



Technische
Universität
Braunschweig

Institut für Geoökologie
Abt. Bodenkunde und Bodenphysik

Skript

Bodenphysikalische Versuche

Im Rahmen der Veranstaltung „Bodenkundliches Laborpraktikum“

für Studierende der Geoökologie

WS 2012/2013

W. Durner und S. C. Iden

Zu zitieren als:

Durner, W. und S. C. Iden (2012): Skript Bodenphysikalische Versuche. Institut für Geoökologie, Abteilung Bodenkunde und Bodenphysik, TU Braunschweig, 46 Seiten. URL <http://www.soil.tu-bs.de/lehre/Skripte/2012.Skript.Bodenphysik.pdf>.

Inhalt

Versuch B1	Korngrößenanalyse	1
1.1	Grundlagen	1
1.2	Probenvorbehandlung.....	4
1.3	Schlammkornanalyse - Pipettmethode	7
1.4	Aufgaben	8
Versuch B2	Lagerungsdichte, Porosität, Feldkapazität, Retentionskurve	10
2.1	Grundlagen und Begriffe	10
2.2	Bestimmung von Lagerungsdichte und Porosität	14
2.3	Unterdruckmethode.....	14
2.4	Drucktopfmethode (Überdruckmethode).....	19
2.5	Aufgaben	20
Versuch B3	Bodenwasserpotenzialbestimmung mit der Taupunktmethode (WP4C®)	22
3.1	Einleitung.....	22
3.2	Theoretische Grundlagen	23
3.3	Durchführung der Messung am WP4C.....	25
3.4	Auswertung und Aufgaben.....	27
Versuch B4	Gesättigte Wasserleitfähigkeit (UMS-KSAT®)	28
4.1	Einführung	28
4.2	Das UMS-KSAT-Messsystem.....	29
4.3	Methode mit konstantem Überstau.....	30
4.4	Methode mit abnehmendem Überstau	31
4.5	Auswertung	33
4.6	Aufgaben	35
Versuch B5	Retentions- und Leitfähigkeitskurve aus Verdunstungsmethode (UMS HYPROP®)	36
5.1	Grundlagen und Begriffe	36
5.2	Verdunstungsverfahren zur simultanen Bestimmung von Retentionskurve und Leitfähigkeitskurve	37
5.3	Aufgaben	40
Literatur zu den Bodenphysikalischen Versuchen		41

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Körnungslinien von Feinböden aus Sand (Ss), Löss (Ut), Geschiebelehm (Ls) und tonreichem Schlick (Tu).	Fehler! Textmarke nicht definiert.
Abb. 2: Analysensiebmaschine Retsch AS 450 für Trocken- und Nasssiebung	6
Abb. 3: Unterdruckmethode zur Messung der Retentionscharakteristik	15
Abb. 4: Überdruckmethode zur Messung der Retentionscharakteristik	19
Abb. 5: Der durch die Kelvin-Gleichung beschriebene Zusammenhang zwischen der relativen Luftfeuchtigkeit und dem Bodenwasserpotenzial	24
Abb. 6: Schematische Darstellung des WP4C Potentiometers der Firma Decagon Devices ...	25
Abb. 7: Das UMS KSAT©-Messsystem.....	29
Abb. 8: Schematischer Aufbau der k_s -Messung mit konstantem Überstau.....	30
Abb. 9: Schematischer Aufbau der k_s -Messung mit abnehmendem Überstau.....	31
Abb. 10: Verlauf der Potentialdifferenz bei der k_s -Messung „falling head“	32
Abb. 11: Typische hydraulische Funktionen von Böden unterschiedlicher Textur.	37
Abb. 12: Zeitlicher Verlauf der Masse der Bodenprobe und der gemessenen Matrixpotentiale in den zwei Messtiefen im Verlauf der Austrocknung einer Bodenprobe im Verdunstungsverfahren.....	39
Abb. 13: Beispielhafte Darstellung der Ergebnisse der Verdunstungsmethode.....	40

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Korngrößenklasseneinteilung nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (AG Boden, 1994).....	2
Tab. 2: Einteilung der Porengrößenbereiche nach dem Porendurchmesser, der Tension und dem pF-Wert.	11

