserdampfgesättigter Luft ihre Turgeszenz nicht wiedergewinnen. Dieser Zustand tritt ein, wenn das Bodenwasser unter einer Wasserspannung von etwa 15.000 hPa (pF = 4,2) steht.

nFK = nutzbare Feldkapazität:

Pflanzenverfügbare Anteil der Feldkapazität, d.h. $nFK = FK - PWP$. Der Bodensaugspannungsbereich der nutzbaren Feldkapazität liegt nach deutschen Konventionen zwischen 60 hPa (300 hPa) und 15.000 hPa.

kapillarer Aufstieg:

Wasseraufstieg vom Grund- oder Stauwasserspiegel gegen die Schwerkraft, bedingt durch Saugspannungsdifferenzen zwischen spannungsfreiem Grund- und Stauwasser und höheren Saugspannungen darüber liegender ungesättigter Bodenzonen. Zur Berechnung des effektiv pflanzenverfügbaren Wassers im Wurzelraum ist die Wassernachlieferung über kapillaren Aufstieg zu berücksichtigen.

1 Einleitung

Wasser ist von zentraler Bedeutung für die Lebensfunktionen von Waldökosystemen. Es ist Träger für nahezu alle Stoffe. Energetische, chemische und biologische Prozesse sind an das Vorhandensein von Wasser gebunden. Die Menge des verfügbaren Wassers steuert dabei häufig die Intensität dieser Vorgänge. Daneben beeinflusst sie die Vitalität und das Wachstum der Wälder. Einige Parameter des Wasserkreislaufs können direkt gemessen werden, andere können nur geschätzt oder mit Hilfe von Modellrechnungen angenähert werden. Der Aufwand für Messung und Betreuung von Messeinrichtungen für wissenschaftliche Untersuchungen kann nur im Rahmen von Sonderstudien an ausgewählten Einzelstandorten (z.B. Standorte des Level II-Programms, vgl. z.B. Müller (2003)) geleistet werden, nicht aber für alle Stichprobepunkte der Bodenzustandserhebung im Wald (BZE). Eine möglichst realistische Einschätzung der Wasserhaushaltssituation an den BZE-Standorten ist für die Bearbeitung vieler ökosystemarer Fragen jedoch unerlässlich. Zur Bestimmung der Eingangsgrößen für Modellrechnungen zum Wasserhaushalt von BZE-Standorten werden daher zwingend sogenannte „Pedotransferfunktionen“ benötigt. Pedotransferfunktionen sind Rechenmodelle, welche mit Hilfe von bekannten, einfach zu bestimmenden bodenphysikalischen Merkmalen eine rechnerische Abschätzung der erforderlichen bodenhydraulischen Kennwerte (hier: FK, PWP, nFK, kapillarer Aufstieg) ermöglichen.

1.1 Hintergrund

Um den Waldzustand anhand verschiedener Indikatoren, wie beispielsweise Kronen-, Boden- und Ernährungszustand, zeitnah erfassen und die Ursachen festgestellter Schädigungen besser einschätzen zu können, wurde vom damaligen Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (BMELF, heute: Bundesministerium für Verbraucherschutz, Ernährung und Landwirtschaft, BMVEL) ein umfassendes Programm zum Umweltmonitoring im Wald aufgebaut. Mögliche Beeinträchtigungen benachbarter Systeme (z.B. Grund- oder Quellwasser), Störungen der Biozönose und ökosystemarer Prozesse hängen wesentlich von den Filter-, Puffer- und Transformatoreigenschaften der Böden ab. Standorts- und bodenkundliche Untersuchungen stellen daher eine wichtige Komponente für die Analyse von Ursachen und Ausmaß der immissionsbedingten Veränderungen der Waldökosysteme dar (BMELF 1999).

1.1.1 Bodenzustandserhebung im Wald

Zur Beurteilung des Zustandes immissionsbeeinflusster Waldökosysteme wurde in Ergänzung zur jährlichen terrestrischen Waldschadenserhebung im Zeitraum 1987-1993 erstmalig eine bundesweite Bodenzustandserhebung im Wald (BZE I) durchgeführt, die zukünftig in 10- bis 15-jährigem Turnus wiederholt werden soll (BMELF 1999). Ziel der BZE ist es, bundesweit vergleichbare Informationen über den aktuellen Zustand der Waldböden und deren zeitliche Veränderungen in Verbindung mit dem

aktuellen Kronenzustand der Waldbäume zu erlangen. Darüber hinaus sollen Ursachen von Veränderungen des Bodenzustandes sowie der Einfluss von Depositionen identifiziert werden. Durch die BZE wird eine bessere Übertragbarkeit der Ergebnisse der Waldbodenforschung auf größere Waldflächen angestrebt. Daneben wird eine verbesserte Einschätzung von Gefahren, die sich für den derzeitigen Waldbestand und für nachfolgende Waldgenerationen aus dem Bodenzustand ergeben sowie von Risiken für die Qualität von Grund- und Quellwasser angestrebt. Notwendige Maßnahmen zur Erhaltung und Verbesserung des Bodenzustandes sowie des Nährstoffangebots im Boden und der Nährstoffaufnahme durch die Baumwurzeln sollen in ihrer Planung und Durchführung konkretisiert werden (BMELF 1994).

1.1.2 Datenlage (Messnetz und Parameter)

Die Bodenzustandserhebung findet als bundesweite systematische Stichprobenerhebung auf Grundlage des Gitterpunktabstands der Waldschadenserhebung statt. Die Mindestdichte des bei der Bodenzustandserhebung anzuwendenden Gitternetzes beträgt 8 x 8 km und umfasst damit ca. 1800 Messpunkte (BMELF 1999).

An jedem Stichprobenpunkt werden die allgemeinen Daten (z.B. geografische Koordinaten, Wuchsgebiet, Reliefform) ermittelt, Boden- sowie Nadel- und Blattproben für Laboranalysen gewonnen und der Kronenzustand der Bäume erfasst. In einer ca. 1 m tiefen Profilgrube werden der Bodentyp und die einzelnen Horizonte in ihrer vertikalen Abfolge und Mächtigkeit charakterisiert. An feldfrischem Substrat wird weiterhin die Bodenfarbe nach der Munsell-Farbtabelle beschrieben (BMELF 1994). Eisen- und Manganausfällungen und der Kalkgehalt im Boden werden quantifiziert und die Gefügestruktur, ggf. die Gefügebildung, nach Verfestigungsgrad, Aggregatgröße, Rissbreite und Lagerungsart beschrieben (BMELF 1994). Mit Hilfe der sogenannten Fingerprobe wird im Gelände außerdem durch Beurteilung von Bindigkeit, Formbarkeit und Körnigkeit eine erste Abschätzung der Bodenart durchgeführt. Diese Gefügeeigenschaften dienen darüber hinaus zur Kennzeichnung der effektiven Lagerungsdichte, die zwischen 5 Dichteklassen ($< 1,20 \text{ g/cm}^3$; $< 1,40 \text{ g/cm}^3$; $1,40 - 1,75 \text{ g/cm}^3$; $> 1,75 \text{ g/cm}^3$; $> 1,95 \text{ g/cm}^3$) unterscheidet. Über die senkrechte Betrachtung des Profils oder der Bodenoberfläche wird der Volumenanteil, der von Makroporen (Durchmesser $> 1 \text{ mm}$; Luxmoore et al. 1981) eingenommen wird, in drei Klassen ($< 2 \text{ Vol.-%}$, $2 - 5 \text{ Vol.-%}$, $> 5 \text{ Vol.-%}$) eingeteilt und gemäß der Porengröße ($< 1 \text{ mm}$, $1 - 2 \text{ mm}$, $> 2 \text{ mm}$) weiter untergliedert (BMELF 1994). Nach DVWK (1995) sind Grobporen erst bei einem Wassergehalt, der einer Wasserspannung von 2 hPa entspricht, wassergesättigt und weisen in diesem Zustand eine sehr hohe Wasserleitfähigkeit auf.

Im Labor werden durch eine Korngrößenanalyse die Gewichtsanteile (Masse-%) der mineralischen Lockersedimente der Feinerdefraktion (Korndurchmesser $< 2 \text{ mm}$) bestimmt (BMELF 1994). Dies ermöglicht darüber hinaus eine exakte Zuordnung zu den

vier Bodenartenhauptgruppen Sand, Schluff, Lehm und Ton. Diese sind in bis zu 4 Untergruppen erster Ordnung unterteilt, die ihrerseits wiederum in Abhängigkeit von den Gewichtsanteilen der einzelnen Korngrößenfraktionen in bis zu 4 Untergruppen zweiter Ordnung untergliedert sind. Somit lässt sich die Bodenart z.B. als ein „schluffig-toniger Lehm (Ltu)“ oder als ein „schwach schluffiger Sand (Su2)“ ansprechen. Für die Beschreibung der Bodenartengruppen des Skelettbodens mit einem Grobbodenanteil (Korndurchmesser > 2 mm) von mehr als 75 Masse-% erfolgt die Unterteilung in Grus, Kies und Steine.

Der Anteil organischer Substanz im Boden und damit des Humusgehaltes (Masse-%) wird über die Gewichts-differenz nach Veraschung (550 °C) ermittelt (BMELF 1994).

Die Bestimmung der Trockenraumdichte erfolgt bei der BZE I horizontbezogen durch Bodenentnahme mittels Stechzylindern und anschließende Trocknung und Wägung. Die Gewichts-differenz zwischen feldfeuchter und getrockneter Bodenprobe ergibt zusätzlich den gravimetrischen Wassergehalt (Masse-%) (BMELF 1994).

Den Autoren der vorliegenden Studie ist nicht bekannt, nach welchen Methoden die bodenphysikalischen Parameter für die Messpunkte der BZE I in den einzelnen Bundesländern bestimmt wurden. Dies gilt insbesondere für die Frage, ob und in welchem Umfang detaillierte Korngrößenanalysen und Labormesswerte zur Trockenraumdichte vorliegen. Gemäß der dieser Studie zugrunde liegenden Vorhabenbeschreibung besteht die Datengrundlage aus Angaben zu Bodenart, Trockenraumdichte und Humusgehalt. Im Gegensatz dazu werden in der „Arbeitsanleitung zur bundesweiten Boden-zustandserhebung im Wald (BZE)“ (BMELF 1994) laboranalytisch ermittelte Grenzwerte der Korngrößenfraktionen den Feldansprachen zur Bodenart gegenübergestellt. Analoges gilt für die Trockenraumdichte, wo ein exakter Wert in der Regel durch die Auswertung von Stechzylinderdaten an ungestörten Proben ermittelt wird, während über die Feldansprache lediglich eine Einteilung in 5 Dichteklassen erfolgt.

Wie die weiteren Ausführungen in den Kapiteln 3 und 4 zeigen werden, ist die exakte Kenntnis von Korngrößenanteilen und Trockenraumdichte Voraussetzung für die Anwendung der Mehrzahl der in der Literatur dokumentierten Pedotransferfunktionen und somit für die Erfolgsaussichten einer rechnerischen Ableitung von bodenhydraulischen Parametern.

1.2 Problemstellung

Die Bodenzustandserhebung im Wald (BZE) ermöglicht die bodenchemische Charakterisierung des Bodenmaterials am Punkt der Probenahme. Kenngrößen des Bodenwasserhaushalts, d.h. die hydraulischen Parameter Feldkapazität, permanenter Welkepunkt, nutzbare Feldkapazität und kapillarer Aufstieg aus flachen Grund- und Stauwasserkörpern, werden jedoch bei der BZE (Level I) nicht erfasst. Diese Größen charakterisieren z.B. die Bodenwasservorräte und die Wasserversorgung und damit Vitalität und Wachstum der Vegetation eines Waldstandortes.

Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt beschränken sich bisher vielmehr auf sogenannte Level II – Standorte, das sind punktuelle Intensivmessflächen zur kontinuierlichen Dauerbeobachtung in verbreiteten Waldökosystemen (Müller 2003).

Wenn diese Kenngrößen des Bodenwasserhaushalts flächendeckend auch für die Rasterpunkte des BZE-Netzes bestimmt werden sollen, ist eine Berechnung oder Abschätzung aus anderen Größen erforderlich, welche im Rahmen der BZE erhoben werden. Bei der BZE I waren dies gemäß der Vorhabenbeschreibung der vorliegenden Studie Bodenart, Trockenraumdichte und Humusgehalt (vgl. hierzu allerdings auch letzten Abschnitt von Kapitel 1.1.2). Es existiert bereits eine Reihe statistischer Beziehungen, sogenannte Pedotransferfunktionen, mit Hilfe derer hydraulische Parameter aus bekannten Prädiktorvariablen wie z.B. Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte oder Porosität abgeleitet werden können.

In vielen Fällen beinhaltet das zugrunde liegende Datenkollektiv jedoch lediglich agrarisch genutzte Böden. Die Problematik spezifischer Porengrößenverteilungen von Waldböden wurde hinsichtlich der Auswertung in funktionalen Modellen dagegen bis vor wenigen Jahren noch vernachlässigt (Kosugi 1997, Teepe et al. 2001).

Waldböden unterscheiden sich in ihrer Porengrößenverteilung vor allem im Hinblick auf den Grob- und Mittelporenraum im Oberboden von landwirtschaftlich genutzten Böden (Teepe et al. 2001). Forstlich genutzte Flächen nehmen etwa 30 % des Bundesgebiets ein (BMELF 1999).

1.3 Ziele

Diese Studie soll einen Überblick über vorhandene und in diversen Studien verwendete Pedotransferfunktionen geben. Insbesondere sollen die Anwendbarkeit und die Aussagefähigkeit der einzelnen Pedotransferfunktionen für Waldböden geprüft und ihre Eignung im Rahmen der geplanten Bodenzustandserhebung (BZE II) evaluiert werden.

2 Bestimmung der Zielgrößen FK, PWP, nFK und kapillarer Aufstieg

Für die Ermittlung des Bodenwassergehalts bei definierten Wasserspannungszuständen ist die Kenntnis einer bodenspezifischen Beziehung, der sogenannten Wasserretentionsfunktion, auch Drucksättigungs- oder pF-Kurve genannt, notwendig. Sie kann auf direktem Weg auf Basis von im Labor bestimmten oder im Feld erhobenen Daten ermittelt werden. Die pF-Kurve eines Bodens gibt bei den Wasserspannungen der Zustände „Feldkapazität“ ($pF = 1,8$) und „permanenter Welkepunkt“ ($pF = 4,2$) die entsprechenden Bodenfeuchten an. Die Differenz beider Bodenfeuchtwerte kennzeichnet den Bodenwassergehalt der „nutzbaren Feldkapazität“.

2.1 Bestimmung unter Verwendung von Labordaten

Labormessungen zur Bestimmung der pF-Kurve im sogenannten Desorptionsverfahren werden mit Hilfe einer Apparatur durchgeführt, in der unter kontrollierten Bedingungen eine Bodenprobe mit Über- oder Unterdruck allmählich entwässert wird (Hartge und Horn 1999). Zur Wassersättigung werden ungestörte Bodenproben an der Unterseite mit Filterpapier überspannt und zunächst 14 Tage lang in ein Wasserbad gestellt. Die gesättigten Bodenproben werden auf ein Sedimentbett oder keramische Platten überführt und ein hydraulischer Kontakt zwischen Plattenoberseite und Probenunterseite sichergestellt. An die Platten wird, bei niedrigen Druckstufen z.B. mittels hängender Wassersäule, ein Unterdruck angelegt. Unter Verdunstungsschutz und nach ausreichender Zeitspanne, z.B. nach einer Woche (Teepe et al. 2003), zur vollständigen Einstellung des Gleichgewichtszustands bei verändertem Unterdruck (Reeve und Carter 1991) erfolgt die Wägung der Bodenprobe. Die Gewichtsänderung zwischen den Einzelmessungen und dem Ausgangsgewicht entspricht dem Wasserverlust bei entsprechendem Unterdruck als Masse-% oder -bei Bezug auf das Volumen der Bodenprobe- als Vol.-%. Tritt beim Desorptionsvorgang eine Volumenänderung der Bodenproben ein, ist das jeweilige aktuelle Bodenvolumen zugrunde zu legen (Hartge und Horn 1999).

Der Messbereich von keramischen Platten ist durch den Lufteintrittspunkt der Keramik beschränkt (ca. 800 hPa). Die Bestimmung des Wassergehalts bei höheren Saugspannungen (z.B. permanenter Welkepunkt = 15000 hPa) erfolgt in der Regel mit Hilfe der Überdruckmethode in Drucktöpfen (Hartge und Horn 1992).

Die Entwässerungskurve des Desorptionsvorgangs unterscheidet sich im Allgemeinen von der Bewässerungskurve des Sorptionsvorgangs. Dieses als Hysterese bezeichnete Phänomen beruht auf unterschiedlichen Faktoren wie z.B. der uneinheitlichen Porenausformung, dem Kontaktwinkel zwischen Bodenwasser und Porenwandung, Luft einschließen oder dem Schrumpfen und Quellen des Bodensubstrats (Reeve und Carter 1991).

Da die Bodenproben für Labormessungen mit Durchmessern zwischen 5 und 30 cm meist relativ klein sind, ist die räumlich-zeitliche Variabilität des untersuchten Bodenstandorts durch eine ausreichende Probenanzahl zu berücksichtigen. Die erforderliche Anzahl hängt stark von lokalen Bedingungen wie Bodenart, Ausgangsgestein, Skelettanteil etc. ab, so dass eine pauschale Empfehlung zum notwendigen Probenumfang nicht möglich ist. Praxisübliche Probenanzahlen liegen zwischen 6 und 10 Proben pro Bodenhorizont.

Bei der Bestimmung der pF-Kurve im Labor liegen die Anfangswassergehalte nahe 0 hPa häufig oberhalb der Werte von Feldmessungen an vergleichbaren Böden (z.B. Gerke 1987, Scherzer 2001). Ursache ist häufig ein ausgeprägter Hystereseeffekt sowie nicht vollständige Bodenwassersättigung unter Feldbedingungen (Hantschel et al. 1987). Über sich tatsächlich im Feld einstellende Kenngrößen des Bodenwasserhaushalts kann anhand der im Labor ermittelten Stützwerte keine Aussage getroffen werden (Riek et al. 1995).

Die kapillare Aufstiegshöhe und die Rate der kapillaren Wassernachlieferung an die Unterkante des effektiven Wurzelraums lässt sich über die Beziehung zwischen Wasserleitfähigkeit und Wasserspannung berechnen (AG Bodenkunde 1994). Im Labor kann die Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit einer repräsentativen Bodenprobe über die Verdunstungsmethode erfolgen. Hierbei wird die verdunstete Wassermenge der Bodenprobe nach bestimmten Zeitintervallen durch Wägung ermittelt. Tensiometermessungen in zwei Tiefen der Bodenprobe erlauben eine Abschätzung des hydraulischen Gradienten. Der Durchlässigkeitsbeiwert als einzige Unbekannte der Richards-Gleichung kann nun berechnet werden (Dirksen 1991).

2.2 Bestimmung unter Verwendung von Felddaten

Zur näherungsweise Bestimmung der Feldkapazität im Gelände wird eine ausreichend große Bodenfläche mit einem Erdwall umgeben und bis in hinreichender Tiefe mit Wasser gesättigt. Zur Verhinderung von Verdunstungsverlusten wird die Bodenfläche abgedeckt und nach 2 bis 3 Tagen der Wassergehalt von Proben unterschiedlicher Bodentiefen bestimmt. Wird über mehrere Bodentiefenintervalle der gleiche Bodenwassergehalt beobachtet, kann dieser als Feldkapazität angesprochen werden (Scheffer und Schachtschabel 1992).

Die Bestimmung des permanenten Welkepunkts erfolgt gemäß Definition unter Verwendung von Sonnenblumensämlingen unter genau einzuhaltenden Bedingungen und Schutz gegen Bodenverdunstung. Sonnenblumensämlinge eignen sich hierfür aufgrund ihres intensiven und homogenen Wurzelwerkes. Der Bodenwassergehalt nach Eintritt des Welkezustands kennzeichnet den permanenten Welkepunkt (Scheffer und Schachtschabel 1992).

Eine qualitative Grobabschätzung des Bodenfeuchtezustands im Feld kann anhand morphologischer Merkmale von Bodenproben geringer bis mittlerer Trockenraumdichte

erfolgen. Die Verform- und Ausrollbarkeit der Bodenprobe wird dabei einem Feuchtebereich zugeordnet, der einem bestimmten Wasserspannungsbereich entspricht (DIN 1999). Zur Ermittlung der pF-Kurve im Gelände wird die Wasserspannung des Bodens zumeist mit Tensiometern gemessen. Der korrespondierende Bodenwassergehalt wurde früher mit der sogenannten Neutronensonde, heute dagegen in der Regel mit der TDR- oder FDR-Methode (Time bzw. Frequency Domain Reflectometry) bestimmt. In Ausnahmefällen ist auch eine gravimetrische Bodenfeuchtebestimmung möglich. Kombinierte Messungen des Wassergehalts und der Bodenwasserspannung im Gelände ermöglichen darüber hinaus die *in-situ* Beobachtung von Hysterese-Effekten auf die pF-Kurve, sind allerdings auf den Messbereich des Tensiometers bis zum Lufteintrittspunkt (ca. 800 hPa) beschränkt. Zur Erstellung einer vollständigen pF-Kurve unter Feldbedingungen sind oftmals lange Beobachtungszeiträume notwendig (Reeve und Carter 1991). Bei der zur Untersuchung quasi-identischer Bodenregionen erforderlichen räumlichen Nähe der Messgeräte ist eine gegenseitige Beeinträchtigung der Messvorgänge zu beachten (Scherzer 2001). Weiterhin kann sich das durch die Bodenfeuchte- bzw. die Wasserspannungsmessung betrachtete Bodenvolumen unterscheiden: Während z.B. Neutronensonden Bodenwassergehalte für einen Bodenausschnitt von 25 bis 50 cm Durchmesser bestimmen, beschränkt sich der betrachtete Bodenraum bei Wasserspannungsmessungen mit Tensiometerkeramiken auf eine unmittelbar angrenzende dünne Bodenschicht (Pachepsky et al. 2001).

Eine Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit im Gelände zur Abschätzung des kapillaren Aufstiegs kann z. B. unter Verwendung von Tensionsinfiltrometern erfolgen. Diese messen das von einem bestimmten Porenspektrum gegen einen erzeugten definierten Gegendruck sorbierte Wasser (Dirksen 1991).

2.3 Bestimmung unter Verwendung von Pedotransferfunktionen

Die Bestimmung von pF-Kurve und ungesättigter hydraulischer Leitfähigkeit im Labor und insbesondere im Gelände ist personal-, zeit- und materialintensiv. Aus diesen Gründen wird zunehmend nach Alternativmethoden gesucht.

Eine dieser Alternativen zur Bestimmung der Zielgrößen FK, PWP, nFK und kapillarer Aufstieg ist die Anwendung von Übertragungsfunktionen, bei der über statistische Beziehungen zu Ersatzgrößen die Zielvariable abgeschätzt wird. Mit Hilfe dieser Übertragungsfunktionen (Pedotransferfunktionen) wird u.a. versucht, die unbekanntes Bodenwassergehalte der Zustände „Feldkapazität“ ($pF = 1,8$) und „permanenter Welkepunkt“ ($pF = 4,2$) aus bekannten Bodeneigenschaften vorherzusagen (Wösten et al. 2001). Daneben werden mittels Pedotransferfunktionen auch Modellparameter zur Beschreibung der pF-Kurve (z.B. van Genuchten 1980) bestimmt. Häufig verwendete Prädiktorvariablen in Pedotransferfunktionen sind texturbezogene Eigenschaften wie Bodenart, Korngrößenverteilung oder Porosität (z.B. Sobieraj et al. 2001). Einmal etablierte Pedotransferfunktionen können in hydrologischen Modellen beispielsweise zur Voraussage von Bodenfunktionen in Landwirtschaft und Ökosystemen (Pachepsky

und Rawls 1999), Niederschlag-Abfluss Modellen (Carriero et al. 2003) oder Wetter- und Klimaprognosesimulationen (Soet und Stricker 2003) genutzt werden.

3 Ergebnisse

3.1 Übersicht über Pedotransferfunktionen

3.1.1 Pedotransfer-Typen

Pedotransferfunktionen zur Beschreibung von Drucksättigungsbeziehungen im Boden lassen sich typologisch 4 unterschiedlichen Verfahren zuordnen (vgl. Tietje und Tapkenhinrichs 1993):

3.1.1.1 Punkt-Regressions Methode

Diese Methode (z.B. Gupta und Larson 1979) schätzt den Bodenwassergehalt für einzelne Wasserspannungswerte über die multiple Regressionsanalyse ab nach der allgemeinen Form:

$$\theta_v = a \times S + b \times U + c \times T + d \times Org. + e \times \text{Rohdichte}_{\text{trocken}} \quad \text{Gleichung 1}$$

wobei:

θ_v = vorausgesagter Wassergehalt [L^3/L^3]

S = Sand [Masse-%];

U = Schluff [Masse-%]

T = Ton [Masse-%]

Org. = organische Substanz [Masse-%]

Rohdichte_{trocken} = Trockenraumdichte [M/L^3]

a, b, c, d, e = Regressionskoeffizienten für einzelne Wasserspannungsstufen.

3.1.1.2 Physikalisch basierte Modelle

Pedotransferfunktionen dieses Typs (z.B. Arya und Paris 1981) schätzen Wassergehalte anhand struktureller Parameter. Dabei wird aus der Korngrößenverteilung die korrespondierende Verteilung der äquivalenten Porendurchmesser abgeleitet. Porenabhängige Wasserspannungen werden über die kapillare Aufstiegsleichung für unvollständig benetzte Poren berechnet nach:

$$h = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \cos \alpha}{\rho_w \cdot r \cdot g} \quad \text{Gleichung 2}$$

wobei:

h = Höhe des kapillaren Aufstiegs [L]

σ = Oberflächenspannung [F/L]

α = Benetzungswinkel [°]

ρ_w = Wasserdichte [M/L^3]

$r =$ Kapillarradius [L]
 $g =$ Erdbeschleunigung [L/T²].

Das zugrundeliegende Porenbündelkonzept sollte möglichst weitere Faktoren wie Variation des Kapillarradius', Konnektivität und Tortuosität („Umweglänge“) des Porenraums berücksichtigen (Wösten et al. 2001).

Die Bestimmung des Sättigungswassergehalts θ_s erfolgt anhand der Porosität nach:

$$\theta_s \approx n = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad \text{Gleichung 3}$$

wobei:

$n =$ Porosität [-]
 $\rho_b =$ Trockenraumdichte [M/L³]
 $\rho_s =$ Partikeldichte [M/L³].

Da infolge von Lufteinschluss oder nicht-kapillarer Makroporen (Scheinost et al. 1997) eine vollständige Wasserfüllung des Porenraums unter Feldbedingungen zumeist nicht erreicht wird, gilt oftmals (Rogowski 1971):

$$\theta_s \approx n \cdot 0,9 \quad \text{Gleichung 4}$$

Der Bodenwassergehalt bei unterschiedlichen Wasserspannungen wird nach folgenden pF-Kurven Funktionen beschrieben (Haverkamp und Parlange 1986),

- für $\psi > \psi_{ae}$:

$$\theta_v = n \cdot \left[\frac{\psi_{ae}}{\psi} \right]^\lambda \cdot \left[1 - \frac{\psi_{ae}}{\psi} \cdot \left(1 - \frac{\theta_s}{n} \right) \right] \quad \text{Gleichung 5}$$

- für $\psi \leq \psi_{ae}$:

$$\theta_v = \theta_s \quad \text{Gleichung 6}$$

wobei:

θ_v = Wassergehalt [Vol.-%]
 n = Porosität [-]
 θ_s = Sättigungswassergehalt [Vol.-%]
 ψ = aktuelle Wasserspannung [L]
 ψ_{ae} = Wasserspannung am Lufteintrittspunkt [L]

λ = Porengrößenindex [-].

3.1.1.3 Regressionen zur Bestimmung funktionaler Parameter von numerischen pF-Gleichungen

Die am häufigsten verwendeten Modelle sind die Ansätze nach:

a) Brooks und Corey (1964),

- für $\psi \leq \psi_{ae}$

$$\theta = \theta_s \quad \text{Gleichung 7}$$

- für $\psi > \psi_{ae}$

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{\psi_{ae}}{\psi} \right)^\lambda \quad \text{Gleichung 8}$$

wobei:

θ = aktueller Wassergehalt [Vol.-%]
 θ_r = residualer Wassergehalt [Vol.-%]
 θ_s = Sättigungswassergehalt [Vol.-%]
 ψ = aktuelle Wasserspannung [L]
 ψ_{ae} = Wasserspannung am Lufteintrittspunkt [L]
 λ = Porengrößenindex [-].

b) van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha \cdot \psi)^n]^m} \quad \text{Gleichung 9}$$

wobei (ergänzend zu Gleichung 7 und Gleichung 8):

$\alpha = 1/\psi$; Formparameter der Wasserretentionskurve [L^{-1}]
 $n = 1 + \lambda$; Formparameter der Wasserretentionskurve, abhängig vom Porengrößenindex λ [-];
 $m = 1 - 1/n$; Formparameter der Wasserretentionskurve; bei Vereecken et al. (1989) ist $m = 1$.

Die funktionalen Parameter der numerischen Gleichungen zur Beschreibung der pF-Kurve, in Gleichung 9 beispielsweise α , n , θ_r und θ_s , werden aus einfach zu bestimmenden Bodenparametern wie Bodenart, Trockenraumdichte und organischer Substanz über multiple nichtlineare Regressionsfunktionen ermittelt (Tietje und Tapkenhinrichs

1993). Da dieser parametrische Ansatz eine kontinuierliche Funktion der pF-Kurve liefert, wird er bei der Simulation des Bodenwasserflusses bevorzugt (Minasny et al. 1999).

3.1.1.4 Exponentialfunktionen

pF-Kurven können auch über Exponentialfunktionen beschrieben werden, deren Entwicklung häufig Varianz- und multiple Regressionsanalysen zur Auswahl der am besten geeigneten Prädiktorvariablen vorausgehen. Beispiele dieses Ansatzes sind die Modelle von

a) Cosby et al. (1984):

$$\psi = \psi_s \cdot \left(\frac{\theta_v}{\theta_s} \right)^b \quad \text{Gleichung 10}$$

wobei:

- θ_v = vorausgesagter Wassergehalt [Vol.-%]
- θ_s = Sättigungswassergehalt [Vol.-%]
- ψ = aktuelle Wasserspannung [L]
- ψ_s = Wasserspannung bei Sättigung [L]
- b = von Tongehalt abhängiger Exponent [-].

b) Saxton et al. (1986):

$$\psi = \exp[a + b \times T + c \times S^2 + d \times S^2 \times T] \cdot 100 \cdot \theta_v^{e + f \times T^2 + g \times S^2 \times T} \quad \text{Gleichung 11}$$

wobei:

- θ_v = vorausgesagter Wassergehalt [Vol.-%]
- T = Tongehalt [Masse-%]
- S = Sandgehalt [Masse-%]
- a, b, c, d, e, f, g = Regressionskoeffizienten und Exponenten.

3.1.2 Gruppierung von Eingangsdaten für Pedotransferfunktionen

Bei Vorliegen einer großen Anzahl von Eingangsvariablen wird diese in der Regel zur Bestimmung der Zielvariablen iterativ verringert, indem sukzessiv verschiedene Unter-

auswahlen von 2 bis 3 Eingangsvariablen zur Beschreibung der Zielvariablen mit einer quadratischen oder kubischen Regressionsgleichung herangezogen werden (Pachepsky und Rawls 1999). Solchermaßen gebildete Polynome ersetzen bei Eignung die originalen Eingangsdaten. Nach mehreren Iterationsläufen entsteht im Idealfall eine hierarchische Abfolge geeigneter polynomischer Regressionsgleichungen, die die Zielvariable mit hinreichender Genauigkeit beschreiben und nur diejenigen originalen Eingangsvariablen enthält, die mit der Zielvariable in einem engen Bezug stehen. Die Gruppierung („Group Method of Data Handling“) mehrerer originaler Eingangsvariablen in Polynomen verringert die Anzahl der Koeffizienten im resultierenden Gesamtalgorithmus zur Beschreibung der Zielvariablen (Pachepsky und Rawls 1999).

Zur Entwicklung von Pedotransferfunktionen kann ein umfangreicher Datensatz ebenfalls in Bodenklassen ähnlicher Eigenschaften untergliedert werden. Anstatt einer einzelnen kontinuierlichen Übertragungsfunktion für den gesamten Datensatz werden für jede einzelne Bodenklasse unterschiedliche Pedotransferfunktionen generiert. Dieses Verfahren der Klassenbildungen erhöht oftmals die Genauigkeit der durch die Funktion vorhergesagten bodenhydraulischen Kennwerte (Wösten et al. 2001). Kriterien für die Gruppierung in Bodenklassen sind beispielsweise die Textur (Krahmer et al. 1995) oder die Bodengenese (z.B. De Jong et al. 1983).

3.1.3 Entwicklungsmethoden für Pedotransferfunktionen

Die Entwicklung von Pedotransferfunktionen wird häufig durch Regressionsanalysen durchgeführt, wobei sowohl multi-lineare (z.B. Batjes 1996),

$$Z = a + \sum_{i=1}^N b_i \times X_i \quad \text{Gleichung 12}$$

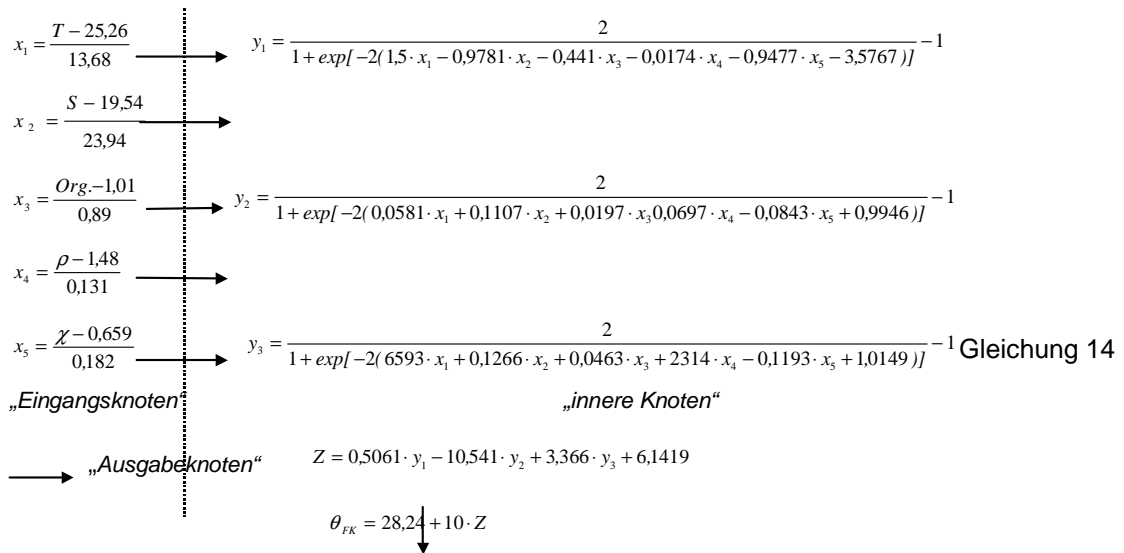
als auch nicht-lineare Modelle (z.B. De Jong et al. 1983),

$$Z = a + b \cdot X + c \cdot X^2 \quad \text{Gleichung 13}$$

eingesetzt werden. Durch stufenweise Regression können die maßgebenden Eingangsvariablen automatisch herausgefiltert werden (Wösten et al. 2001). Ein zweistufiges Verfahren ist beispielsweise der Einsatz multipler Regression nach vorgeschalteter nicht-linearer Regression (Scheinost et al. 1997). Regressionsanalysen können nur bestimmte Teile einer nicht-stetigen komplizierten Beziehung zwischen Prädiktor- und Zielvariablen beschreiben und eignen sich nicht für umfangreiche Datenbanken. In diesem Fall kann durch eine Hauptkomponentenanalyse die Anzahl der Eingangsvariablen verringert werden, indem mehrere originale Eingangsvariablen in Form linearer Kombinationen zusammengefasst werden (Lin et al. 1999).

Eine weitere Methode zur Entwicklung einer Pedotransferfunktion aus einem umfangreichen Datensatz ist die Verwendung neuronaler Netze. Diese bestehen aus vielen einfachen Prozessoren, auch Knoten oder Neuronen genannt, die jeweils unterschiedliche Wichtung aufweisen können (Minasny et al. 1999). Die Knoten sind über kommunizierende Kanäle miteinander verbunden, die numerische Daten beinhalten und gruppen- oder schichtartig organisiert sein können. Das neuronale Netz umfasst einen Satz einfacher Funktionen, die über Wichtungsmatrizen miteinander verbunden sind. Im Hintergrund agierende „innere“ Knoten extrahieren die nutzbaren Informationen aus den Eingangsknoten und nutzen diese zur Berechnung der Ausgabeknoten (Bohne et al. 2000). Der Vorteil neuronaler Netze besteht in ihrer Eigenschaft, komplexe Systeme nachzuahmen, indem die Stärke des Einflusses einzelner Netzwerkkomponenten untereinander sowie die Verbindungen zwischen einzelnen Komponenten in verschiedenen Strukturen variiert werden kann (Wösten et al. 2001). Das Resultat ist eine generalisierte Regressionsgleichung.

Im Folgenden ist ein Beispiel eines neuronalen Netzes zur Vorhersage des Bodenwassergehalts bei Feldkapazität (θ_{FK}) als Funktion von Gehalt an Ton (T), Sand (S), organischer Substanz ($Org.$), Trockenraumdichte (ρ) und dem Ton-Aktivitäts Quotienten (χ), definiert als Quotient der Kationenaustauschkapazität und des Tongehalts eines Bodenausschnitts, wiedergegeben (Wösten et al. 2001):



3.1.4 Datenbanken als Grundlage zur Pedotransfer-Entwicklung

Um Pedotransferfunktionen zu entwickeln, werden zunehmend umfangreiche Datenbanken mit Zusammenstellungen hydraulischer Bodeneigenschaften genutzt, wie sie beispielsweise für Böden der USA, Kanadas (<http://res.agr.ca/CANSIS/NSDB/>), Australiens oder der Welt vorliegen (Nemes et al. 2001). Die Datenbank des Soil Conservation Service des US Department of Agriculture (USDA-SCS) beinhaltet beispielsweise Werte der Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte, organischen Substanz sowie der Feldkapazität und des permanenten Welkepunkts von 5890 landwirtschaftlich genutzten Böden des gesamten US-Gebiets (Kern 1995). Aus 4353 weltweit verteilten Bodenprofilen setzt sich die WISE-Datenbank (Batjes 1996) zusammen.

Die HYPRES-Datenbank (<http://www.macaulay.ac.uk/hypres/index.html>; Wösten et al. 1999) umfasst 5521 Datensätze meist landwirtschaftlich genutzter Böden Europas. Auf Grundlage von Schluff- und Tonanteil, Lagerungsdichte, Humusgehalt und einer Klassifikation der Bodenhorizonte als Ober- oder Unterboden werden Pedotransferfunktionen entwickelt.

Die UNSODA-Datenbank (<http://www.ussl.ars.usda.gov/models/unsoda.HTM>) enthält Daten zu hydraulischen Eigenschaften, Textur, chemischen und mineralogischen Eigenschaften von 790 Bodenhorizonten von überwiegend nordamerikanischen und europäischen Standorten (Nemes et al. 2001). Kennwerte der pF-Kurve werden in UNSODA nach Desorptions- und Wiederbefeuchtungsverfahren sowie nach Labor- und Feldmessungen differenziert. Allein auf Grundlage von UNSODA entwickelte Pedotransferfunktionen sind bisher allerdings nicht bekannt.

In Abhängigkeit der verfügbaren Eingangsdaten berechnet das Programm ROSETTA (<http://www.ussl.ars.usda.gov/models/rosetta/rosetta.HTM>) nach der Methode neuronaler Netze und einem hierarchischen Verfahren Pedotransferfunktionen auf Basis der UNSODA-Datenbank und weiterer Datenbanken mit 2134 Datensätzen, die vorwiegend gemäßigte und subtropische Standorte Nordamerikas und Europas umfassen (Schaap et al. 2001).

3.1.5 Gütekriterien zur Beurteilung von Pedotransferfunktionen

Unsicherheiten bei der Anwendung von Pedotransferfunktionen sind vorwiegend auf die räumliche Variabilität der zu beschreibenden Bodenausschnitte, z.B. im Hinblick auf Profilaufteilung, Korngrößenverteilung oder Grundwasserflurabstand sowie auf die Ungenauigkeit der Pedotransferfunktion selbst zurückzuführen (Finke et al. 1996).

Die Genauigkeit, mit der über Pedotransferfunktionen berechnete Zielvariablen (y_{ber}) den nachzuempfindenden Messwerten (y_{mes}) entsprechen, kann über verschiedene Kriterien beschrieben werden (Cornelis et al. 2001):

Informationen zur generellen Abweichungsrichtung, d.h. über positive oder negative Abweichung, liefert der mittlere Fehler (ME):

$$ME = \frac{\sum_1^N (y_{mes} - y_{ber})}{N} \quad \text{Gleichung 15}$$

Im Gegensatz zum mittleren Fehler (ME) ist das Gütekriterium Quadratwurzelfehler ($RMSE$) immer positiv und ein Maß für den Gesamtfehler einer verwendeten Funktion (Cornelis et al. 2001):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_{mes} - y_{ber})^2}{N}}$$

Gleichung 16

Ein Maß der Linearität zwischen gemessenen und berechneten Zielvariablen ist der Pearson-Korrelationskoeffizient (r):

$$r = \frac{COV(y_{ber}, y_{mes})}{\sigma_{ber} \cdot \sigma_{mes}}$$

Gleichung 17

wobei:

$COV =$ Kovarianz

$\sigma =$ Standardabweichung.

Ein weiteres Qualitätskriterium für Pedotransferfunktionen stellt ihre Anwendbarkeit auf ein möglichst breites Bodenspektrum dar und setzt in der Regel eine entsprechend breit angelegte Datengrundlage bei der Funktionsentwicklung und -kalibrierung voraus (Tietje und Tapkenhinrichs 1993).

Bei der Bewertung der Zuverlässigkeit einer generierten Pedotransferfunktion ist die Kreuz-Validierung ein verbreitetes Verfahren. Dazu wird der gesamte Datensatz in zwei zufällig ausgewählte Teilsätze untergliedert. Der erste Teilsatz dient zur Entwicklung der Pedotransferfunktion und Kalibrierung. Die so generierte Funktion wird danach zur Beschreibung des zweiten Teils des Datensatzes angewendet, d.h. validiert (Wösten et al. 2001). Dieser Vorgang kann wiederholt für unterschiedliche Teildatensätze zur Anpassung und Optimierung der Pedotransferfunktion durchgeführt werden.

3.2 Übersicht über Pedotransferfunktionen

3.2.1 Zielgrößen FK, PWP, nFK

Pedotransferfunktionen der vier unter 3.1 aufgeführten unterschiedlichen Typen wurden für jeweils spezifische Standortverhältnisse entwickelt und werden im Folgenden vorgestellt.