Versuch B1 Korngrößenanalyse

Versuchszweck:	Lernziel:	Arbeitsschritte:
<ul style="list-style-type: none">Bestimmung der Korngrößenverteilung des Feinbodens	<ul style="list-style-type: none">Durchführung und Auswertung von Trocken- und NasssiebungsverfahrenDurchführung und Auswertung von Schlämkkornanalyse nach der PipettmethodeDarstellung und Interpretation von Korngrößenverteilungen und Körnungssummenkurven	<ul style="list-style-type: none">Destruktive ProbenahmeProbenvorbereitung: Trocknung, Absieben des Feinbodens, Dispergierung, Zerstörung von organischer Substanz und Kittsubstanzen (in Absprache mit Betreuern)Durchführung der Korngrößenanalyse (ein halber Tag)

1.1 Grundlagen

Die Körnung ist neben der Farbe das augenfälligste Merkmal eines Bodens, und wird bei jeder Ansprache als eines der ersten Merkmale bestimmt. Sie prägt direkt oder indirekt alle wesentlichen bodenphysikalischen Standorteigenschaften und Materialfunktionen, wie Lagerungsdichte, Porosität, Wasserspeichungsvermögen, Wasser- und Luftdurchlässigkeit, Kompressibilität, Fließverhalten, Erodierbarkeit und Wärmeleitfähigkeit. Analog zum Begriff der Körnung spricht man auch von Textur, Bodenart oder Korngrößenverteilung.

Der Zweck der Körnungsanalyse besteht in der Bestimmung der Massenanteile der unterschiedlichen Kornfraktionen eines Bodens. Primärpartikel werden bezüglich ihrer Größe in die Größenklassen Steine und Kies bzw. Grus für den Grobboden sowie Sand, Schluff und Ton für den Feinboden eingeteilt (Tab.1). Die Ergebnisse einer Körnungsanalyse hängen von der verwendeten Methode zur Auftrennung der Fraktionen sowie der Art der Vorbehandlung ab. Aus diesem Grund ist die Verwendung standardisierter Verfahren sehr wichtig, da nur so die Vergleichbarkeit von Untersuchungsergebnissen gewährleistet ist.

Aufgrund der weiten Spanne der Korngrößenverteilung kann die Bestimmung nicht nur mit einem Verfahren durchgeführt werden. Die Auftrennung von großen Kornfraktionen wie Steine, Kies oder Sand erfolgt in der Regel als Nass- oder Trockensiebung. Die Schluff- und Tonfraktion ($<63 \mu\text{m}$) lassen sich dagegen mit Hilfe eines Siebes nicht mehr weiter unterteilen. Daher kommen für Korngrößen kleiner $63 \mu\text{m}$ meist Verfahren zum Zuge, die auf dem von George Gabriel Stokes Mitte des 19. Jahrhunderts aufgestellten Sedimentationsgesetz beruhen. Hierbei wird ausgenutzt, dass Teilchen mit höherer Dichte als Wasser in einer Wassersäule in Abhängigkeit von ihrer Größe unterschiedlich schnell sedimentieren. Das Gesetz von Stokes beschreibt die Sedimentationsgeschwindigkeit v [m s^{-1}] von kugelförmigen Partikeln in Abhängigkeit ihres Durchmessers d_p [m]

Tab. 1: Korngrößenklasseneinteilung nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (AG Boden, 1994).

	μm	mm	Symbol
Feinboden (< 2 mm)			
Ton	< 2	< 0.002	T
Schluff	2 – 63	0.002 – 0.063	U
Sand	63 – 2000	0.063 – 2	S
Grobboden (> 2 mm) (Skelett)			
eckig, kantig: Grus		2 – 63	Gr
gerundet: Kies		2 – 63	G
Steine		> 63	X

$$v = \frac{g(\rho_f - \rho_w)}{18\eta} \cdot d_p^2 \quad (1)$$

Darin ist ρ_f [kg m^{-3}] die Dichte des Teilchens, ρ_w [kg m^{-3}] die Dichte des Fluids, g [m s^{-2}] die Erdbeschleunigung und η [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$] die dynamische Viskosität des Fluids.

Die Erdbeschleunigung g beträgt ca. 9.81 m s^{-2} . Als Dichte der sedimentierenden Teilchen ρ_f nimmt man in der Regel die Dichte von Quarz (2650 kg m^{-3}), da Quarz im Mineralbestand der Bodenmatrix bezogen auf die Masse dominierend ist. Die dynamische Viskosität η und die Dichte des Wassers ρ_w sind temperaturabhängig. Die Abhängigkeiten von der Temperatur T [$^{\circ}\text{C}$] können mit empirischen Funktionen quantitativ beschrieben werden:

$$\eta = \frac{0,00178}{1 + 0.0337 \cdot T + 0.00022 \cdot T^2}, \quad (2)$$

$$\rho_w = \frac{1000}{1 + ((2.31 \cdot T - 2)^2 - 182) \cdot 10^{-6}}. \quad (3)$$