3.2.1.1 Gupta und Larson (1979)

43 gestörte Bodenproben ($7,6 \times 7,6 \text{ cm}^2$) der östlichen und zentralen USA wurden zur definierten Einstellung einer bestimmten Lagerungsdichte verdichtet. In Verbindung mit Werten der Korngrößenverteilung und organischen Substanz erfolgte die Entwicklung einer Übertragungsfunktion zur Berechnung des Bodenwassergehalts bei 12 verschiedenen Wasserspannungen nach Gleichung 1 (Gupta und Larson 1979). Dabei wiesen die zugrunde liegenden Prädiktorvariablen weite Wertespektren auf (s. Tabelle 32). In Tabelle 1 sind Regressions- und Korrelationskoeffizienten der nach Gleichung 1 berechneten Bodenwassergehalte für die relevanten Wasserspannungen der bodenphysikalischen Kennwerte dargestellt.

Tabelle 1: Regressions- und Korrelationskoeffizienten berechneter Bodenwassergehalte (Gupta und Larson 1979).

Wasser- spannung [hPa]	Regressionskoeffizienten					Korrelations- koeffizient, r
	$a \times 10^3$	$b \times 10^3$	$c \times 10^3$	$d \times 10^3$	$e \times 10^2$	
70	5,678	9,228	9,135	6,103	-26,960	0,959
330	3,075	5,886	8,039	2,208	-14,340	0,962
15000	-0,059	1,142	5,766	2,228	2,671	0,947

3.2.1.2 Arya und Paris (1981)

Auf Basis der Kapillaritätsgleichung (Gleichung 2) wird für verschiedene Partikel- und damit Porengrößenbereiche die entsprechende Wasserspannung ermittelt. Für das gleiche Porengrößenintervall wird auf Grundlage der Lagerungs- und Partikeldichte der potenziell mit Wasser füllbare Porenraum ermittelt (Gleichung 3). Bei Gegenüberstellung von Wasserspannungs- und Wassergehaltswerten sind die bodenphysikalischen Kenngrößen FK, PWP und nFK für die sortierten Partikelgrößenabschnitte ablesbar. Über diesen Ansatz ließen sich gemessene pF-Kurven von 8 Böden Nordamerikas (New Jersey, Georgia), 2 schluffiger Tonböden Trinidads und einer Bodenmischung bestehend aus 70 Masse-% schluffigem Ton und 30 Masse-% sandigem Lehm gut nachzeichnen (Arya und Paris 1981).

3.2.1.3 Rawls et al. (1982)

Das Rawls-Modell wurde mit einem Datensatz von 5320 Horizonten 1323 unterschiedlicher Standorte in 32 US-Bundesstaaten auf Basis linearer Regressionen entwickelt und weist zusätzlich zu Gleichung 1 eine Angabe über den Ordinatenabschnitt (f) auf. Zugrunde liegende Eingangsparameter sind die Korngrößenverteilung, der Gehalt an organischer Substanz und die Lagerungsdichte. In die Berechnung der Feldkapazität und des permanenten Welkepunkts gehen weder Schluffgehalt noch Lagerungsdichte

ein. Beide sind daher in Tabelle 2 nicht aufgeführt, die die ermittelten Regressionskoeffizienten für Gleichung 1 und die Ordinatenabschnittswerte wiedergibt.

Tabelle 2: Regressionskoeffizienten berechneter Bodenwassergehalte (Rawls et al. 1982).

Wasser- spannung [hPa]	Regressionskoeffizienten					
	a	b	c	d	e	f
330	-0,0020	-	0,0036	0,0299	-	0,2576
15000	-	-	0,0050	0,0158	-	0,0260

3.2.1.4 De Jong et al. (1983)

Auf Grundlage von Daten der Korngrößenverteilung und des Gehalts an organischem Kohlenstoff wurde für 18 regionale Bodentypen Kanadas die pF-Kurve beschrieben. Die gestörten Bodentypen umfassten Braun-, Schwarz-, Parabraunerden und Gleye und wurden im Hinblick auf Ober- und Unterboden sowie auf landwirtschaftliche Bewirtschaftung weiter untergliedert. Für den Wasserspannungsbereich zwischen 50 und 100.000 hPa wurden für jeden Bodentyp die entsprechenden Bodenwassergehalte durch je zwei lineare Regressionsgleichungen berechnet, die für unterschiedliche Wasserspannungsbereiche gelten:

- für $h \leq 10^t$

$$\theta_v = a + b_1 \cdot (\log h - t) \quad \text{Gleichung 18}$$

- für $h > 10^t$

$$\theta_v = a + b_2 \cdot (\log h - t) \quad \text{Gleichung 19}$$

wobei:

θ_v = Wassergehalt [Vol.-%]

a = Ordinatenabschnitt

b_1 = Steigung des Wasserverlustes bei geringen Wasserspannungen

b_2 = Steigung des Wasserverlustes bei hohen Wasserspannungen

t = Knickpunkt; Kennzeichnung der logarithmierten Wasserspannung, ab der Wasserentzug deutlich erschwert ist.

Dabei stellte sich die Bodenart als entscheidender Faktor für die Position und Steigung der zwei Regressionsgeraden heraus, während der Gehalt organischen Kohlenstoffs primär die Lage des Knickpunkts zwischen den zwei Regressionsgeraden beeinflusst. Optimierte lineare Regressionen für die Koeffizienten aus Gleichung 18 und Gleichung

19 zur Beschreibung der pF-Kurve aller untersuchten Böden sind in Tabelle 3 aufgeführt.

Tabelle 3: Optimierte lineare Regressionen zur Beschreibung der Koeffizienten aus Gleichung 18 und Gleichung 19 unter Berücksichtigung aller 18 Bodentypen (De Jong et al. 1983).

Regressionsgleichung	Korrelationskoeffizient, r
$a = 6,40 + 2,78 \cdot (\% \text{ org. C}) + 0,24 \cdot (\% \text{ T})$	0,87
$b_1 = -42,90 + 0,55 \cdot (\% \text{ T})$	0,67
$b_2 = -1,56 - 0,028 \cdot (\% \text{ U} + \text{T}) - 0,24 \cdot (\% \text{ org. C})$	0,64
$t = -1,12 + 0,029 \cdot (\% \text{ T})$	0,82

T = Ton; U = Schluff; org. C = organischer Kohlenstoff.

3.2.1.5 Cosby et al. (1984)

1448 Horizonte von 35 Standorten der USA dienen zur Herleitung einer exponentiellen Abhängigkeit zwischen Wasserspannung und Wassergehalt (Gleichung 10). Für den Entwicklungsdatensatz stellten sich folgende Parameterbeschreibungen als geeignet heraus:

Tabelle 4: Beschreibungen der unbekanntenen Prädiktorvariablen aus Gleichung 10 (Cosby et al. 1984).

Regressionsgleichung
$b = T \times 0,157 + 3,10$
$\theta_s = S \times -0,142 + 50,5$
$(\log)\psi_s = S \times -0,0095 + 1,54$

T = Ton; S = Sand; θ_s = Sättigungswassergehalt; ψ_s = Wasserspannung bei Sättigung.

3.2.1.6 Beke und McCormick (1985)

Über schrittweise multiple Regression wurde auf Grundlage von Angaben zum Gehalt an organischer Substanz, zur Lagerungsdichte und zur Korngrößenverteilung die Feldkapazität und der permanente Welkepunkt für 25 Unterbodenproben Neuschottlands (Kanada) berechnet. Die Validierung der in Tabelle 5 genannten Regressionsgleichungen für 3 weitere Standorte ergab Korrelationskoeffizienten zwischen gemessener und berechneter Feldkapazität von 0,64 bzw. zwischen gemessenem und berechnetem permanentem Welkepunkt von 0,77.

Tabelle 5: Regressionsgleichungen zur Bestimmung der Feldkapazität und permanenten Welkepunkts auf Basis von 25 Unterböden Neuschottlands (Beke und McCormick 1985).

Kennwert	Regressionsgleichung	Korrelationskoeffizient, r
FK	$\theta_{FK} = 64,37 - 0,50 \cdot S - 0,23 \cdot (U \times LD)$	0,87
PWP	$\theta_{PWP} = 4,41 + 0,66 \cdot T - 1,07 \cdot (\text{org.Sub.} \times LD)$	0,91

T = Ton; U = Schluff; S = Sand; LD = Lagerungsdichte; org.Sub. = organische Substanz.

3.2.1.7 Haverkamp und Parlange (1986)

Unter Verwendung der Funktion der Kornsummenkurve (F), einem an den Mualem-van-Genuchten Parameter (m) (Gleichung 9) angelehnten Partikelindex (μ), einem geschätzten Porenindex (λ'), dem äquivalenten Partikeldurchmesser (d_g) wurde unter Verwendung von 6 Stützpunkten für 10 mineralische Sandböden Frankreichs die Wasserspannung bei Lufteintritt (h_{ae}) sowie der korrespondierende Bodenwassergehalt berechnet. Basisparameter waren Trockenraumdichte, Porosität und gesättigte hydraulische Leitfähigkeit. Obwohl die h_{ae} -Werte der Sande die definitionsgemäße Untergrenze der Feldkapazität von ca. 60 hPa unterschreiten, sollen die erzielten Abweichungen ($\sigma(X)$) zwischen den simulierten und den experimentell ermittelten Parameterwerten aufgeführt werden (Tabelle 6), denn sie geben Auskunft über die Güte der Gleichung 5 und Gleichung 6 und lassen vergleichbare Ergebnisse auch für die relevanten Wasserspannungen von FK, PWP und nFK erwarten.

Tabelle 6: Modellparameter und erzielte Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Wassergehalten an der Wasserspannung des Lufteintrittspunkts von mineralischen Sanden (Haverkamp und Parlange 1986).

Name des Sandbodens	μ	$d_g \times 10^{-4}$ [cm]	$\sigma(F) \times 10^{-2}$	λ'	h_{ae} [hPa]	$\sigma(\theta_v) \times 10^{-2}$ [-]
Tottori	6,084	435,07	0,96	2,086	18,75	1,27
Grenoble 1	4,697	255,56	2,59	1,652	36,82	1,40
Grenoble 2	5,436	233,51	2,64	2,221	33,65	1,87
Grenoble 3	3,109	315,28	0,47	1,520	31,49	1,83
Grenoble 4	5,950	304,43	2,13	2,874	18,43	1,07
Grenoble 5	2,830	345,20	1,76	1,465	30,28	1,12
Grenoble 6	2,917	256,88	2,80	1,546	39,79	1,15
Preston	3,124	347,61	1,23	1,732	28,98	0,74
Gormley	3,071	489,96	1,72	1,821	20,45	1,15
Bolton	2,867	344,95	1,13	1,777	29,76	1,58

3.2.1.8 Saxton et al. (1986)

Mittels stufenweiser multipler nicht-linearer Regression (Gleichung 13) wurde eine exponentielle Beschreibung der pF-Kurve auf Basis von 10 definierten Wasserspannungen unter Verwendung des Ansatzes von Rawls et al. (1982) (vgl. Gleichung 1) abgeleitet. Dazu wurde der ursprünglich variable Eingangsparemeter der organischen Substanz auf den Wert von 0,66 Masse-% festgelegt und somit der Parametrisierungssatz auf die Korngrößenverteilung konzentriert. Zwischen dem Lufteintrittspunkt und einer Wasserspannung von 100 hPa wurde ein linearer pF-Kurvenverlauf angenommen. Der in Gleichung 11 dargestellte Algorithmus beschreibt die pF-Kurve im Wasserspannungsintervall zwischen 100 und 15000 hPa. Auf Grundlage des Datensatzes von Rawls et al. (1982) lassen sich die Regressionskoeffizienten und Exponenten der Gleichung 11 folgendermaßen beschreiben:

Tabelle 7: Ermittelte Regressionskoeffizienten und Exponenten zur optimalen Beschreibung der pF-Kurve nach Gleichung 11 auf Basis des Kalibrierungsdatensatzes (Saxton et al. 1986).

Regressionskoeffizienten						
a	b	$c \times 10^{-4}$	$d \times 10^{-5}$	e	$f \times 10^{-3}$	$g \times 10^{-5}$
-4,396	-0,0715	-4,880	-4,285	-3,140	-2,22	-3,484

3.2.1.9 Vereecken et al. (1989)

Unter Verwendung einer modifizierten van-Genuchten Gleichung (Gleichung 9) wurden an einem breiten Bodenartenspektrum für 40 Böden Belgiens pF-Kurven ermittelt und mit Messwerten verglichen. Eingangsdaten zur regressiven Bestimmung der Mualem-van-Genuchten Parameter θ_s , θ_r , α und n waren die Korngrößenverteilung, die Trockenraumdicke und der Gehalt an organischer Substanz. Abweichend von der Definition des Parameters m als $m = 1 + 1/n$ ergab die Verwendung von $m = 1$ die besten Ergebnisse zwischen simulierten und gemessenen Punkten der Wasserretentionsfunktion. Eine vorgeschaltete Faktoren- und Korrelationsanalyse wurde zur Erfassung linearer Beziehungen zwischen Prädiktorvariablen und zur Parameterreduzierung durchgeführt. Die zugrunde liegenden Regressionen zur Abschätzung der Mualem-van-Genuchten Parameter für die untersuchten Böden sind in Tabelle 8 aufgeführt.

Tabelle 8: Regressionen zur Abschätzung der Mualem-van-Genuchten Parameter für 40 belgische Testböden (Vereecken et al. 1989).

Parameter	Regressionsgleichung	Korrelationskoeffizient, r
θ_s	$= 0,81 - 0,283 \cdot \text{TRD} + 0,001 \cdot T$	0,92
θ_r	$= 0,015 + 0,005 \cdot T + 0,014 \cdot \text{org. C}$	0,84
$\log(\alpha)$	$= -2,486 + 0,025 \cdot S - 0,351 \cdot \text{org. C} - 2,617 \cdot \text{TRD} - 0,023 \cdot T$	0,82
$\log(n)$	$= 0,053 - 0,009 \cdot S - 0,013 \cdot T + 0,00015 \cdot S^2$	0,75

T = Ton; S = Sand; TRD = Trockenraumdicke; org. C = organischer Kohlenstoff.

3.2.1.10 AG Bodenkunde (1994)

Auf Grundlage von 6352 Datensätzen der Bundesländer Bayern, Berlin, Brandenburg, Hessen, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Rheinland-Pfalz und Schleswig-Holstein wurde ein Schätzrahmen zur Ableitung der bodenphysikalischen Kennwerte Feldkapazität ($\theta_{pF1,8}$) und nutzbare Feldkapazität ($\theta_{pF1,8-4,2}$) als Funktion der geometrisch gemittelten Werte für Bodenart und effektive Lagerungsdichte bzw. Trockenraumdicke entwickelt, dem empirische Regressionsbeziehungen zugrunde liegen (Krahmer et al. 1995). Für die Berechnung der mittleren Kennwerte der bodenphysikalischen Parameter wurden die Bodenarten in je drei Dichteklassen unterteilt (Tabelle 9).

Kennwerte der Wasserbindung wurden zunächst auf humusfreien Mineralböden bezogen. In Abhängigkeit vom Gehalt organischer Substanz wurden Zuschläge des Wasserhaltevermögens tabellarisch formuliert (Tabelle 10).

Für die Tabellen nach AG Bodenkunde (1994) liegen allerdings keine Angaben zur Qualität der zugrunde liegenden Regressionsbeziehungen vor.

Tabelle 9: Nutzbare Feldkapazität und Feldkapazität [Vol.-%] in Abhängigkeit von Bodenart und Trockenraumdichte (AG Bodenkunde 1994).

Trockenroh- dichte [g/cm ³] Bodenart	nutzbare Feldkapazität			Feldkapazität		
	< 1,45	1,45 – 1,65	> 1,65	< 1,45	1,45 – 1,65	> 1,65
Ss	15,5	11	10,5	22	15,5	14,5
Sl2	19,5	17,5	17	28	24,5	22
Sl3	22,5	18,5	16	34,5	27	24
Sl4	20,5	17,5	14,5	34	29	25,5
Slu	27	21,5	18,5	41,5	32	29
St2	20	13,5	11,5	28,5	22,5	20
St3	-	14,5	12	-	29	26
Su2	19,5	16,5	14,5	27,5	22	20
Su3	24	22	19	32,5	28,5	25,5
Su4	26,5	24,5	21,5	35	31	-
Ls2	20	14,5	13	39,5	32,5	29
Ls3	19,5	15	12,5	41,5	32,5	28,5
Ls4	19	15,5	12	40	32	27,5
Lt2	16,5	13	10,5	44,5	36,5	31,5
Lt3	14,5	10,5	8	45	38,5	33
Lts	15	12	10	45	36,5	30,5
Lu	19,5	16	14	42	35,5	32
Uu	28	25,5	-	41	36,5	-
Uls	26	22,5	20,5	40,5	33,5	31,5
Us	28,5	26	-	41	34	-
Ut2	27,5	25,5	23	40	36	34,5
Ut3	25,5	24	22	38	36	34,5
Ut4	22	20,5	17,5	38	36	33,5
Tt	16	11,5	-	54	42	-
Tl	14	9	-	50	40	-
Tu2	15	10	7,5	50	40,5	35,5
Tu3	15,5	11	6,5	45	37,5	33
Tu4	17	15	-	41	36	-
gSfs	-	14	15	-	17,5	19
mS	-	8	8	-	12	12
mSgs	9,5	8,5	9,5	13,5	13	13,5
mSfs	14	12,5	13,5	16,5	15	17
fS	20,5	20	22	23	22,5	25
fSms	19	16,5	17,5	22	19,5	20

Legende zu Bodenartbezeichnungen: Ss = reiner Sand; Uu = reiner Schluff; Tt = reiner Ton; L = Lehm; t = tonig; u = schluffig; l = lehmig; s = sandig; 2 = schwach; 3 = mittel; 4 = stark; g = grob; m = mittel; f = fein.

Tabelle 10: Zuschläge zu nutzbarer Feldkapazität und Feldkapazität [Vol.-%] in Abhängigkeit von Bodenart und organischer Substanz (AG Bodenkunde 1994).

Bodenart	organische Substanz [Masse-%]	nutzbare Feldkapazität	Feldkapazität
Ss, Su2, Su3, Su4, Sl2, Us, Uu	1 -2	0,5	1,5
	2 - 4	1	3,5
	4 - 8	3	7,5
	8 - 15	3,5	10
Sl3, Slu, St2, Ut2	1 -2	0,5	1,5
	2 - 4	1	3,5
	4 - 8	3	8
	8 - 15	4	11,5
Sl4, Uls, Ut3	1 -2	0,5	1,5
	2 - 4	1	3,5
	4 - 8	3,5	9
	8 - 15	4,5	12
St3, Ls2, Ls3, Ls4, Lt2, Lts, Lu, Ut4, Tu4	1 -2	0,5	2,5
	2 - 4	1,5	4
	4 - 8	4	10
	8 - 15	7	13,5
Lt3, Tu2, Tu3, Tl	1 -2	1	2,5
	2 - 4	2,5	5
	4 - 8	5,5	10,5
	8 - 15	10	15
Tt	1 -2	2	3,5
	2 - 4	5	7,5
	4 - 8	10,5	13
	8 - 15	16	18

Legende zu Bodenartbezeichnungen: Ss = reiner Sand; Uu = reiner Schluff; Tt = reiner Ton; L = Lehm; t = tonig; u = schluffig; l = lehmig; s = sandig; 2 = schwach; 3 = mittel; 4 = stark.

Ein modifizierter Ansatz auf Basis von 6000 Bodenhorizonten der Labordatenbanken der geologischen Dienste mehrerer Bundesländer verwendet Substrat-Horizont Gruppen an Stelle der Bodenart (Riek et al. 1995).

3.2.1.11 Riek et al. (1995)

3427 Horizontdaten der geologischen Landesämter Bayerns, Niedersachsens, Schleswig-Holsteins, Nordrhein-Westfalens, Ostdeutschlands und Berlins wurden nach geologischen Ausgangssubstraten bzw. petrografisch-genetischen Angaben differenziert und in Substrat-Horizont Gruppen eingeteilt. Für verschiedene geologische Ausgangssubstrate wurde je eine Datenmatrix als Grundlage schrittweiser multipler Regressionsanalysen erstellt. Horizonte mit ähnlichen Regressionskoeffizienten wurden zu Horizontgruppen zusammengefasst. Auf Grundlage der substrat-orientierten Zielgrößenberechnung ergaben sich von der AG Bodenkunde (1994) abweichende Zuschläge zur Feldkapazität und nutzbaren Feldkapazität. Dies ist in Tabelle 11 am Beispiel von Ah-Horizonten mit 4 Masse-% organischer Substanz dargestellt.

Tabelle 11: Zuschläge für FK und nFK für Ah-Horizonte mit 4 Masse-% organischer Substanz (Riek et al. 1995).

Substrattyp	Zuschlag zu FK [Vol.-%]	Zuschlag zu nFK [Vol.-%]
Sande	12	2
Salm	11	7,5
Lg/Mg	5	5
Lo	1,5	1,5
Lol	7	3,5
Los	7	3,5
Lhf/Lf	2,5	1
tonige Substrate, br/m, Fst	0	0

Legende zu Substrattypen: Löss (Lo); Lösslehm (Lol); Sandlöss (Los); Sandsubstrate (Sande); Geschiebelehm/-mergel (Lg/Mg); glazialer Lehmsand (Salm); Auen-/Hochflutlehm (Lhf/Lf); brackische, marine Ablagerungen (br/m); Festgestein (Fst).

Für die einzelnen Substrat-Horizonttypen wurden Schätzrahmen zur Ermittlung der bodenphysikalischen Kennwerte aufgestellt, die für die jeweiligen Horizonte in unterschiedlicher Weise die Steuergrößen Trockenraumdichte, Humusgehalt und Bodenart beinhalten (Tabelle 12f).

Tabelle 12: Schätzrahmen bodenphysikalischer Kennwerte für den A-Horizont von Lössböden (Riek et al. 1995).

Horizont	Humus- gehalt [Mas.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]						
			Ut2	Uls	Ut3	Ut4	Tu4	Lu	Tu3
Ah, Al,	0,5	35	26	24,5	23,5	20	16	18	11,5
Ap	1,5	35,5	26,5	25	24	20	16,5	18	12
	3	36	27	25,5	24,5	20,5	17	18,5	12,5
	6	37	28	26,5	25,5	22	18	20	13,5
	m	35,5	26,5	25	24	20,5	16,5	18,5	12

Legende zu Bodenartbezeichnungen: Ss = reiner Sand; Uu = reiner Schluff; Tt = reiner Ton; L = Lehm; t = tonig; u = schluffig; l = lehmig; s = sandig; 2 = schwach; 3 = mittel; 4 = stark.

Tabelle 13: Schätzrahmen bodenphysikalischer Kennwerte für den Bt-Horizont von Lössböden (Riek et al. 1995).

Horizont	Trockenraum- dichte [g/cm ³]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]						
			Ut2	Uls	Ut3	Ut4	Tu4	Lu	Tu3
Bt, Bvt	1,3	35	27,5	26,5	25,5	22,5	19	20,5	15
	1,5		24,5	22,5	22,5	19	15,5	17,5	12
	1,7		21,5	19,5	19,5	16	12,5	14,5	9
	m		23,5	21,5	21,5	18	14,5	16,5	10,5

Legende zu Bodenartbezeichnungen: Ss = reiner Sand; Uu = reiner Schluff; Tt = reiner Ton; L = Lehm; t = tonig; u = schluffig; l = lehmig; s = sandig; 2 = schwach; 3 = mittel; 4 = stark.

3.2.1.12 Batjes (1996)

Auf Grundlage der Gehalte an Ton, Schluff und organischem Kohlenstoff wurden multiple lineare Regressionsgleichungen für Böden der WISE-Datenbank (Batjes 1996)

entwickelt. Die ermittelten Wassergehalte gelten für definierte Wasserspannungen, für die jeweils eine unterschiedliche Anzahl an Kalibrierungsdaten zur Verfügung standen. Aufgrund ihres spezifischen Wasserretentionsverhaltens gingen Ando-, Histo- und Vertisole sowie O-, H- und R-Horizonte nicht in die Berechnungen ein.

Tabelle 14: Lineare Regressionsgleichungen zur Berechnung der Feldkapazität und des permanenten Welkepunkts auf Basis der globalen WISE-Datenbank (Batjes 1996).

Kennwert	Regressionsgleichung	Stichprobenanzahl	Korrelationskoeffizient, r
FK (pF =1,7)	$\theta_{pF1,7} = 0,6681 \cdot T + 0,2614 \cdot U + 2,215 \cdot \text{org. C}$	184	0,96
FK (pF =2,5)	$\theta_{pF2,5} = 0,46 \cdot T + 0,3045 \cdot U + 2,0703 \cdot \text{org. C}$	2949	0,95
nFK	$\theta_{nFK} = 0,1082 \cdot T + 0,1898 \cdot U + 0,7705 \cdot \text{org. C}$	2258	0,90
PWP	$\theta_{PWP} = 0,3624 \cdot T + 0,117 \cdot U + 1,6054 \cdot \text{org. C}$	3860	0,94

T = Ton; U = Schluff; org. C. = organischer Kohlenstoff

Für die Bodentypen der WISE-Datenbank wurde in Abhängigkeit von jeweils 4 Klassen der Bodenart und des organischen Kohlenstoffs die nFK für 100 cm mächtige Bodenprofile abgeschätzt (s. Tabelle 14) und tabellarisch aufgeführt. Nach einem einfachen Ablaufschema („Pedotransfer-Rules“) wird die unbekannte nFK eines fraglichen Bodentyps abgeschätzt.

3.2.1.13 Scheinost et al. (1997)

In einem 1,5 km² großen Intensivmessfeld Bayerns wurden in einem 132 Bodenhorizonte umfassenden Datenkollektiv große Werteschwankungen der Trockenraumdichte (0.8 bis 1.85 g/cm³), des organischen Kohlenstoffs (bis 8,1 Massen-%) und der Korngrößenverteilung (Ton bis Kies) beobachtet, die als Grundlage einer Pedotransfer-Entwicklung dienen sollten. Um eine Überparametrisierung, d.h. zu große Anzahl eingehender Parameter bei einem kleinen Datensatz, zu vermeiden, wurden in Anlehnung an Vereecken et al. (1989) erwartete Beziehungen zwischen der Prädiktor- und der Zielvariablen in die Regressionsgleichung integriert, unwahrscheinlich erscheinende dagegen nicht in die Betrachtung aufgenommen. Beispielsweise wird der residuale Wassergehalt (θ) der van-Genuchten Gleichung (Gleichung 9) allein anhand des Gehalts an Ton und organischem Kohlenstoff abgeschätzt, da ein verstärkter Einfluss ihrer spezifischen Wasserbindungskräfte im trockenen Bereich der pF-Kurve nahe liegt. In die Ermittlung des Sättigungswassergehalts (θ_s) dagegen fließt darüber hinaus die Porosität (Gleichung 3) ein. Die Mualem-van-Genuchten Parameter zur Beschreibung der Porengrößenverteilung, α und n , werden durch die Parameter der Korngrößenverteilung d_g und σ_g , abgeschätzt.

(d_g), der geometrische Mittelwert der Korngrößenverteilung, ist definiert als:

$$d_g = \exp\left[0,01 \cdot \sum_{i=1}^n f_i \cdot \ln M_i\right] \quad \text{Gleichung 20}$$

(σ_g), die korrespondierende Standardabweichung, berechnet sich nach:

$$\sigma_g = \exp\left[\left(0,01 \cdot \sum_{i=1}^n f_i \ln^2 M_i - 0,01 \cdot \sum_{i=1}^n f_i \cdot \ln M_i\right)^{0,5}\right] \quad \text{Gleichung 21}$$

wobei:

- d_g = geometrischer Mittelwert der Korngröße [mm]
- σ_g = Standardabweichung des geometrischen Mittelwerts der Korngröße [mm]
- n = Anzahl der Korngrößenfraktionen [-]
- M_i = Partikeldurchmesser der oberen Grenze einer Korngrößenfraktion [mm]
- f_i = Prozentwert der Bodenmasse mit Durchmesser $\leq M_i$ [-].

Durch Verwendung dieser beiden Parameter der Korngrößenverteilung an Stelle von einzelnen Korngrößenfraktionen wurde eine Verringerung der Eingangsparameter in die Pedotransferfunktion angestrebt. Zur Kreuz-Validierung wurde der aus 132 Bodenhorizonten bestehende Datensatz in einen Kalibrierungs- ($N = 87$) und einen Validierungsteil ($N = 45$) untergliedert. Dabei wiesen Übertragungsfunktionen mit d_g - und σ_g -Werten, die auf lediglich 4 zusammengefassten Korngrößenfraktionen beruhten, eine ähnliche Güte auf wie bei Berücksichtigung der 18 einzelnen Korngrößenfraktionen. Auch stark skeletthaltige Bodenhorizonte konnten durch folgende Regressionsgleichung hinreichend gut abgebildet werden.

Tabelle 15: Regressionen zur Abschätzung der Mualem-van-Genuchten Parameter für 132 Bodenhorizonte Bayerns mit weitem Wertespektrum der Basisparameter (Scheinost et al. 1997).

Parameter	Regressionsgleichung
θ_s	$= 0,85 \cdot \phi + 0,13 \cdot T$
θ_r	$= 0,52 \cdot T + 0,0016 \cdot \text{org. C}$
α	$= 0,0025 + 0,0043 \cdot d_g$
n	$= 0,39 + 2,2 \cdot \sigma_g$

T = Ton; org. C = organischer Kohlenstoff; d_g = geometrischer Mittelwert der Korngrößenverteilung; σ_g = Standardabweichung der geometrischen Korngrößenverteilung; ϕ = Porosität.

3.2.1.14 Schaap und Leij (1998)

Basierend auf 12 Texturklassen wurden aus Messwerten von 2134 Bodenproben Europas und den USA mit insgesamt 20574 Datenpaaren zur Wasserretention regressiv die Mualem-van-Genuchten Parameter entwickelt. Dabei wurde ein hierarchischer An-

satz gewählt, der mit einfachen Prädiktoren die Zielgröße beschreibt und bei Bedarf durch Hinzunahme von und Kombination mit anderen Prädiktoren ergänzt werden kann.

Tabelle 16: Mittlere Mualem-van-Genuchten Parameter für 12 Texturklassen europäischer und US-amerikanischer Standorte; Standardabweichung in Klammern (Schaap und Leij 1998).

Parameter	T	L t	L	S l	S	Texturklasse			U	T u	L tu	L u
						T s	L ts	L s				
θ_s	0,459 (0,107)	0,442 (0,079)	0,399 (0,098)	0,390 (0,070)	0,375 (0,055)	0,385 (0,046)	0,384 (0,061)	0,387 (0,085)	0,489 (0,078)	0,481 (0,080)	0,482 (0,086)	0,439 (0,093)
θ_r	0,098 (0,107)	0,079 (0,076)	0,061 (0,073)	0,049 (0,042)	0,053 (0,029)	0,117 (0,114)	0,063 (0,078)	0,039 (0,054)	0,050 (0,041)	0,111 (0,119)	0,090 (0,082)	0,065 (0,073)
$\log(\alpha)$	-1,825 (0,68)	-1,801 (0,69)	-1,954 (0,73)	-1,459 (0,47)	-1,453 (0,25)	-1,476 (0,57)	-1,676 (0,71)	-1,574 (0,56)	-2,182 (0,30)	-1,790 (0,64)	-2,076 (0,59)	-2,296 (0,57)
$\log(n)$	0,098 (0,07)	0,151 (0,12)	0,168 (0,13)	0,242 (0,16)	0,502 (0,18)	0,082 (0,06)	0,124 (0,12)	0,161 (0,11)	0,225 (0,13)	0,121 (0,10)	0,182 (0,13)	0,221 (0,14)

Texturklassen: T = Ton; U = Schluff; L = Lehm; S = Sand; s = sandig; u = schluffig; t = tonig.

3.2.1.15 Minasny et al. (1999)

Für 218 Standorte Australiens wurde anhand von 842 Bodenproben mittels Daten der Lagerungsdichte, der Porosität (Gleichung 3), des Sättigungswassergehalts, der Korngrößenverteilung sowie der geometrischen Mittelwerte der Korngrößenverteilungen die bodenphysikalischen Kennwerte durch Regressionsanalyse und Bestimmung der Mualem-van-Genuchten Parameter ermittelt. Im Vergleich zu den europäischen Böden der HYPRES-Datenbank (Wösten et al. 2001) zeichnet sich der zugrunde liegende australische Datensatz durch zahlreiche Bodenproben der feinkörnigen Fraktionen aus.

Die organische Bodensubstanz australischer Standorte ist generell relativ gering und wurde oftmals nicht bei der Bodenaufnahme erfasst, so dass Pedotransferfunktionen diesen Basisparameter nicht berücksichtigen. Weiterhin sind die Bereiche der Korngrößenfraktionen der australischen Böden denen der FAO/USDA Definition anzupassen (vgl. Nemes et al. 2001).

Tabelle 17: Nicht-lineare Regressionen zur Ermittlung der bodenphysikalischen Kennwerte für 842 Bodenproben Australiens (Minasny et al. 1999).

Kennwert	Regressionsgleichung
FK (pF =2)	$\theta_{pF2} = 0,17281 + 0,64389 \cdot \phi - 0,24146 \cdot \phi^2 + 0,001735 \cdot U - 0,00003 \cdot U^2 - 0,00102 \cdot S - 0,00001 \cdot S^2 - 0,14684 \cdot d_g$
FK (pF =2,5)	$\theta_{pF2,5} = 0,39350 + 0,29300 \cdot \phi + 0,00855 \cdot T - 0,00003 \cdot T^2 + 0,00754 \cdot U - 0,00002 \cdot U^2 + 0,00476 \cdot S - 0,00001 \cdot S^2 - 0,05326 \cdot d_g$
nFK	$\theta_{nFK} = 1,97571 - 0,19669 \cdot \phi + 0,52921 \cdot \phi^2 - 0,02170 \cdot T + 0,00003 \cdot T^2 - 0,0172 \cdot U - 0,00002 \cdot U^2 - 0,01639 \cdot S - 0,0000252 \cdot S^2 - 0,07054 \cdot d_g - 0,00131 \cdot \sigma_g$
PWP	$\theta_{PWP} = -2,41449 + 0,49579 \cdot \phi + 0,53838 \cdot \phi^2 + 0,03059 \cdot T - 0,00005 \cdot T^2 + 0,02506 \cdot U + 0,02151 \cdot S - 0,00001 \cdot S^2 + 0,01217 \cdot d_g + 0,0016727 \cdot \sigma_g$

T = Ton; U = Schluff; S = Sand; d_g = geometrischer Mittelwert der Korngrößenverteilung; σ_g = Standardabweichung der geometrischen Korngrößenverteilung; ϕ = Porosität.

Tabelle 18: Lineare Regressionsgleichungen zur Parameterberechnung für die van-Genuchten Gleichung (Gleichung 9) für 842 Bodenproben Australiens (Minasny et al. 1999).

Parameter	Regressionsgleichung
θ_r	$\theta_r = -0,00733 + 0,00427 \cdot T + 0,00267 \cdot U$
θ_s	$\theta_s = 0,00110 \cdot T + 0,82607 \cdot \phi$
α	$\alpha = 0,1361 + 1,6929 \cdot d_g$
n	$n = 1,4062 - 0,0050 \cdot \sigma_g$

T = Ton; U = Schluff; d_g = geometrischer Mittelwert der Korngrößenverteilung; σ_g = Standardabweichung der geometrischen Korngrößenverteilung; ϕ = Porosität.

3.2.1.16 Wösten et al. (1999)

3.2.1.16.1 klassifiziert

Nach Ober- und Unterboden getrennt sind 5521 Bodenproben überwiegend landwirtschaftlicher Standorte aus 14 europäischen Ländern mit unterschiedlich detaillierten Angaben zu Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte und organischer Substanz Bestandteil der HYPRES-Datenbank. Darüber hinaus sind insgesamt mehr als 197000 einzelne Wasserretentionsdaten enthalten. Vorliegende pF-Kurven wurden jeweils für Ober- und Unterboden getrennt 5 Texturklassen sowie einer Klasse organisch geprägter Böden zugeordnet. Die pF-Kurven jeder einzelnen Klasse wurden zu einer geometrischen Durchschnittskurve zusammengefasst (Tabelle 19). Für die 11 resultierenden pF-Kurven wurden die Mualem-van-Genuchten Parameter mit einem nicht-linearen Optimierungsprogramm nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate (RETC; van Genuchten et al. 1991) ermittelt. Die Unterteilung in Ober- und Unterboden hat keine klare physikalische Bedeutung. Sie ist vermutlich an die Bodenstruktur gebunden und zeigt nur bei feinkörnigen Böden eine Wirkung, indem beim Oberboden der Anteil der mittleren und groben Poren auf Kosten der Feinporen erhöht wird (Hammel und Kenel 2001).

Tabelle 19: Mualem-van-Genuchten Parameter der geometrischen Durchschnittskurven der 11 Bodenklassen (Wösten et al. 1999).

Parameter	Oberboden					Unterboden					Organisch
	grob	mittel	mittel-fein	fein	sehr fein	grob	mittel	mittel-fein	fein	sehr fein	
θ_s	0,403	0,439	0,430	0,520	0,614	0,366	0,392	0,412	0,481	0,538	0,766
θ_r	0,025	0,010	0,010	0,010	0,010	0,025	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
α	0,0383	0,0314	0,0083	0,0367	0,0265	0,0430	0,0249	0,0082	0,0198	0,0168	0,0130
n	1,3774	1,1804	1,2539	1,1012	1,1033	1,5206	1,1689	1,2179	1,0861	1,0730	1,2039

Texturklassen: grob = Ton < 18 % und Sand > 65 %; mittel = 18 % ≤ Ton < 35 % und 15 % Sand oder Ton < 18 % und 15 % < Sand < 65 %; mittel-fein = Ton < 35 % und Sand < 15 %; fein = 35 % < Ton < 60 %; sehr fein = Ton > 60 %.

3.2.1.16.2 kontinuierlich

Unabhängig von der Klasseneinteilung gingen die Basisdaten der Gehalte an Ton, Schluff und organischer Substanz sowie Trockenraumdichte und als qualitativer Parameter die Angabe zur Datenherkunft (Ober- oder Unterboden) in linearer, reziproker und exponentieller Form sowie Wechselbeziehungen dieser Parameter in eine Regressionsanalyse ein. Resultat waren Mualem-van-Genuchten Parameter, die die Beschreibung des gesamten Datenkollektivs ermöglichen (Tabelle 20). Der residuale Wassergehalt (θ) wurde dabei nicht explizit regressiv definiert und ist gleich Null gesetzt (Hammel und Kennel 2001). Vor Eingabe der Basisparameter sollten numerische Regeln beachtet werden, wie Vermeidung der Division durch 0 oder Logarithmieren von 0. Schluff- und Tongehalte nahe 0, geringe Lagerungsdichten und sehr hohe Werte der organischen Substanz, die zu unrealistischen Ergebnissen führen, sollten vermieden werden. Geeignete Intervalle der Eingabeparameter sind beispielsweise: 0,5 % < Schluff < 99 %; 0,5 % < Ton < 90 %; Trockenraumdichte > 0,5 g/cm³; organische Substanz < 18 % bei Ton > 60 %, bzw. organische Substanz < 12 % + 0,1 · Ton für Ton < 60 % (Hammel und Kennel 2001).

Tabelle 20: Kontinuierliche Pedotransferfunktionen der gesamten HYPRES-Datenbasis zur Bestimmung der Mualem-van-Genuchten Parameter (Wösten et al. 1999).

Parameter	Regressionsgleichung	Korrelationskoeffizient, r
θ_s	$= 0,7919 + 0,001691 \cdot T - 0,29619 \cdot TRD - 0,000001491 \cdot U^2 + 0,0000821 \cdot \text{org.Sub.}^2 + 0,02427 \cdot T^{-1} + 0,01113 \cdot U^{-1} + 0,01472 \cdot \ln(U) - 0,0000733 \cdot (\text{org.Sub.} \times T) - 0,000619 \cdot (TRD \times T) - 0,001183 \cdot (TRD \times \text{org.Sub.}) - 0,0001664 \cdot (OB \times U)$	0,87
θ_r	$\equiv 0$	-
α^*	$= -14,96 + 0,03135 \cdot T + 0,0351 \cdot U + 0,646 \cdot \text{org.Sub.} + 15,29 \cdot TRD - 0,192 \cdot OB - 4,671 \cdot TRD^2 - 0,000781 \cdot T^2 - 0,00687 \cdot \text{org.Sub.}^2 + 0,0449 \cdot \text{org.Sub.}^{-1} + 0,0663 \cdot \ln(U) + 0,1482 \cdot \ln(\text{org.Sub.}) - 0,04546 \cdot (TRD \times U) - 0,4852 \cdot (TRD \times \text{org.Sub.}) + 0,00673 \cdot (OB \times T)$	0,44
n^*	$= -25,23 - 0,02195 \cdot T + 0,0074 \cdot U - 0,1940 \cdot \text{org.Sub.} + 45,5 \cdot TRD - 7,24 \cdot TRD^2 + 0,0003658 \cdot T^2 + 0,002885 \cdot \text{org.Sub.}^2 - 12,81 \cdot TRD^{-1} - 0,1524 \cdot U^{-1} - 0,01958 \cdot \text{org.Sub.}^{-1} - 0,2876 \cdot \ln(U) - 0,0709 \cdot \ln(\text{org.Sub.}) - 44,6 \cdot \ln(TRD) - 0,02264 \cdot (TRD \times T) + 0,0896 \cdot (TRD \times \text{org.Sub.}) + 0,00718 \cdot (OB \times T)$	0,73

$\alpha^* = \ln(\alpha)$; $n^* = \ln(n - 1)$; T = Ton; U = Schluff; TRD = Trockenraumdichte; org.Sub. = organische Substanz; OB = qualitativer Oberbodenparameter mit Wert von 1 oder 0.

3.2.1.17 Tomasella et al. (2000)

Zur Ermittlung der nFK für Böden Brasiliens, die verbreitet durch eine duale Porosität (z.B. Oxisole) und nur geringe Schluffgehalte von ca. 10 bis 20 Masse-% gekennzeichnet sind, wurden 517 pF-Kurven zur Entwicklung einer neuen Pedotransferfunktion herangezogen, die mit 113 weiteren pF-Kurven kreuz-validiert wurde. Grundlage bildeten Daten der Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte und organischer Kohlenstoff. Als Ersatzgröße der Feldkapazität bei pF = 2,5 wurde das Wasseräquivalent eingesetzt, als das in der Feinerde verbleibendes Bodenwasser nach 30-minütigem Zentrifugieren mit 2400 U/min bezeichnet wird. Als Ausgangssituation der stufenweisen Optimierung der Mualem-van-Genuchten Parameter wurde der residuale Wassergehalt (θ_r) mit dem permanenten Welkepunkt und der Sättigungswassergehalt (θ_s) mit der Porosität (Gleichung 3) gleichgesetzt. Die Anzahl der in die Pedotransferfunktion eingehenden Parameter wurde auf diejenigen begrenzt, durch die der jeweilige Mualem-van-Genuchten Parameter am weitesten erklärt wurde. Auf diese Weise wurde Kolinearitäten zwischen den Prädiktorvariablen begegnet. Die in Tabelle 21 aufgeführten multiplen linearen Regressionen der Mualem-van-Genuchten Parameter zeichnen die gemessenen pF-Kurven besser nach als die Ansätze von Saxton et al. (1986) und Vereecken et al. (1989).

Tabelle 21: Lineare Regressionsgleichungen zur Parameterberechnung für die van-Genuchten Gleichung (Gleichung 9) für 517 Bodenproben Brasiliens (Tomasella et al. 2000).

Parameter	Regressionsgleichung	Korrelationskoeffizient, r
θ_s	$= 83,2778 - 0,0556 \cdot U + 23,5536 \cdot M_e - 28,1694 \cdot TRD + 0,0079 \cdot (GS \times U) - 0,0050 \cdot (GS \times T) + 0,0021 \cdot (FS \times T) - 0,0010 \cdot GS^2$	0,92
θ_r	$= -10,3977 + 0,2494 \cdot U + 0,2898 \cdot T + 54,7640 \cdot M_e + 5,8190 \cdot TRD - 0,0082 \cdot U^2 - 0,0015 \cdot T^2$	0,91
$\ln(\alpha)$ [1/10 hPa]	$= 248,3130 + 2,1614 \cdot T - 377,1065 \cdot M_e - 355,0657 \cdot TRD + 0,1196 \cdot (GS \times FS) + 0,1537 \cdot (GS \times U) + 0,0745 \cdot (FS \times T) + 0,0279 \cdot GS^2$	0,64
$\log(n)$ $\times 100$	$= 232,1787 - 168,9308 \cdot M_e - 0,0546 \cdot (GS \times U) - 0,0535 \cdot (FS \times T) - 0,0091 \cdot GS^2 + 0,0169 \cdot FS^2$	0,61

T = Ton; U = Schluff; GS = Grobsand (0,2 - 2 mm); FS = Feinsand (0,05 - 0,2 mm); TRD = Trockenraumdichte; M_e = äquivalenter Wassergehalt [-].

3.2.1.18 Schaap et al. (2001)

Mit dem Datensatz aus Schaap und Leij (1998), der 2134 Proben umfasst, wurden unter Anwendung neuronaler Netze (vgl. Gleichung 14) mit dem Programm ROSETTA die Mualem-van-Genuchten Parameter bestimmt. Beginnend mit einfachen Ansätzen wurden Datensätze verschiedener Komplexität nach einem hierarchischen System zur Parameterermittlung getestet. Zunächst wurde die Vorhersage der Mualem-van-Genuchten Parameter lediglich auf Texturklassen aufgebaut. In der nächsthöheren Ebene wurden die absoluten Sand-, Schluff- und Tongehalte herangezogen. Eine weitere Komplizierung wurde durch Kombination der Korngrößenfraktionswerte mit der Trockenraumdichte erreicht. Schaap et al. (2001) geben keine anwendbare klassierte oder kontinuierliche Gleichung zur Bestimmung der Zielgrößen an, vermutlich aufgrund der vergleichsweise komplizierten und kaum verallgemeinerbaren Struktur der verwendeten neuronalen Netze. In Tabelle 22 sind die erreichten Gütekriterien der 3 Ansätze wiedergegeben.

Tabelle 22: Quadratwurzelfehler zur Beurteilung der ermittelten einzelnen Mualem-van-Genuchten Parameter (RMSE, s. Gleichung 16) zur Bewertung der gesamten pF-Kurve, getrennt nach eingesetzten Prädiktoren (Schaap et al. 2001).

Prädiktor	θ_s	θ_r	$\log(\alpha)$	$\log(n)$	RMSE [cm ³ /cm ³]
Texturklasse	0,143	0,066	0,203	0,452	0,078
Korngrößenanteile	0,178	0,086	0,238	0,473	0,076
Korngrößenanteile \times Trockenraumdichte	0,581	0,094	0,265	0,495	0,068

Durch Erhöhung der Komplexität der Prädiktoren wurde die sehr hohe Genauigkeit der abgeschätzten pF-Kurve weiter leicht verbessert.

3.2.1.19 O'Connell und Ryan (2002)

Zur Entwicklung von Pedotransferfunktionen zur Abschätzung bodenphysikalischer Kennwerte dienten 59 Proben mit bekannten Wassergehalten bei Wasserspannungen

von 50 (und damit abweichend von der in Deutschland geltenden Definition für FK von 63 hPa) und 15000 hPa zweier Kleineinzugsgebiete unter Eukalyptus. Eingangsdaten in Regressionsmodelle bildeten neben indirekten Größen wie Zahlenwerte zu Farbtiefe und -art der Munsell-Farbtafel auch direkte wie der Gehalt an Skelettfragmenten und die Korngrößenanteile der Feinerde. Hier wurde weiter in Korngrößenbestimmung im Labor und -abschätzung im Gelände unterschieden. Im Gegensatz zur Annahme, dass die Feldkapazität durch Parameter wie Trockenraumdichte und Bodenstruktur und der permanente Welkepunkt durch Gehalt an Ton und organischer Substanz beeinflusst wird, zeigten nicht erwartete Variablen enge Beziehungen zu diesen bodenphysikalischen Kennwerten:

Tabelle 23: Lineare Regressionsgleichungen zur Berechnung der Feldkapazität und des permanenten Welkepunkts eines bewaldeten Kleineinzugsgebiets Australiens (O'Connell und Ryan 2002).

Kennwert	Regressionsgleichung	Korrelationskoeffizient, r	RMSE [cm ³ /cm ³]
„FK“	$17,47 + 0,46 \cdot T_{\text{labor}}$	0,82	3,93
(hier: pF = 1,7)	$26,99 + 0,39 \cdot T_{\text{labor}} - 0,17 \cdot X_{5-50} - 2,38 \cdot \text{Farb}_{\text{tiefe}}$	0,85	3,68
	$19,17 + 0,41 \cdot T_{\text{feld}}$	0,65	5,26
	$35,79 + 0,35 \cdot T_{\text{feld}} \cdot 2,38 \cdot \text{Farb}_{\text{tiefe}} - 0,32 \cdot X_{5-50}$	0,80	4,20
PWP	$0,94 + 0,54 \cdot T_{\text{labor}}$	0,92	2,84
	$-2,80 + 0,46 \cdot T_{\text{labor}} + 1,06 \cdot \text{Farb}_{\text{art}}$	0,95	2,36
	$2,85 + 0,47 \cdot T_{\text{feld}}$	0,72	4,87
	$12,43 + 0,39 \cdot T_{\text{feld}} - 4,01 \cdot \text{Farb}_{\text{tiefe}} + 0,75 \cdot \text{Boden}$	0,82	4,10

T_{labor} = Tongehalt bestimmt unter Laborbedingungen; T_{feld} = Tongehalt bestimmt unter Feldbedingungen; X_{5-50} = Gehalt an Skelettfragmenten zwischen 5 und 50 mm Durchmesser; $\text{Farb}_{\text{tiefe}}$ = Zahlenwert der Munsell-Farbtafel; Farb_{art} = Zahlenwert der Munsell-Farbtafel; Boden = integrative Variable.

3.2.1.20 Teepe et al. (2003)

3.2.1.20.1 Abschätzung von nFK und PWP auf Grundlage der Korngrößenverteilung

Auf Grundlage von 1850 pF-Kurven von Waldböden Deutschlands wurden anhand von Daten zur Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte und organischem Kohlenstoff die bodenphysikalischen Kennwerte nutzbare Feldkapazität und permanenter Welkepunkt über multiple Regression hergeleitet (Tabelle 24).

Da sich der Gehalt an organischem Kohlenstoff weitgehend komplementär zur Trockenraumdichte zu verhalten scheint, wurde nur letztere in die multiplen Regressionsgleichungen integriert.

Tabelle 24: Multiple Regressionsgleichungen zur Berechnung der nutzbaren Feldkapazität und des permanenten Welkepunkts auf der Datenbasis von 1850 Waldböden Deutschlands (Teepe et al. 2003).

Kennwert	Regressionsgleichung	Korrelationskoeffizient, r
nFK	$\theta_{nFK} = 0,4172514 + 0,1641025 \cdot TRD - 0,0012394 \cdot T + 0,00061115 \cdot U$	0,62
PWP	$\theta_{PWP} = 0,154365 + 0,002341 \cdot T - 0,001086 \cdot S$	0,71

T = Ton; U = Schluff; S = Sand; TRD = Trockenraumdichte.

3.2.1.20.2 Abschätzung von nFK, PWP und van-Genuchten Parametern auf Grundlage von Texturklassen

Auf Grundlage der Untergliederung in Bodenarten nach AG Bodenkunde (1994) wurden mittels Clusteranalyse die bei der forstlichen Standortaufnahme gebräuchlichen Texturklassen auf 10 statistisch voneinander trennbare Klassen reduziert (Tabelle 25).

Tabelle 25: Zusammenfassung der Texturklassen der forstlichen Standortaufnahme (AG Bodenkunde 1994) zu 10 neuen Texturklassen auf der Datenbasis von 1850 Waldböden Deutschlands (Teepe et al. 2003).

	Nummer der neuen Texturklasse									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Bodenarten nach	Ss	Sl3	Ls4	Slu	Us	Uu	Lu	Tu3	Lt2	Tt
AG Bodenkunde	Sl2	Sl4		Ls2	Uls	Ut2	Ut4		Lts	Tl
(1994)	Su2	Su3			Ls3	Ut3	Tu4			Tu2
	St2	Su4								
		St3								

Legende zu Bodenartbezeichnungen: Ss = reiner Sand; Uu = reiner Schluff; Tt = reiner Ton; L = Lehm; t = tonig; u = schluffig; l = lehmig; s = sandig; 2 = schwach; 3 = mittel; 4 = stark.

Neben den Texturklassen wurde das Datenkollektiv in 5 Klassen der Trockenraumdichten mit besonderer Berücksichtigung geringer Dichten unterteilt. Für jede Kombination aus Textur- und Dichteklasse wurden nutzbare Feldkapazität und permanenter Welkepunkt regressiv ermittelt und die Mualem-van-Genuchten Parameter unter Verwendung des pF-Kurven Optimierungsprogramms RETC (van Genuchten et al. 1991) bestimmt und tabelliert (Tabelle 26). Dabei wurde der residuale Wassergehalt (θ_r) mit dem permanenten Welkepunkt gleichgesetzt.

Tabelle 26: Nutzbare Feldkapazität, permanenter Welkepunkt und Mualem-van-Genuchten Parameter für das Datenkollektiv, nach Textur und Trockenraumdichte klassifiziert (Teepe et al. 2003).

Trockenraumdichte [g/cm ³]	Textur- klasse	nFK	PWP [Vol.-%]	θ_s	n	α [1/ 10 hPa]
< 1 (TRD 1)	1	26,8	16,6	69,8	1,170	0,302
	2	25,2	13,4	68,8	1,203	0,260
	3	24,7	15,0	68,3	1,939	0,020
	4	31,8	13,1	70,6	1,213	0,124
	5	29,2	17,8	66,5	1,184	0,086
	6	27,8	17,6	76,6	1,185	0,245
	7	24,7	17,6	65,6	1,167	0,156
	8	22,6	28,2	68,0	1,102	0,239
	9	28,4	23,2	70,8	1,148	0,125
	10	24,5	20,5	72,2	1,146	0,346
1,0 - 1,25 (TRD 2)	1	21,2	8,6	56,2	1,238	0,301
	2	20,4	10,2	56,4	1,191	0,419
	3	21,2	15,1	57,9	1,193	0,158
	4	19,8	15,8	56,0	1,147	0,349
	5	24,4	14,5	55,6	1,186	0,086
	6	28,6	13,0	56,2	1,211	0,042
	7	21,9	17,1	54,6	1,137	0,163
	8	23,5	21,7	58,4	1,126	0,090
	9	24,3	19,2	54,2	1,130	0,064
	10	15,1	27,1	56,1	1,081	0,423
1,25 - 1,45 (TRD 3)	1	19,7	5,1	47,8	1,655	0,060
	2	20,9	10,8	48,5	1,191	0,203
	3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
	4	16,1	17,6	49,1	1,112	0,466
	5	21,8	13,6	48,2	1,159	0,103
	6	25,2	14,2	47,9	1,201	0,025
	7	19,5	19,0	47,6	1,124	0,053
	8	16,1	21,4	48,6	1,085	0,655
	9	24,3	16,7	45,7	1,189	0,008
	10	15,4	27,9	49,2	1,084	0,033
1,45 - 1,65 (TRD 4)	1	15,8	7,3	41,5	1,218	0,352
	2	17,5	11,4	41,6	1,166	0,181
	3	22,4	9,2	42,1	1,246	0,039
	4	14,3	17,3	40,8	1,103	0,170
	5	22,5	11,6	41,5	1,210	0,024
	6	19,7	17,0	41,0	1,159	0,014
	7	19,9	17,6	40,6	1,166	0,008
	8	13,7	22,6	41,1	1,086	0,047
	9	13,0	22,4	41,1	1,087	0,044
	10	14,2	23,5	41,2	1,092	0,018
> 1,65 (TRD 5)	1	17,0	7,3	36,2	1,237	0,074
	2	14,4	11,8	34,9	1,132	0,272
	3	14,3	13,1	31,3	1,124	0,027
	4	10,5	19,5	33,0	1,074	0,034
	5	19,3	14,6	36,3	1,200	0,006
	6	12,4	19,1	36,3	1,146	0,005
	7	11,6	21,8	35,4	1,099	0,098
	8	10,5	22,8	35,8	1,068	0,041
	9	11,2	21,5	35,4	1,081	0,022
	10	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

n.b. = nicht bestimmt.

3.2.1.20.3 kontinuierliche Abschätzung der van-Genuchten Parameter

Über multiple Regression wurden die Mualem-van-Genuchten Parameter für den gesamten 1850 Bodenproben umfassenden Datensatz berechnet. Dabei ergab die Kurvenanpassung für den residualen Wassergehalt (θ) meistens Null, so dass als Ersatzgröße der permanente Welkepunkt bestimmt wurde.

Tabelle 27: Kontinuierliche Pedotransferfunktionen der gesamten Datenbasis zur Bestimmung der Mualem-van-Genuchten Parameter für Waldböden (Teepe et al. 2003).

Parameter	Regressionsgleichung	Korrelationskoeffizient, r
θ_s	$= 0,9786 - 0,36686 \cdot \text{TRD}$	0,99
θ_{PWP}	$= 0,11125 + 0,021736 \cdot T^2 - 0,000943 \cdot U$	0,68
α^*	$= 55,576 - 4,433 \cdot \text{TRD} - 0,002 \cdot U^2 - 0,470 \cdot T - 0,066 \cdot (S / \text{TRD}) - 3,683 \cdot S^{0,5} - 0,0359 \cdot (U / \text{TRD}) - 0,0016 \cdot S^2 - 3,6916 \cdot U^{0,5} + 1,8643 \cdot \ln(S) + 1,575 \cdot \ln(U)$	0,43
n^*	$= -2,8497 + 0,00027395 \cdot S^2 + 0,01637 \cdot U$	0,59

$\alpha^* = \ln(\alpha)$; $n^* = \ln(n - 1)$; T = Ton; U = Schluff; S = Sand; TRD = Trockenraumdichte.

3.2.2 kapillarer Aufstieg

Die für die kapillare Nachlieferung von Bodenwasser entscheidende Größe der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (K_u) steht in einer engen Abhängigkeit zum Wasserpotential des Bodens und lässt sich durch eine empirische Gleichung (Gardner 1958) beschreiben:

$$K_u = a / (\psi^n + b) \quad \text{Gleichung 22}$$

wobei:

K_u = ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm/d]

ψ = Wasserspannung [cm]

a, b, n = Koeffizienten;

für grob texturierte Substrate: a/b = 400, n = 4

für fein texturierte Substrate: a/b = 4, n = 1,5.

Für stationären Fluss ergibt sich die Beziehung der kapillaren Aufstiegsrate nach (Slattery 1967):

$$v_z = a \cdot [(d\psi / dz) - 1] / (\psi^n + b) \quad \text{Gleichung 23}$$

wobei:

v_z = kapillare Aufstiegsrate [cm/d]
 a, b, n = Koeffizienten
 für grob texturierte Substrate: $a/b = 400, n = 4$
 für fein texturierte Substrate: $a/b = 4, n = 1,5$
 z = Höhe über Grundwasserspiegel [cm]
 ψ = Wasserspannung [cm].

Bei vorgegebener Wasserspannung und plausibler kapillarer Aufstiegsrate kann die Aufstiegshöhe berechnet werden nach (Gardner 1958):

$$z = - \int_0^{\psi} \frac{d\psi}{1 + v_z / K_u} \quad \text{Gleichung 24}$$

wobei:

z = kapillare Aufstiegshöhe
 K_u = ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit
 ψ = Wasserspannung [cm]
 v_z = kapillare Aufstiegsrate [cm/d]

3.2.2.1 AG Bodenkunde (1994)

Auf Grundlage bundesweiter bodenphysikalischer Erhebungen wurde für unterschiedliche kapillare Aufstiegshöhen in Abhängigkeit von Bodenart und effektiver Lagerungsdichte die mittlere kapillare Aufstiegsrate abgeleitet und zur Anwendung unter Feldbedingungen tabellarisch aufbereitet (AG Bodenkunde 1994).

Tabelle 28: Mittlere kapillare Aufstiegsrate [mm/d] für verschiedene Aufstiegshöhen in Abhängigkeit von Bodenart und effektiver Lagerungsdichte [g/cm³] (AG Bodenkunde 1994).

Bodenart	Lag. Dichte	Kapillare Aufstiegshöhe [dm]													
		2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	17	20	
mSgs	1,4 – 1,8	> 5,0	5,0	1,5	0,5	0,2	< 0,1	-	-	-	-	-	-	-	
	> 1,8	> 5,0	5,0	1,2	0,3	0,2	< 0,1	< 0,1	-	-	-	-	-	-	
mS	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	3,0	1,2	0,5	0,2	< 0,1	-	-	-	-	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	2,5	1,0	0,2	< 0,2	-	-	-	-	-	-	
fS	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	3,0	1,5	0,7	0,3	0,15	< 0,1	-	-	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	2,5	0,1	0,4	0,1	< 0,1	-	-	-	-	
Sl2, St2, Su2	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,5	2,5	1,5	0,7	0,4	0,1	< 0,1	-	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,0	2,0	1,0	0,5	0,2	< 0,1	-	-	-	
Sl3, Su3	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	5,0	3,5	2,0	1,5	1,0	0,5	0,1	< 0,1	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,5	3,0	1,5	1,0	0,5	0,1	< 0,1	-	-	
Su4, Slu	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	5,0	3,0	2,0	1,0	0,5	0,15	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,5	2,5	1,5	0,7	0,3	< 0,1	-	
St3, Sl4	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	3,0	2,0	1,0	0,7	0,4	0,15	< 0,1	-	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	2,5	1,5	0,7	0,5	0,2	< 0,1	-	-	-	
Uu, Us	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	5,0	3,5	2,0	1,0	0,5	0,15	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,5	3,5	3,0	3,0	2,5	1,0	0,7	0,3	< 0,1	
Ut2, Ut3, Uls	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,5	3,0	2,5	1,5	0,7	0,3	< 0,1	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,5	3,5	2,5	2,0	1,5	0,8	0,4	0,2	< 0,1	
Ls2, Ls3, Ls4	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	3,5	2,0	1,3	0,8	0,5	0,3	0,15	< 0,1	-	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	2,5	1,0	0,7	0,4	0,3	0,15	< 0,1	-	-	-	
Lu, Ut4, Tu4	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,5	3,5	2,5	2,0	1,5	0,8	0,4	0,2	< 0,1	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	3,5	2,5	1,2	1,0	0,7	0,4	0,2	0,1	< 0,1	
Lt2, Tu3	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	4,0	2,0	1,0	0,7	0,5	0,3	0,2	0,1	< 0,1	-	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	2,0	1,0	0,5	0,4	0,3	0,15	0,1	< 0,1	-	-	-	
Lts, Lt3	1,4 – 1,8	> 5,0	> 5,0	2,5	1,2	0,7	0,5	0,3	0,2	0,15	< 0,1	-	-	-	
	> 1,8	> 5,0	> 5,0	1,2	0,6	0,35	0,25	0,15	0,1	0,1	< 0,1	-	-	-	
Tt, Tl, Tu2	1,4 – 1,8	4,0	2,0	1,1	0,7	0,5	0,4	0,35	0,3	0,22	0,17	0,14	0,1	< 0,1	
	> 1,8	1,5	0,7	0,4	0,3	0,25	0,18	0,15	0,12	0,1	< 0,1	-	-	-	

Legende zu Bodenartbezeichnungen: Ss = reiner Sand; Uu = reiner Schluff; Tt = reiner Ton; L = Lehm; t = tonig; u = schluffig; l = lehmig; s = sandig; 2 = schwach; 3 = mittel; 4 = stark; g = grob; m = mittel; f = fein.

In einem weiteren Ansatz wurden die bodenartenabhängigen kapillaren Aufstiegshöhen bei einer vorgegebenen kapillaren Aufstiegsrate von 0,3 mm/d aufgeführt.

Tabelle 29: Bodenartenabhängige kapillare Aufstiegshöhe [dm] bei einer kapillaren Aufstiegsrate von 0,3 mm/d (AG Bodenkunde 1994).

Bodenart	Kapillare Aufstiegshöhe [dm] bei kapillarer Aufstiegsrate von 0,3 mm/d
gS, mSgs	6
mSfs	9
fS	17
Sl2, St2, Su2	18
Sl3, Sl4, St3, Su3	22
Su4, Slu	24
Uu, Us	27
Ut2, Ut3, Ut4, Lu, Uls	26
Ls3, Ls4	14
Ls2	20
Lts, Lt2, Tu4, Tu3	13
Tt, Tl, Tu2, Lt3	16

Legende zu Bodenartbezeichnungen: Ss = reiner Sand; Uu = reiner Schluff; Tt = reiner Ton; L = Lehm; t = tonig; u = schluffig; l = lehmig; s = sandig; 2 = schwach; 3 = mittel; 4 = stark; g = grob; m = mittel; f = fein.

3.2.2.2 Soet und Stricker (2003)

Für 2 Sandstandorte im Niger und den Niederlanden sowie einen schluffigen Lehm in den USA wurden die Datenbanken ROSETTA, HYPRES und ein semi-physikalischer Ansatz (Arya et al. 1999a und b) zur Entwicklung einer Pedotransferfunktion verwendet um die kapillare Aufstiegshöhe (z) abzuschätzen. Für die Sandstandorte standen 18 bzw. 36, für den schluffigen Lehm 57 Bodenproben zur Verfügung.

Auf Basis der Datenbanken ROSETTA und HYPRES wurden über multiple Regressionsanalysen die Mualem-van-Genuchten Parameter der hydraulischen Leitfähigkeitsfunktion (van Genuchten 1980) bestimmt:

$$K(\theta_e) = K_s \cdot \theta_e^l \cdot [1 - (1 - \theta_e^{1/m})^m]^2 \quad \text{Gleichung 25}$$

wobei:

$K(\theta_e)$ = hydraulische Leitfähigkeit bei effektiver Sättigung [L/T]

θ_e = effektive Sättigung, def. als $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$

K_s = gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [L/T]

L = Tortuositätskoeffizient zur Beschreibung des Umwegfaktors im Porenverlauf

M = empirischer Parameter; (Gleichung 9)

Der semi-physikalische Ansatz (Arya et al. 1999a und b) basierte auf einer Beziehung zwischen Korngrößenfraktion und zugehöriger Wasserspannung, die mit den Fließgleichungen nach Darcy und Hagen-Poiseuille kombiniert wurde und die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit bestimmt. Dieser Ansatz benötigt lediglich Daten der Korngrößenverteilung. In die Bestimmung der ungesättigten Leitfähigkeit über die van-Genuchten Gleichung gingen dagegen Basisdaten zu Ton-, Schluff-, Sandgehalt und

Trockenraumdichte (ROSETTA), bzw. Gehalte an Ton, Schluff, organischer Substanz und Trockenraumdichte (HYPRES) ein. Als Referenzwerte dienten im Labor an denselben Bodenproben nachvollzogene Werte. Die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit floss ihrerseits in Gleichung 24 zur Ermittlung der kapillaren Aufstiegshöhe ein. Für die Wasserspannung (ψ) wurden -1000 hPa und für die kapillare Aufstiegsrate (v_z) 0,01 cm/d; 0,05 cm/d; 0,1 cm/d; bzw. 0,2 cm/d angenommen.

Die mit den regressiven und semi-physikalischen Verfahren erzielten Ergebnisse weichen unterschiedlich stark von den Referenzwerten ab.

Tabelle 30: Über regressive und semi-physikalische Verfahren abgeschätzte kapillare Aufstiegshöhe [cm] im Vergleich zu Referenzwerten (Soet und Stricker 2003).

Standort	Methode	kapillare Aufstiegshöhe (z) [cm]	
		Mittelwert	Standardabweichung
Sand (Niger)	ROSETTA	82,0	3,9
	HYPRES	68,8	10,3
	Arya et al.	166,1	5,0
	Referenz	87,9	21,0
Sand (Niederlande)	ROSETTA	82,8	7,1
	HYPRES	86,2	10,4
	Arya et al.	163,2	13,7
	Referenz	55,0	21,2
schluffiger Lehm (USA)	ROSETTA	144,3	11,6
	HYPRES	114,4	10,6
	Arya et al.	-	-
	Referenz	47,3	36,6

Annahmen: Wasserspannung = 1000 hPa, kapillare Aufstiegsrate = 0,2 cm/d.

Für verschiedene verwendete kapillare Aufstiegsraten ergaben sich bei einer angenommenen Wasserspannung von -1000 hPa unterschiedliche kapillare Aufstiegshöhen.

Tabelle 31: Über regressive und semi-physikalische Verfahren abgeschätzte kapillare Aufstiegshöhe [cm] im Vergleich zu Referenzwerten bei unterschiedlichen kapillaren Aufstiegsraten (v_z) (Soet und Stricker 2003).

Standort	Methode	$v_z = 0,01$ cm/d	$v_z = 0,05$ cm/d	$v_z = 0,1$ cm/d	$v_z = 0,2$ cm/d
Sand (Niger)	ROSETTA	170,1	115,6	97,5	82,0
	HYPRES	176,9	107,3	86,1	68,8
	Arya et al.	401,5	261,9	211,0	116,1
	Referenz	163,8	117,5	101,7	87,9
Sand (Niederlande)	ROSETTA	184,5	120,4	100,0	82,8
	HYPRES	261,2	146,0	112,5	86,2
	Arya et al.	378,1	242,2	199,7	163,2
	Referenz	144,8	89,8	71,0	55,0
schluffiger Lehm (USA)	ROSETTA	455,9	262,3	198,0	144,3
	HYPRES	446,1	227,8	163,5	114,4
	Arya et al.	-	-	-	-
	Referenz	154,5	86,4	65,0	47,3

Annahme: Wasserspannung = 1000 hPa.

4 Diskussion

4.1 Eignung von Pedotransferfunktionen für Waldstandorte in Deutschland

4.1.1 Zielgrößen FK, nFK und PWP

Wesentlich für die Übertragbarkeit von Pedotransferfunktionen auf andere Standorte ist deren Ähnlichkeit im Hinblick auf das zugrunde liegende Dateninventar. Daher lassen sich selbst umfangreiche Datenbanken nordamerikanischen und europäischen Ursprungs, wie beispielsweise HYPRES (Wösten et al. 1999), nicht vorbehaltlos auf andere Gebiete weltweit übertragen. Untersuchungen zur Eignung verschiedener Pedotransferfunktionen für eine bestimmte Untersuchungsregion bekräftigen die Bedeutung der „Training area“ (O’Connell und Ryan 2002) einer Übertragungsfunktion für ihren späteren Einsatzbereich. So schnitt für 298 Bodenproben Flanderns (Cornelis et al. 2001) beispielsweise die an 40 ebenfalls belgischen Böden entwickelte Pedotransferfunktion von Vereecken et al. (1989) im Vergleich zu anderen Ansätzen am besten ab. Die Unterteilung eines Gesamt-Datenkollektivs in Untergruppen gleichen Bodentyps (Pachepsky und Rawls 1999) zur exakteren Beschreibung bodenhydraulischer Verhältnisse ist ein weiterer Ausdruck der Bedeutung möglichst ähnlicher Datengrundlagen bei Modellentwicklung und -übertragung.

Für Regionen mit spezifischen Bodeneigenschaften ist daher die Entwicklung eigener Pedotransferfunktionen erforderlich. Beispiele sind die Funktionen von Tomasella et al. (2000) für schluffarme Böden Brasiliens oder der Ansatz nach Minasny et al. (1999) für die in Australien vermehrt auftretenden tonig-lehmigen Böden. Im Umkehrschluss eignen sich diese für spezielle Regionen entwickelten Funktionen kaum für eine Anwendung auf Waldstandorte in Deutschland und werden bei der weiteren Diskussion nicht berücksichtigt. Dies betrifft insbesondere die Ansätze nach Beke und McCormick (1985), Minasny et al. (1999), Tomasella et al. (2000), und O’Connell und Ryan (2002).

Gleichfalls sind an landwirtschaftlichen Standorten entwickelte Funktionen nur eingeschränkt auf Waldböden übertragbar, da letztere vor allem im Oberboden weniger durch mechanische Bodenverdichtung beeinträchtigt sind. So sind z.B. Trockenraumdichten im Oberboden deutscher Waldstandorte mit 0,6 bis 1,6 g/cm³ deutlich geringer als an vergleichbaren Agrarstandorten mit > 1,2 g/cm³ (Teepe et al. 2001). Infolge intensiver Bioturbation und fehlender Strukturveränderung sind Oberböden an Waldstandorten oftmals durch einen höheren Makroporenanteil gekennzeichnet (z.B. Sobieraj et al. 2001, Scheinost et al. 1997). Um die in Kapitel 3.2.1 vorgestellten Pedotransferfunktionen im Hinblick auf ihre Eignung für Waldböden einschätzen zu können, soll zunächst ein tabellarischer Überblick über die Wertebereiche der zugrunde liegenden Basisdaten gegeben werden (Tabelle 32).

Tabelle 32: Wertespannen der Eingabeparameter zur Entwicklung der in Kapitel 3 skizzierten Pedotransferfunktionen.

Autor	Korngrößenverteilung				organ. Kohlenstoff [g/kg]	Trockenroh-dichte [g/cm ³]	Porosität [-]	Sättigungsfeuchte [Vol.-%]	Bodentiefenbereich	Farbtiefe [-]
	Ton [Mas. %]	Schluff [Mas. %]	Sand [Mas. %]	Kies [Mas. %]						
Gupta und Larson (1979)	0 - 65	1 - 72	5 - 98		0 - 134*	0,74 – 1,74				
Arya und Paris (1981)	3 - 55	11 - 65	2 - 70			1,40 – 1,52				
Rawls et al. (1982)	0 - 93	0 - 93	0 - 99		1 - 73*	0,70 – 2,09				
De Jong et al. (1983)	0 - 66	11 - 57	11 - 81		3 - 67					
Cosby et al. (1984)	0 - 60	7 - 70	6 - 92							
Beke und McCormick (1985)	9 - 41	11 - 70	1 - 75		1 - 28*	1,13 – 1,77				
Haverkamp und Parlange (1986)						1,50 – 1,75	0,36 – 0,43	0,27 – 0,36		
Saxton et al. (1986)	5 - 60	-	5 - 95							
Vereecken et al. (1989)	0 - 54	0 - 80	5 - 97		0 - 66	1,04 – 1,83				
AG Bodenkunde (1994)**	0 - 75	0 - 90	0 - 95		1 - 87*	0,17 – 1,98				
Riek et al. (1995)	0 - 82	0 - 92	0 - 99		unbekannt	unbekannt			ja	
Batjes (1996)	5 – 87	5 - 67			1 - 68					
Scheinost et al. (1997)	3 - 54	3 - 68	2 - 88	0 - 64	0 - 87*	0,80 – 1,79				
Schaap und Leij (1998)	0 - 89	6 - 89	1 - 100		unbekannt	0,46 – 1,79				
Wösten et al. (1999) (<i>klassiert</i>)	unbekannt		unbekannt		unbekannt				ja	
Wösten et al. (1999) (<i>kontinuierlich</i>)	unbekannt	unbekannt			unbekannt	unbekannt			ja	
Minasny et al. (1999)	27 (±16)	18 (±10)	54 (±21)			1,43 (±0,22)	0,46 (±0,08)	0,41 (±0,08)		
Tomasella et al. (2000)	2 - 96	0 - 71	0 - 93		0 - 60	0,78 – 1,91				
O'Connell und Ryan (2002)	Lab: 5 – 52 Feld: 2 - 40	Lab: 10 – 28 Feld: 0 - 15	Lab: 30 – 83 Feld: 45 - 98	0 - 38	0 - 57	0,85 – 1,92			ja	1 – 8
Teepe et al. (2003)	1 - 81	1 - 92	2 - 98		4 - 70	0,50 – 1,90				
Soet und Strikker (2003)	1 - 26	2 - 80	14 - 97		5 - 37	1,44 – 1,68				

*Umrechnung von organischer Substanz in organischen Kohlenstoff über Division durch 1,72 (Tietje und Tapkenhinrichs 1993); Standardabweichung: (±XY); ** Daten abgeschätzt aus Kraemer et al. (1995)

Wird als Auswahlkriterium für Pedotransferfunktionen, welche potenziell für Waldböden geeignet sind, ein Trockenraumdichtebereich zwischen $0,6 - 1,6 \text{ g/cm}^3$ zugrunde gelegt, so ist nach Tabelle 32 die Eignung folgender Übertragungsfunktionen für Waldstandorte unwahrscheinlich: Arya und Paris (1981), Beke und McCormick (1985), Haverkamp und Parlange (1986) und Vereecken et al. (1989). Für die Funktionen von De Jong et al. (1983) Saxton et al. (1986) und Riek et al. (1995) fehlen Angaben zum Spektrum der Trockenraumdichte. Da die Ableitung bei De Jong et al. (1983) für landwirtschaftliche Standorte in Kanada erfolgte, kann nicht von einer Eignung für Waldböden ausgegangen werden. Saxton et al. (1986) verzichteten zudem auf die organische Substanz als Eingangsparameter, sodass auch diese Funktion hier nicht näher betrachtet wird.

Hilfreich für die Beurteilung der verbleibenden Pedotransferfunktionen aus Tabelle 32 im Hinblick auf ihre Eignung für Waldstandorte sind insbesondere **Validierungsstudien durch Drittautoren**. Wenn für eine Pedotransferfunktion derartige Untersuchungen **nicht vorliegen** (z.B. **AG Bodenkunde 1994, Teepe et al. 2003**), kann die Übertragbarkeit lediglich anhand ihrer Kalibrierungsparameter und der erzielten Modellgüte eingeschätzt werden. Für eine weitere Gruppe von Funktionen liegen jedoch **nicht einmal Angaben zur Qualität** der zugrunde liegenden funktionalen Beziehungen vor. Dies gilt u.a. für das Tabellenwerk von **AG Bodenkunde (1994)**.

Eine umfassende Validierungsstudie für die bis zu diesem Zeitpunkt bekannten Funktionen legten Tietje und Tapkenhinrichs (1993) vor. Der Validierungsdatensatz umfasste 1116 Einzelproben mit Angaben zu Drucksättigungsbeziehungen, Korngrößenverteilung, Kohlenstoffgehalt und Lagerungsdichte. Die Proben zeichneten sich durch weite Wertebereiche der Eingangsparameter aus, z.B. einen relativ hohen Maximalgehalt an organischem Kohlenstoff (229 g/kg) und eine niedrige minimale Trockenraumdichte ($0,37 \text{ g/cm}^3$). Diese Werte sind mit denen unverdichteter Waldböden hoher Luftkapazität (Teepe et al. 2001) vergleichbar. Tietje und Tapkenhinrichs (1993) machen allerdings keine Angaben zur Herkunft der Proben ihres Validierungsdatensatzes. Einige der frühen Beschreibungen der Drucksättigungsbeziehung einzelner Wasserspannungsstufen zeigten beträchtliche Über- bzw. Unterschätzungen der als Referenz dienenden Messwerte. Dies betrifft von den aus Tabelle 32 verbleibenden Funktionen den Ansatz von Rawls et al. (1982) und die Beziehung von Gupta und Larson (1979). Darüber hinaus entspricht die Verwendung gestörter Proben bei Gupta und Larson (1979) nicht mehr dem heutigen Stand der Wissenschaft. Auch für 5 chilenische Sande und Schluffe mit geringen Gehalten organischer Substanz und Trockenraumdichten $> 1,26 \text{ g/cm}^3$ lieferten diese beiden Übertragungsfunktionen keine befriedigenden Ergebnisse (Bonilla und Cancino 2001).

Neben den Beziehungen von Gupta und Larson (1979) und Rawls et al. (1982) testeten Tietje und Tapkenhinrichs (1993) mit Hilfe ihres Validierungsdatensatzes auch die Ansätze nach Arya und Paris (1981), Cosby et al. (1984), Saxton et al. (1986) sowie Vereecken et al. (1989). Obwohl der Funktionsansatz von **Vereecken et al. (1989)**

insgesamt den Evaluierungsdatensatz **am genauesten** beschreiben konnte, zeigten sich auch bei dieser Pedotransferfunktion Defizite in der angemessenen Abbildung geringer Trockenraumdichten, etwa des humosen Horizonts eines Podsoles. Auf das eingeschränkte Spektrum an Trockenraumdichten des Kalibrierungsdatensatzes (1,04 – 1,83 g/m²) von Vereecken et al. (1989) wurde bereits weiter oben in diesem Kapitel hingewiesen.

Neben der Studie von Tietje und Tapkenhinrichs (1993) gibt es weitere Untersuchungen, welche Indizien für eine relativ **universelle Einsetzbarkeit** des Ansatzes von **Vereecken et al. (1989)** für landwirtschaftliche (Kern 1995) und forstliche (Hammel und Kennel 2001, siehe weiter unten in diesem Kapitel) Böden liefern: Bei der Beschreibung der Feldkapazität und des permanenten Welkepunkts von 23333 Datenpunkten *landwirtschaftlich* genutzter Böden der USDA-Datenbank zeigte Vereecken et al. (1989) im Vergleich zu Gupta und Larson (1979), Rawls et al. (1982), De Jong et al. (1983), Cosby et al. (1984) und Saxton et al. (1986) die beste Übereinstimmung mit den Urdaten (Kern 1995).

Ein Test nationaler (HUN), kontinentaler (HYPRES) und interkontinentaler Datenbanken (ICO) zur Beschreibung von pF-Kurven 7 ungarischer Böden zeigte keine signifikanten Ergebnisunterschiede (Nemes et al. 2003). Dieser Befund relativiert möglicherweise den Begriff der „Training area“ (O’Connell und Ryan 2002) und weist auf die Möglichkeit einer Übertragung von Pedotransferfunktionen zwischen Regionen vergleichbaren Klimas und Pedologie hin.

Für Böden unter *landwirtschaftlicher* Nutzung erzielten Wösten et al. (2001) im Unterschied zu den Ergebnissen der beiden Studien von Tietje und Tapkenhinrichs (1993) und Bonilla und Cancino (2001) unter Verwendung der Beziehungen von Gupta und Larson (1979) und Rawls et al. (1982) zufriedenstellende Resultate bei der Vorhersage von Feldkapazität und permanentem Welkepunkt: Bei der Untersuchung von 400 Bodenproben lagen Quadratwurzelfehler (Gleichung 16) der nach Gupta und Larson (1979) und Rawls et al. (1982) vorhergesagten Bodenfeuchte ebenso bei lediglich 5 Vol.-%, wie die Ergebnisse der Pedotransferfunktionen von Beke und McCormick (1985), Schaap und Leij (1998) oder Minasny et al. (1999).

Im Rahmen der Parametrisierung eines Wasserhaushaltsmodells wurden für vier Forststandorte unter Fichte, Eiche und Buche in Bayern die Ergebnisse der Pedotransferfunktionen von Vereecken et al. (1989), Schaap und Leij (1998) und Wösten et al. (1999) mit Messwerten verglichen (Hammel und Kennel 2001). Für alle Pedotransferfunktionen ergaben sich bei den Waldböden ähnliche Quadratwurzelfehler des vorausgesagten Wassergehalts (Gleichung 16) wie sie auch bei den Datensätzen beobachtet wurden, die für die Funktionsentwicklung verwendet wurden. Die Quadratwurzelfehler lagen für den Ansatz nach Schaap und Leij (1998) bei 9 Vol.-%, bei **Verecken et al. (1989)** und **Wösten et al. (1999)** bei 5 Vol.-%.

Zur Berücksichtigung der geringen Trockenraumdichte der humosen Oberböden an Waldstandorten verwendeten Hammel und Kennel (2001) aus der HPYRES-

Datenbank (Wösten et al. 1999) einen speziell für **organische Böden** entwickelten Datensatz (Tabelle 33) und verglichen diesen mit Messwerten.

Tabelle 33: van-Genuchten der HYPRES-Datenbank (Wösten et al. 1999) für organische Böden (aus Hammel und Kennel 2001).

Parameter	θ_s	θ_r	$\log(\alpha)$	$\log(n)$
HYPRES _{organisch}	0,766	0,01	0,11	0,081

Die auf Grundlage dieser Übertragungsfunktion abgeschätzten Wassergehalte zeigten allerdings einen **mittleren Fehler** nach Gleichung 15 von 17 Vol.-%, der **dreimal so hoch** lag wie die an die Messwerte nach van Genuchten et al. (1991) angepasste Ausgleichskurve (Hammel und Kennel 2001).

In einer weiteren Studie wurde die HYPRES-Datenbank (Wösten et al. 1999) für 245 forstlich genutzte Monitoringstandorte Europas im Rahmen einer Wasserhaushaltsmodellierung mit SWATRE eingesetzt (De Vries et al. 2001). Neben der Korngrößenverteilung dienten Angaben zur Bodentiefe als Eingabeparameter. A- und E-Horizonte wurden den Ober-, B- und C-Horizonte den Unterböden zugeordnet. Modellvalidierungen an den Standorten Speuld (Niederlande) und Solling (Deutschland) ergaben nach Einschätzung der Autoren De Vries et al. (2001) eine ausreichend gute Beschreibung gemessener Wasserspannungen und -gehalte. Aufgrund des Fehlens konkreter Angaben zur Passgüte der Übertragungsfunktionen trägt die Studie von De Vries et al. (2001) allerdings kaum zur Einschätzung des Wösten et al. (1999) – Modells im Vergleich zu Alternativfunktionen bei.

Die auf einer breiten Datengrundlage in Deutschland aufbauenden Schätztabelle der AG Bodenkunde (1994) umfassen einen weiten Wertebereich bei den Eingangsparametern. Grundsätzlich wäre somit eine Verwendung für Waldböden möglich. Unterhalb einer Lagerungsdichte von $1,45 \text{ g/cm}^3$ wird jedoch nicht bezüglich der bodenhydraulischen Kenngrößen differenziert. Außerdem liegen keine Angaben zur Qualität der zugrunde liegenden funktionalen Beziehungen vor. Ebenso wenig sind Testergebnisse mit unabhängigen Validierungsdatensätzen bekannt.

Auch für das Modell von Scheinost et al. (1997) sind keine Validierungsstudien durch Drittautoren bekannt. Es wurde für ein räumlich heterogenes Untersuchungsgebiet in Bayern, das unter anderem von mechanischer Bodenverdichtung unbeeinflusste Schilfstreifen umfasste, entwickelt. Nach Scheinost et al. (1997) ermöglichte dieses Modell für diesen Standort gegenüber dem Ansatz nach Vereecken et al. (1989) eine um 60% verbesserte Voraussage der Drucksättigungskurve. Dies wurde insbesondere auf die explizite Integration des Bodenskeletts und damit von Grob- und Makroporen (vgl. Haverkamp und Parlange 1986), geringer Trockenraumdichten sowie hoher C_{org} -Gehalte zurückgeführt (Scheinost et al. 1997). Das Modell von Scheinost et al. (1997) basiert allein auf der Tonfraktion als eingehender Bodenart, beinhaltet jedoch zusätzlich eine Korngrößenverteilungsfunktion. Diese Übertragungsfunktion wurde für einen

Landschaftsausschnitt mit hoher Bodenvariabilität erstellt (Scheinost et al. 1997), bewaldete Flächenanteile sind allerdings nicht dokumentiert. Aufgrund des weiten Spektrums an Trockenraumdichten im Kalibrierungsdatensatz, der „training area“ Bayern und den Angaben von Scheinost et al. (1997) zur Qualität der Schätzbeziehung könnte sich dieser Ansatz zur Übertragung auf Waldstandorte eignen. Da bisher allerdings keine Tests dieses Modells durch Drittautorene bekannt sind, müsste im Vorfeld einer Anwendung für Waldstandorte eine umfassende Validierungsstudie durchgeführt werden.

Ganz ohne den Eingabeparameter Humus- bzw. Kohlenstoffgehalt kommen die von Teepe et al. (2003) auf Grundlage von 1850 Waldböden Deutschlands entwickelten Pedotransferfunktionen aus. Der Gehalt organischen Kohlenstoffs kommt allerdings indirekt durch die Beeinflussung der Trockenraumdichte zum Ausdruck (Teepe et al. 2003). Auf Grundlage von Bodenart oder Korngrößenverteilung und Dichteklasse oder exakter Lagerungsdichte werden mehrere Formeln sowohl zur Abschätzung von nFK und PWP als auch zur Bestimmung der kompletten Mualem-van-Genuchten-Parameter angeboten. Mit den Eingangsparametern Korngrößenverteilung und Trockenraumdichte wurden für den umfangreichen Entwicklungsdatensatz bei der Bestimmung von nFK und PWP allerdings deutlich geringere Korrelationskoeffizienten erzielt als beispielsweise in der Untersuchung von O'Connell und Ryan (2002) für zwei bewaldete Kleineinzugsgebiete unter Eukalyptus (Tabelle 23, Zeilen mit T_{Labor} als Eingangsgröße). Mögliche Ursache hierfür ist das weitaus größere Spektrum an Korngrößen und Trockenraumdichten bei Teepe et al. (2003). Gegenüber der Untersuchung von Scheinost et al. (1997) zeichnen sich **Teepe et al. (2003)** durch ihre **explizite Konzipierung für Forststandorte** aus. Unabhängige **Validierungsstudien liegen** bisher noch **nicht vor**. Die Veröffentlichung der Studie durch Teepe et al. (2003) liegt allerdings erst wenige Monate zurück.

Die Unzulänglichkeiten vieler Pedotransferfunktionen bei der Wiedergabe hydraulischer Parameter locker gelagerter humoser Oberböden von Waldstandorten wurden mehrfach dokumentiert (u.a. Tietje und Tapkenhinrichs 1993, Hammel und Kennel 2001). Zudem sind die Erfolgsaussichten bei der expliziten Berücksichtigung des Humusgehaltes als Eingangsparameter ungewiss (Hammel und Kennel 2001). Es sollte daher erwogen werden, auch die bisher nicht validierten Ansätze von **Teepe et al. (2003)** näher zu **prüfen**. Unabdingbar wäre bei Teepe et al. (2003) allerdings die Vorschaltung einer eigenen Validierungsstudie für BZE-Standorte (Kapitel 4.2.1), was aber auch für einige andere der hier diskutierten Funktionen gilt (siehe weiter oben in diesem Kapitel).

Zusammenfassung:

- Bisher können lediglich die Ansätze nach Wösten et al. (1999) und Vereecken et al. (1989) als für Waldstandorte validiert gelten. Bei der Vorhersage des Wassergehalts sind Fehler von ca. 5 Vol.% zu erwarten. Einschränkungen gelten für humusreiche Böden.
- Die Modelle nach Teepe et al. (2003) sind die einzigen, welche speziell für Waldstandorte in Deutschland entwickelt wurden. Vor einer weiteren Verwendung dieser Ansätze wäre allerdings eine eigene Validierungsstudie unabdinglich. Auch Scheinost et al. (1997) könnte evtl. in diese Validierungsstudie einbezogen werden.
- Auch der in der Praxis weit verbreitete Ansatz nach AG Bodenkunde (1994) könnte in eine Validierungsstudie integriert werden. Für diese Funktion liegt weder eine Dokumentation der Qualität der Schätzbeziehungen noch eine unabhängige Validierung vor.

4.1.2 Zielgröße kapillarer Aufstieg

Die Berechnung des kapillaren Aufstiegs hängt wesentlich von der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (K_u) ab, die im Ansatz nach van Genuchten (1980) (Gleichung 25) eine Funktion der effektiven Sättigung (θ_e) darstellt. Der für die effektive Sättigung entscheidende Parameter Sättigungswassergehalt (θ_s) kann nach Gleichung 4 abgeschätzt werden. Der ebenfalls benötigte residuale Wassergehalt (θ_r) wird häufig gleich 0 bis 0,01 (Wösten et al. 1999) oder 0,04 bis 0,12 (Schaap und Leij 1998) gesetzt.

Für 4 bayerische Forststandorte mit der HYPRES-Datenbank (Wösten et al. 1999) und der Klassenmethode nach Schaap und Leij (1998) ermittelte Werte der **gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit** (K_s) wiesen allerdings **erhebliche Abweichungen zu den Messwerten** auf (Hammel und Kennel 2001), was auf die walddtypische Aggregierungsdynamik im Oberboden bei Trocknungs-Befeuchtungszyklen zurückgeführt wurde. Der gewählte Tortuositätskoeffizient (Gleichung 25) betrug hierbei 0,5 (Schaap und Leij 1998) bzw. 0,4 (Wösten et al. 1999).

Für ebenfalls grobporige Schuttböden eines versiegelten Industriegeländes mit einem Kiesgehalt von bis zu 5 Masse-% wurde die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit nach van Genuchten (1980) (Gleichung 25) unter Wahl eines Tortuositätsfaktors um 2,5 verwendet, wodurch eine verbesserte Berücksichtigung des Grobboden- und -porenanteils erzielt wurde (Gerke 2002).

Die Tabellen der **AG Bodenkunde (1994)** zur Abschätzung der kapillaren Aufstiegs-höhe und -rate umfassen einen breiten Wertebereich bei den Eingangsparametern (Tabelle 32), sind jedoch **nur für Trockenraumdichten > 1,4 g/cm³** wiedergegeben

(Tabelle 28). Eine **Beurteilung** der zugrunde liegenden Regressionsgleichungen ist zudem **nicht möglich**.

Die einzige vorliegende Studie, welche sich intensiv mit der Kalibrierung von Pedotransferfunktionen für den kapillaren Aufstieg befasst, ist der Übertragungsansatz von **Soet und Stricker (2003)**. Dieser beschränkt sich allerdings auf Lagerungsdichten zwischen 1,44 und 1,68 g/cm³ (Tabelle 32) und lässt sich somit **nicht auf** einen Großteil von **typischen Waldstandorten** in Deutschland **übertragen**. Soet und Stricker (2003) gelang es, auf Grundlage der ROSETTA- (Schaap et al. 2001) und der HYPRES-Datenbanken (Wösten et al. 1999) vorliegende Labormessungen des kapillaren Aufstiegs bei **sandigem Substrat sehr gut** nachzubilden (Tabelle 30 und Tabelle 31). Bei bindigerem Substrat sind die Abweichungen von Labormessungen allerdings höher (bis zu ca. 300 % des Laborwertes). Demgegenüber erscheint der nur für sandige Böden untersuchte semi-physikalische Ansatz nach Arya et al. (1999a und b) als ungeeignet zur Beschreibung des kapillaren Aufstiegs (Soet und Stricker 2003). Unabhängige Tests dieser von Soet und Stricker (2003) neu entwickelten Funktionen stehen bislang allerdings noch aus.

Zusammenfassung:

- **Insgesamt liegen bisher keine Pedotransferfunktionen zur Abschätzung des kapillaren Aufstieges vor, welche speziell für Waldstandorte entwickelt wurden oder die sich uneingeschränkt auf Waldstandorte übertragen lassen.**
- **Einzelne Tests bestehender Modelle lassen zudem die Erfolgsaussichten im Sinn der Fragestellung der vorliegenden Studie als ungewiss erscheinen.**
- **Der Ansatz nach Soet und Stricker (2003) könnte für relativ dicht lagernde Sandböden geeignet sein, müsste aber zunächst noch in einer Validierungsstudie geprüft werden. In diese Studie könnten auch die Tabellen nach AG Bodenkunde (1994) einbezogen werden.**
- **Angesichts der ungewissen Erfolgsaussichten hinsichtlich der Zielgröße „kapillarer Aufstieg“ soll in Kapitel 5.2 eine alternative Vorgehensweise skizziert werden, mit Hilfe derer die Bilanzkomponenten des Wasserhaushalts ohne die Verwendung des Eingabeparameters „kapillarer Aufstieg“ ermittelt werden könnten.**

4.2 Eignung von Pedotransferfunktionen für BZE-Standorte

4.2.1 Zielgrößen FK, nFK und PWP

Weitere Voraussetzung für die Übertragung existierender Pedotransferfunktionen auf BZE-Standorte ist neben der Eignung für Waldstandorte (Kapitel 4.1) die Kompatibilität mit der Datengrundlage der BZE.

4.2.1.1 Datengrundlage: Bodenart, Trockenraumdichte und Humusgehalt

Gemäß der Vorhabenbeschreibung für die vorliegende Studie existieren für die BZE I – Standorte lediglich Angaben zu **Bodenart, Trockenraumdichte und Humusgehalt**. Dies schränkt die potenzielle Anwendbarkeit der in der Literatur dokumentierten Pedotransferfunktionen für FK, PWP und nFK (Kapitel 3.2.1) stark ein. Grundsätzlich **kommen für diese Standorte somit lediglich** die tabellierten Ansätze nach **AG Bodenkunde (1994), Riek et al. (1995), Schaap und Leij (1998), Wösten et al. (1999)** („klassifiziert“, Kapitel 3.2.1.16.1), **Schaap et al. (2001)** („Texturklasse“ / **ROSETTA**) und **Teepe et al. (2003)** („klassifiziert“, Kapitel 3.2.1.20.2) infrage.

Neben den bodenphysikalischen Kenngrößen PWP, FK und nFK können mit Hilfe von Schaap und Leij (1998), Schaap et al. (2001) und Teepe et al. (2003) auch die sogenannten Mualem-van-Genuchten-Parameter, welche eine stetige pF-Kurve beschreiben, bestimmt werden. Im Gegensatz zu den übrigen hier aufgeführten Methoden wurden die Funktionen von Teepe et al. (2003) speziell für bewaldete Standorte entwickelt, wobei aber unabhängige Tests noch ausstehen.

Es gibt allerdings eine Reihe von Hinweisen, dass die Erfolgsaussichten bei der Ableitung von hydraulischen Parametern auf Grundlage von Bodenarten prinzipiell nur eingeschränkt vorhanden sind: In den Studien von O'Connell und Ryan (2002) oder Schaap et al. (2001) ergaben Abschätzungen des Ton-, Schluff- und Sandgehalts im Feld deutlich schlechtere Korrelationskoeffizienten zwischen Messergebnissen und durch Regressionsgleichungen bestimmten Werten als dies bei der Verwendung der Korngrößenverteilung als Eingangsparmeter der Fall war.

Hörmann et al. (2003) machen zudem darauf aufmerksam, dass es kein international einheitliches Klassifizierungssystem von Bodenarten gibt. Die Übertragbarkeit der konkreten Datengrundlage (hier: BZE) muss somit für jede einzelne Pedotransferfunktion separat geprüft werden. Vorsicht ist insbesondere auch bei der Verwendung älterer Daten geboten: Bei der Neufassung von Klassifikationssystemen werden Textur- und Lagerungsdichteklassen teilweise modifiziert (z.B. AG Bodenkunde 1982, 1994, 2004). So wurde der Bereich für die Lagerungsdichte „gering“ („LD2“) von ursprünglich 1,2 – 1,4 g/cm³ (AG Bodenkunde 1982) auf 1,4 – 1,6 g/cm³ erhöht (AG Bodenkunde 1994) (Tabelle 34). In der aktuellen Version der bevorstehenden Neufassung der Kartieranleitung ist demgegenüber eine Spanne von 1,3 – 1,55 g/cm³ aufgeführt (AG Bodenkunde 2004). Analoges gilt u.a. für die Bodenart Sand (Tabelle 34).

Tabelle 34: Beispiele für die Modifikation von Textur- und Lagerungsdichteklassen bei der Weiterentwicklung von Klassifikationssystemen.

Quelle	Anteil der Korngrößenfraktion „Mittelsand“ (0,2 – 0,63 mm) bei der Bodenart „Mittelsand“ (Masse- %)	Lagerungsdichte „gering“, „LD2“
„KA3“ (AG Bodenkunde 1982)	70 – 100	1,2 – 1,4 g/cm ³
„KA4“ (AG Bodenkunde 1994)	65 – 100	1,4 – 1,6 g/cm ³
„KA5“ (AG Bodenkunde 2004) ¹⁾	70 – 80 oder 70 – 100, wobei fS ≤ mS - 60	1,3 – 1,55 g/cm ³

¹⁾ in Vorbereitung; fS = Feinsand (0,063 – 0,2 mm); mS = Mittelsand (0,2 – 0,63 mm)

Zusammenfassung:

Mit der Mindest-Datengrundlage der BZE I (Bodenart, Trockenraumdicke und Humusgehalt), können nur wenige der in der Literatur beschriebenen Pedotransferfunktionen parametrisiert werden. Unter Berücksichtigung der Ausführungen in Kapitel 4.1.1 „Eignung von Pedotransferfunktionen für Waldstandorte in Deutschland - Zielgrößen FK, nFK und PWP“ könnten folgende Ansätze näher untersucht werden:

- Wösten et al. (1999) („klassifiziert“); die Validierung bei Hammel und Kenkel (2001) oder die Verwendung bei De Vries et al. (2001) (Kapitel 4.1.1) bezieht sich allerdings auf Wösten et al. (1999) („kontinuierlich“), sodass der klassifizierte Ansatz von Wösten et al. (1999) für BZE-Standorte zunächst noch mit Hilfe weiterer Untersuchungen überprüft werden müsste (Kapitel 5.1).
- Schaap et al. (2001) („Texturklasse“ / ROSETTA) sollte ebenfalls geprüft werden, da diese Funktion auch die Ableitung von Mualem-van-Genuchten-Parameter ermöglicht (vgl. Kapitel 5.2).
- Teepe et al. (2003) („klassifiziert“) („speziell für Waldstandorte neu entwickelt, aber nicht validiert“) und AG Bodenkunde (1994) („weit verbreitet, aber nicht validiert“) sollten ebenfalls in eine Voruntersuchung mit einbezogen werden.
- Einschränkung: Es gibt zahlreiche Hinweise in der Literatur, dass die Einteilung in Texturklassen zu unpräzise ist, um zufriedenstellende Vorhersagen bodenphysikalischer Eigenschaften zu treffen.
- Bei der Interpretation von Daten zur Bodenart und Lagerungsdichte ist zudem Vorsicht geboten: Textur- und Lagerungsdichteklassen werden in der Literatur nicht einheitlich verwendet.

4.2.1.2 Datengrundlage: Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte und Humusgehalt

Für **BZE-Standorte**, an denen auch die Korngrößenverteilung gemessen wurde (vgl. Kap. 1.1.2) lässt sich die Auswahl möglicher Pedotransferfunktionen wesentlich erweitern. In die folgenden Betrachtungen werden daher Übertragungsfunktionen, welche Angaben zur Korngrößenverteilung erfordern, einbezogen.

Auf Grundlage von **Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte und Humusgehalt** können prinzipiell alle in Kapitel 3 und Tabelle 32 aufgeführten Pedotransferfunktionen parametrisiert werden. Einige Funktionen benötigen zusätzliche Prädiktorvariablen wie Porosität und Sättigungswassergehalt (Haverkamp und Parlange 1986, Minasny et al. 1999), die sich aus den verfügbaren Basisdaten näherungsweise nach Gleichung 3 und Gleichung 4 bestimmen lassen. **Somit lassen sich alle Pedotransferfunktionen aus Kapitel 4.1.1, die für Waldstandorte in die engere Wahl gezogen wurden, grundsätzlich auch an BZE-Standorten, von denen eine Korngrößenverteilung vorliegt, einsetzen.**

In der Literatur wurden mehrfach Versuche unternommen, weitere Parameter, welche auch im Rahmen der BZE erhoben werden, als unmittelbare Eingangsgröße für Pedotransferfunktionen zu verwenden. Hierzu zählen beispielsweise Skelettgehalt oder Farbtiefe und -art (O'Connell und Ryan 2002) oder nach Ober- und Unterboden unterschiedene Gefügeeigenschaften (Wösten et al. 1999). Diese Bemühungen ergaben allerdings in der Regel keine wesentliche Verbesserung des Anpassungsergebnisses und/oder sind auf spezielle Regionen beschränkt (z.B. O'Connell und Ryan 2002: Eukalyptusforsten in Australien). Sie können derzeit daher für BZE-Standorte kaum empfohlen werden.

Die im Rahmen der Anwendbarkeit von bodenartbasierten Pedotransferfunktionen bereits diskutierten Einschränkungen bei der Übersetzung der Datengrundlage in Eingabeparameter der Funktionen gilt auch für Ansätze, welche auf der Korngrößenverteilung beruhen: Teilweise stimmen die Grenzen verschiedener Korngrößenklassen nicht überein (Nemes et al. 1999).

Zusammenfassung:

- **Für BZE-Standorte mit der Datengrundlage Korngrößenverteilung, Trockenraumdichte und Humusgehalt können grundsätzlich alle Pedotransferfunktionen, welche sich potenziell für Waldstandorte eignen (Kapitel 4.1.1), eingesetzt werden. In der Regel sind hierzu allerdings weitere Voruntersuchungen zu empfehlen („Validierungsstudie“, vgl. Kapitel 4.1.1 und 5.1).**
- **Im Einzelnen handelt es sich hierbei um die Ansätze nach**
 - o **Vereecken et al. (1989) [für Wald validiert!]**

- **Wösten et al. (1999)** („kontinuierlich“) [für Wald validiert!] und
- **Teepe et al. (2003)** („Korngrößenfraktionen“, „kontinuierlich“)
- **Bei einer entsprechend breit angelegten Validierungsstudie für BZE-Standorte könnte zusätzlich evtl. auch Scheinost et al. (1997) berücksichtigt werden.**
- **Analoges gilt für den weit verbreiteten, aber unvalidierten Ansatz nach AG Bodenkunde.**

4.2.2 Zielgröße kapillarer Aufstieg

Für die Zielgröße kapillarer Aufstieg konnten **keine ohne Vorbehalt für Wald geeigneten** und bereits validierten **Pedotransferfunktionen** identifiziert werden (Kapitel 4.1.1).

Auf Grundlage noch durchzuführender Tests könnten die Ansätze von **Soet und Stricker (2003)** und **AG Bodenkunde (1994)** näher **evaluiert werden**: Der Kalibrierungsdatensatz von Soet und Stricker (2003) und die tabellierten Werte zur kapillaren Aufstiegshöhe der AG Bodenkunde (1994) beschränken sich allerdings auf Lagerungsdichten von $> 1,4 \text{ g/cm}^3$.

Angesichts der ungewissen Erfolgsaussichten für die Zielgröße kapillarer Aufstieg soll daher in **Kapitel 5.2** eine **Alternativstrategie** für Wasserhaushaltssimulationen grundwassernaher Standorte angedeutet werden, welche ggf. einen Verzicht auf die Bestimmungsgröße „kapillarer Aufstieg“ erlauben würde.

Zusammenfassung:

- **Es konnten keine uneingeschränkt für BZE-Standorte geeigneten Pedotransferfunktionen zur Abschätzung des kapillaren Aufstieges ermittelt werden.**
- **Neben einem Test der vorliegenden, voraussichtlich nur eingeschränkt anwendbaren Funktionen (AG Bodenkunde 1994, Soet und Stricker 2003) sollte die in Kapitel 5.2 beschriebene Alternativstrategie evaluiert werden.**

5 Schlussfolgerungen und Empfehlungen

5.1 Zielgrößen FK, nFK und PWP

Zur Beschreibung bodenphysikalischer Kennwerte liegt eine Reihe von Pedotransferfunktionen vor, welche auf unterschiedlichen Prinzipien beruhen. Ein wesentliches **Unterscheidungsmerkmal** ist hierbei, ob die **Drucksättigungskurve stetig** abgebildet wird (z.B. Wösten et. al. 1999 „kontinuierlich“, Schaap et al. 2001) **oder** sich die Pedotransferfunktion auf die **Wiedergabe einzelner Punkte** der Kurve, in der Regel FK, nFK, PWP, beschränkt (z.B. AG Bodenkunde 1994, Teepe et al. 2003 „nFK und PWP-Abschätzung“).

Zur Beantwortung der Fragestellung der vorliegenden Studie wäre prinzipiell die Beschränkung auf die vorgegebenen Punkte der pF-Kurve ausreichend. Bei Verwendung einer **stetigen Pedotransferfunktion** ließe sich allerdings möglicherweise ohne Mehraufwand die Bandbreite verfügbarer Wasserhaushaltsmodelle für zukünftige Modellsimulationen des Wasserhaushalts von BZE-Standorten (Kapitel 1) wesentlich erweitern. In diesem Fall könnten auch die prozessorientierten sogenannten Richards-Modelle zum Einsatz kommen (vgl. z.B. Hörmann et al. 2003). Diese bilden erfahrungsgemäß den Wasserhaushalt realitätsnäher ab als sogenannte Speichermodelle (Hörmann et al. 2003). Ein weiterer Aspekt ergibt sich durch den dann eventuell möglichen **Verzicht auf kapillaren Aufstieg als direkte Bestimmungsgröße** (Kapitel 5.2).

Die in Kapitel 3 dokumentierten Pedotransferfunktionen tragen in unterschiedlichem Ausmaß den spezifischen Eigenschaften von Waldböden im Erfassungsbereich der Bodenzustandserhebung Rechnung. Dies gilt insbesondere für die Berücksichtigung der in der Regel humusreichen Oberböden, welche sich durch hohe Gehalte organischen Kohlenstoffs und geringe Trockenraumdichten auszeichnen.

Die überwiegende Zahl der Pedotransferfunktionen wurde implizit oder explizit für landwirtschaftlich genutzte Böden entwickelt. Deren Oberböden sind häufig im Vergleich zu Waldböden mechanisch verdichtet. Infolge der daraus resultierenden Wertespannen der Eingabeparameter (v.a. Trockenraumdichte) bei der Modellentwicklung sind diese für die Waldstandorte des BZE-Netzes ebenso wenig geeignet, wie regional fokussierende Ansätze zur Abbildung spezieller Standorteigenschaften. Hierzu zählen die Ansätze von Gupta und Larson (1979), Arya und Paris (1981), Rawls et al. (1982), De Jong et al. (1983), Cosby et al. (1984), Beke und McCormick (1985), Haverkamp und Parlange (1986), Saxton et al. (1986), Minasny et al. (1999), Tomasella et al. (2000) und O'Connell und Ryan (2002).

Andere Untersuchungen wiederum schließen für Waldstandorte typische Wertebereiche von Eingangsparametern bei der Entwicklung relativ generalisierter Pedotransferfunktionen ein. Dies gilt insbesondere auch für Datenbanken wie WISE (Batjes 1996), deren Entwicklung in der Regel auf sehr umfangreichen Datensätzen gründet. **Teilweise** sind für diese Funktionen allerdings **keine Untersuchungen von Drittautoren mit unabhängigen Validierungsdatensätzen** für Waldböden, welche dem BZE-

Kollektiv vergleichbar sind, bekannt. Hierunter fallen neben WISE (Batjes 1996) zum Beispiel auch die Pedotransferfunktionen nach **Scheinost et al. (1997)**, **AG Bodenkunde (1994)** und **Teepe et al. (2003)**. Weitere Einschränkungen gelten für Pedotransferfunktionen, deren Quelle sich auf die tabellarische Darstellung der Funktionsergebnisse beschränkt und die insbesondere **keine Beurteilung der Qualität der zugrunde liegenden Originalgleichungen** zulässt (z.B. **AG Bodenkunde 1994**, Riek et al. 1995). Diese Pedotransferfunktionen sollten prinzipiell nur nach intensiven Tests an Validierungsdatensätzen für die Ermittlung bodenphysikalischer Kenngrößen von BZE-Standorten zum Einsatz kommen.

Relativ **gute Ergebnisse für Waldstandorte** in mehreren Regionen Europas, darunter auch Bayern, wurden in unabhängigen Studien mit Hilfe der von **Wösten et al. (1999)** entwickelten HYPRES-Funktionen sowie der ursprünglich für landwirtschaftliche Standorte entwickelten Pedotransferfunktion von **Vereecken et al. (1989)** erzielt (Hammel und Kennel 2001, De Vries et al. 2001). Bei Verwendung von Schaap und Leij (1998) wird demgegenüber vereinzelt von schlechteren Ergebnissen bei Tests an Waldstandorten berichtet (Hammel und Kennel 2001).

Teepe et al. (2003) könnten aufgrund ihres mit den BZE-Standorten teilweise identischen Entwicklungsraumes ebenfalls in eine engere Auswahl von Pedotransferfunktionen zur Bestimmung bodenhydraulischer Parameter von BZE I –Standorten einbezogen werden. Aufgrund der Aktualität der Studie liegen für diese Beziehungen allerdings bisher noch keine unabhängigen Validierungen vor.

In einem nächsten Schritt sollten ausgewählte Pedotransferansätze mit Hilfe von Beispieldaten aus dem BZE-Netz auf Ihre Eignung untersucht werden. Die ausgewählten Standorte sollten ein weites Spektrum an Bodenarten, Lagerungsdichten und Gehalten organischer Substanz abdecken. Weitere Voraussetzung ist, dass für die Beispieldatensätze gemessene pF-Kurven vorliegen.

Bei der Auswahl der Pedotransferansätze muss voraussichtlich zunächst nach der vorhandenen Datengrundlage differenziert werden:

- **Für diejenigen Standorte, an welcher die Korngrößenzusammensetzung nur in Form der *Bodenart* (z.B. durch Fingerprobe) dokumentiert ist, sollten zumindest der Ansatz nach **Wösten et al. (1999)** „klassifiziert“ und das neue Verfahren nach **Teepe et al. (2003)** „klassifiziert“ in die engere Wahl gezogen werden. Bei einer Erweiterung des Kreises an infrage kommenden Funktionen könnten zusätzlich die in der Praxis weit verbreiteten aber unvalidierten Tabellen nach **AG Bodenkunde (1994)** und das Verfahren nach **Schaap und Leij (1998)** bzw. **Schaap et al. (2001)** berücksichtigt werden.**

- Da bei *Bodenart* als Eingangsgröße keines dieser Verfahren als ausreichend validiert für Waldstandorte gelten kann, sind umfangreiche Tests mit Hilfe von Beispieldatensätzen aus dem BZE-Kollektiv unabdinglich.
- Für Standorte, bei denen sowohl *Korngrößenzusammensetzung* als auch Trockenraumdichte und Humusgehalt detailliert bestimmt wurden, sollten die validierten Ansätze nach Vereecken et al. (1989) und Wösten et al. (1999) („kontinuierlich“) sowie die explizit für Forstböden neu entwickelten Pedotransferfunktionen von Teepe et al. (2003) („Korngrößenfraktionen“, „kontinuierlich“) in die Untersuchung mit einbezogen werden. Evtl. könnten zusätzlich auch Scheinost et al. (1997) berücksichtigt werden.
- Ohne speziell auf BZE-Standorte abgestimmte Tests sollten derzeit bei Eingangsgröße *Korngrößenverteilung* nur das als ausreichend validiert geltende Verfahren nach Wösten et al. (1999) und der Ansatz nach Vereecken et al. (1989) herangezogen werden.

5.2 Zielgröße kapillarer Aufstieg

Zur Beschreibung des kapillaren Aufstiegs ist die Auswahl der zur Verfügung stehenden Methoden wesentlich geringer: Hier könnten lediglich die Tabellen der bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Bodenkunde 1994) als auch die Ansätze nach Soet und Stricker (2003) / HYPRES bzw. Soet und Stricker (2003) / ROSETTA näher untersucht werden. Wie bereits ausgeführt, **entspricht weder bei AG Bodenkunde (1994) noch bei Soet und Stricker (2003) die Lagerungsdichte** des Kalibrierungsdatensatzes **dem für Waldböden üblichen Bereich**. Für bindige Böden zeigten Soet und Stricker (2003) zudem sowohl unter Verwendung von HYPRES als auch ROSETTA eine Überschätzung des kapillaren Aufstiegs um bis zu ca. 300 % auf. Dieses Ergebnis lässt sich allerdings möglicherweise durch bekannte methodische Probleme bei der experimentellen Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit (zusammenfassend z.B. Scherzer (2001)) und durch die Variation dieses Parameters im fraglichen Bodenartenspektrum um mehrere Größenordnungen (Grobsand > 300 cm/d, sehr bindige Böden < 1 cm/d; AG Boden (1994)) relativieren.

Prinzipiell sind die Erfolgsaussichten bei der Ermittlung einer geeigneten Pedotransferfunktion zur Bestimmung des kapillaren Aufstiegs für BZE-Standorte vermutlich relativ gering: Durch die bei Parallelproben zur Laborbestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit häufig zu beobachtende Streuung der Ergebnisse um 1 – 2 Zehnerpotenzen wird die Identifizierung von repräsentativen Datensätzen erschwert. Darüber hinaus wird der kapillare Aufstieg bei Waldböden vermutlich wesentlich durch Transportprozesse (flüssig und gasförmig) in der organischen Auflage bestimmt. Dies lässt sich durch den Vergleich mit Ergebnissen von Laborexperimenten zur Leitfähigkeitsbestimmung kaum nachvollziehen.

Potenziell besser geeignet zur Identifikation entsprechender Pedotransferfunktionen wären Verdunstungsdaten von grundwassernahen Wägelysimetern, welche ein weites Spektrum an Bodenarten, Lagerungsdichten und Gehalten organischer Substanz abdecken müssten. Es ist allerdings ungewiss, ob eine derartige Datengrundlage aus dem Erfassungsbereich der BZE existiert.

Im Hinblick auf zukünftige Simulationen des Wasserhaushalts von BZE-Standorten wäre für grundwasserbeeinflusste Standorte allerdings grundsätzlich eine alternative Strategie denkbar: Falls es sich bei einer BZE-geeigneten Pedotransferfunktion für die Parameter FK, nFK und PWP um eine stetige Funktion handelt (vgl. ersten Abschnitt von Kapitel 5.1) könnte mit Hilfe geeigneter Schätzbeziehungen, beispielsweise der K_s -Funktion der HYPRES-Datenbank (Wösten et al. 1999), die hydraulische Leitfähigkeitsfunktion ermittelt werden. Hiermit wären dann die Materialfunktionen ausreichend intensiv bestimmt, um ein sogenanntes Richards-Modell (vgl. ersten Abschnitt von Kapitel 5.1) parametrisieren zu können. Diese Modelle kommen im Gegensatz zu Speichermodellen bei grundwassernahen Standorten ohne die Eingabe von Daten des kapillaren Aufstiegs aus. Dieser wird dort vielmehr als Folge von hydraulischen Leitfähigkeiten und Potenzialgradienten berechnet.

6 Literatur

- AG Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung (KA3). 3. Auflage. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.), 331 S.
- AG Bodenkunde (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung (KA4). 4. Auflage. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.), Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 392 S.
- AG Bodenkunde (2004): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.), in Vorbereitung.
- Arya, L.M., Paris, J.F. (1981): A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 1023-1030.
- Arya, L.M., Leij, F.J., Shouse, P.J., van Genuchten, M.Th. (1999a): Relationship between the hydraulic conductivity function and the particle-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1063-1070.
- Arya, L.M., Leij, F.J., van Genuchten, M.Th., Shouse, P.J. (1999b): Scaling parameter to predict the soil water characteristic from particle-size distribution data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 510-519.
- Batjes, N.H. (1996): Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma* 71, 31-52.
- Beke, G.J., McCormick, M.J. (1985): Predicting volumetric water retentions for subsoil materials from Colchester County, Nova Scotia. *Can. J. Soil Sci.* 65, 233-236.
- BMELF (1994): Bundesweite Bodenzustandserhebung im Wald (BZE) - Arbeitsanleitung. 2. Auflage, Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (BMELF), Bonn, 158 S.
- BMELF (1999): Deutscher Waldbodenbericht 1996. Band 1, 2. Auflage. Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (BMELF), Bonn, 142 S.
- Bohne, K., Zacharias, S., Wessolek, G. (2000): Prüfung von 3 Verfahren zur Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit ungesättigter Böden aus Wasserretentionsdaten oder aus der Bodenart. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 163, 7-12.
- Bonilla, C., Cancino, J. (2001): Estimación del contenido de humedad del suelo mediante el empleo de funciones de pedotransferencia. *Agricultura Technica* 61, 326-338.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. (1964): Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap.* 3. Colorado State Univ., Fort Collins.

- Carriero, D., Romano, N., Fiorentino, M. (2003): A tool for deriving the spatial distribution of soil hydrological properties. European Geophysical Society Research Abstracts, Vol. 5, 09852.
- Cornelis, W.M., Ronsys, J., van Meirvenne, M., Hartmann, R. (2001): Evaluation of pedotransfer functions for predicting the soil moisture retention curve. Soil Sci. Soc. Am. J. 65, 638-648.
- Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B., Ginn, T.R. (1984): A statistical exploration of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resour. Res. 20, 682-690.
- De Jong, R., Campbell, C.A., Nicholaichuk, W. (1983): Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples. Can. J. Soil Sci. 63, 291-302.
- De Vries, W., Reinds, G.J., van der Salm, C., Draaijers, G.P.J., Bleeker, A., Erisman, J.W., Auée, J., Gundersen, P., Kristensen, H.L., van Dobben, H., de Zwart, D., Derome, J., Voogd, J.C.H., Vel, E.M. (2001): Intensive monitoring of forest ecosystems in Europe: Technical report 2001. United Nations Economic commission for Europe, European Commission, 177 S.
- DIN (1999): DIN-Taschenbuch 187 - Boden 1, Bodenkundliche Standortbeurteilung, Bewässerung, Entwässerung, Deponietechnik. Deutsches Institut für Normung (Hrsg.), Beuth Verlag, 256 S.
- Dirksen, C. (1991): Unsaturated hydraulic conductivity. In: Smith, K.A., Mullins, C.E. (Hrsg.): Soil Analysis – Physical Methods. Verlag Marcel Dekker, New York, Basel, Hongkong, 209-270.
- DVWK (1995): Bodenkundliche Untersuchungen im Felde zur Ermittlung von Kennwerten zur Standortcharakterisierung. Teil 1: Ansprache der Böden. Deutscher Verband für Wassewirtschaft und Kulturbau (Hrsg.), Heft 129, 42 S.
- Finke, P.A., Wösten, J.H.M., Jansen, M.J.W. (1996): Effects of uncertainty in major input variables on simulated functional soil behaviour. Hydrol. Process. 10, 661-669.
- Gardner, W.R. (1958): Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water-table. Soil Sci. 85, 228-232.
- Gerke, H.H. (1987): Untersuchungen zum Wasserhaushalt eines Kalkbuchenwald-Ökosystems und zur Wasserbewegung in flachgründigen Böden und im durchwurzelten Kalkgestein als Grundlage zur Modellentwicklung. Berichte Forschungszentrum Waldökosysteme/ Waldsterben, Reihe A, Bd. 27.
- Gerke, H.H. (2002): Parameterschätzung für schuttreiche kontaminierte Böden einer Industriebranche anhand von Bohrprofil-Informationen. - In: Bens, O., Hüttl, R.F.

- (Hrsg.): Bodengeographische Studien stark veränderter Standorte - Monitoring, Modellierung und Bewertung; Aktuelle Reihe / Brandenburgische Technische Universität Cottbus, Fakultät Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik; 2002.4, 20-25.
- Gupta, S.C., Larson, W.E. (1979): Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resour. Res.* 15, 1633-1635.
- Hammel, K., Kennel, M. (2001): Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell BROOK 90. *Forstl. Forschungsber. München* 185, 135 S.
- Hantschel, R., Durner, W., Horn, R. (1987): Die Bedeutung von Porenheterogenitäten für die Erstellung der pF/WG- und k/psi-Kurven. *Mitteilg. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 53, 403-409.
- Haverkamp, R., Parlange, J.Y. (1986): Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.* 142, 325-339.
- Hartge, K.H., Horn, R., (1992): Die physikalische Untersuchung von Böden, 3. Auflage, Enke-Verlag, Stuttgart.
- Hartge, K.H., Horn, R., (1999): Einführung in die Bodenphysik. 3. Auflage, Enke-Verlag, Stuttgart.
- Hörmann, G., Scherzer, J., Meesenburg, H. (2003): Bedeutung des Wasserhaushalts für Wälder. In: Wasserhaushalt von Waldökosystemen: Methodenleitfaden zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten auf Level II-Flächen, Bundesministerium für Verbraucherschutz, Ernährung und Landwirtschaft (BMVEL) (Hrsg.), 1-38.
- Kern, J.S. (1995): Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 1134-1141.
- Kosugi, K. (1997): A new model to analyze water retention characteristics of forest soils based on soil pore radius distribution. *J. For. Res.* 2, 1-8.
- Krahmer, U., Hennings, V., Müller, U., Schrey, H.P. (1995): Ermittlung bodenphysikalischer Kennwerte in Abhängigkeit von Bodenart, Lagerungsdichte und Humusgehalt. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 158, 323-331.
- Lin, H.S., McInnes, K.J., Wilding, L.P., Hallmark, C.T. (1999): Effects of soil morphology on hydraulic properties, II. Hydraulic pedotransfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 955-961.
- Luxmoore, R.J. (1981): Micro-, meso- and macroporosity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 671.

- Minasny, B., McBratney, A.B., Bristow, K.L. (1999): Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma* 93, 225-253.
- Müller, J. (2003): Der Datenbestand von Monitoringflächen in Deutschland zur Ermittlung von Kennwerten des Wasserhaushaltes von Wäldern. In: *Wasserhaushalt von Waldökosystemen: Methodenleitfaden zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten auf Level II-Flächen*, Bundesministerium für Verbraucherschutz, Ernährung und Landwirtschaft (BMVEL) (Hrsg.), 39-49.
- Nemes, A., Wösten, J.H.M., Lilly, A., Oude Voshaar, J.H. (1999): Evaluation of different procedures to interpolate particle-size distributions to achieve compatibility within soil databases. *Geoderma* 90, 187-202.
- Nemes, A., Schaap, M.G., Leij, F.J., Wösten, J.H.M. (2001): Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. *J. Hydrol.* 251, 151-162.
- Nemes, A., Schaap, M.G., Wösten, J.H.M. (2003): Functional evaluation of pedotransfer functions derived from different scales of data collection. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 1093-1102.
- O'Connell, D.A., Ryan, P.J. (2002): Prediction of three key hydraulic properties in a soil survey of a small forested catchment. *Aust. J. Soil. Res.* 40, 191-206.
- Pachepsky, Y.A., Rawls, W.J. (1999): Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1748-1757.
- Pachepsky, Y.A., Rawls, W.J., Gimenez, D. (2001): Comparison of soil water retention at field and laboratory scales. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 460-462.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxton, K.E. (1982): Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE* 25, 1316-1320.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. (1985): Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In: Jones, E., Ward, T.J. (Hrsg.) *Watershed Manage. Eighties. Proc. Symp. ASCE, Denver, CO, 30 Apr - 2 May 1985*, ASCE, New York, 293-299.
- Reeve, M.J., Carter, A.D. (1991): Water release characteristic. In: Smith, K.A., Mullins, C.E. (Hrsg.): *Soil Analysis – Physical Methods*. Verlag Marcel Dekker, New York, Basel, Hongkong, 111-160.
- Riek, W., Wessolek, G., Renger, M., Vetterlein, E. (1995): Luftkapazität, nutzbare Feldkapazität und Feldkapazität von Substrat-Horizontgruppen - eine statistische Auswertung von Labordatenbanken. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 158, 485-491.
- Rogowski, A.S. (1971): Watershed physics: Model of soil moisture characteristic. *Water Resour. Res.* 7, 1575-1582.

- Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S., Papendick, R.I. (1986): Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1031-1036.
- Schaap, M.G., Leij, F.J. (1998): Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.* 163, 765-779.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., van Genuchten, M.Th. (2001): Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163-176.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P. (1992): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 13. Auflage. Enke Verlag, Stuttgart.
- Scheinost, A.C., Sinowski, W., Auerswald, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma* 78, 129-143.
- Scherzer, J. (2001): Der Wasserhaushalt von Kiefernforsten auf Kippböden der Niederlausitz. *Cottbuser Schriften zu Bodenschutz und Rekultivierung* 16, 136 S.
- Schröder, P. (1984): *Bodenkunde in Stichworten*. Hirts Stichwörterbuch. Verlag Ferdinand Hirt, Hamburg, 160 S.
- Slatyer, R.O. (1967): *Plant water relationships*. Academic Press, London, New York, 366 S.
- Sobieraj, J.A., Elsenbeer, H., Vertessy, R.A. (2001): Pedotransfer functions for estimating saturated hydraulic conductivity: Implications for modeling storm flow generation. *J. Hydrol.* 251, 202-220.
- Soet, M., Stricker, J.N.M. (2003): Functional behaviour of pedotransfer functions in soil water flow simulation. *Hydrol. Process.* 17, 1659-1670.
- Teepe, R., Beese, F., Dilling, H. (2001): Abschätzung der Luft- und Wasserspeicherkapazität in Waldböden. *Ber. Freiburger Forstl. Forschung* 33, 41-47.
- Teepe, R., Dilling, H., Beese, F. (2003): Estimating water retention curves of forest soils from soil texture and bulk density. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 166, 111-119.
- Tietje, O., Tapkenhinrichs, M. (1993): Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 1088-1095.
- Tomasella, J., Hodnett, M.G., Rossato, L. (2000): Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 327-338.
- van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 987-996.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Yates, S.R. (1991): *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. USDA, US Salinity Laboratory,

Riverside, CA. United States Environmental Protection Agency, Dokument EPA/600/2-91/065.

Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., Darius, P. (1989): Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.* 148, 389-403.

Wösten, J.H.M., Lilly, A., Nemes, A., Le Ba, C. (1999): Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma* 90, 169-185.

Wösten, J.H.M., Pachepsky, Y.A., Rawls, W.J. (2001): Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing hydraulic characteristics. *J. Hydrol.* 251, 123-150.