Bei Standardbedingungen („Standard Ambient Temperature and Pressure“, kurz SATP, 25°C und 1013 hPa) ergeben sich $\eta = 0.000899 \text{ kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$ und $\rho_w = 997 \text{ kg m}^{-3}$. Wegen der Abweichung der Form der Primärteilchen von der Kugelform müssen Korngrößen, die mittels Sedimentationsmethoden bestimmt werden, als „Äquivalentgrößen“ angesehen werden. Der Äquivalentkornradius eines Teilchens entspricht dem Durchmesser einer Kugel gleicher Dichte, die in einem Fluid mit der gleichen Geschwindigkeit wie dieses Teilchen sedimentieren würde. Die auf dem Stokes'schen Gesetz beruhenden Methoden messen die Sedimentmengenanteile, die sich nach definierten Sedimentationszeiten noch in bestimmten Tiefen des Messzylinders befinden. Die Partikelgrößenverteilung ergibt sich durch Differenzbildung: die Partikel mit größerem Durchmesser als dem jeweilig errechneten Grenzwert gelten als absedimentiert und nicht mehr in der Suspension befindlich. Ebenso wie die Siebverfahren besitzen auch die Sedimentationsverfahren eine „untere Grenze“: sie können nicht dazu dienen die Tonfraktion (< $2 \mu\text{m}$) zuverlässig weiter zu unterteilen. Grund dafür ist, dass Teilchen mit einem Äquivalentkornradius kleiner etwa $1 \mu\text{m}$ durch Brown'sche Molekularbewegung nahezu permanent in Suspension verbleiben.

Die Charakterisierung von Korngemischen erfolgt im allgemeinsten Fall durch die Angabe der vollständigen Verteilung der Primärpartikel, entweder in Form der statistischen Dichtefunktion $f(d_p)$, oder häufiger durch Angabe der Verteilungsfunktion $F(d_p)$, d.h. der

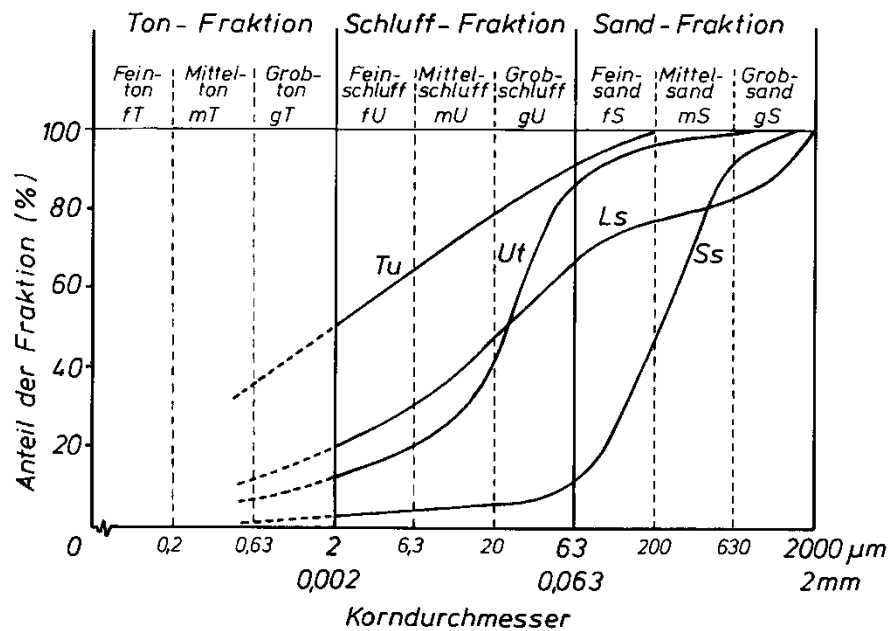


Abb. 1: Körnungslinien von Feinböden aus Sand (Ss), Löss (Ut), Geschiebelehm (Ls) und tonreichem Schlick (Tu) (aus Scheffer/Schachtschabel, 2002)

Kornsummenkurve (auch: „Körnungslinie“ oder „Kornverteilungskurve“, Abb. 1). Zur kompakten Darstellung wesentlicher Merkmale der Korngrößenverteilung kann man diese durch statistische Maßzahlen charakterisieren. Die allgemein gebräuchlichsten Maßzahlen für Lage und Streuung, der arithmetische Mittelwert und die Standardabweichung, sind zur Charakterisierung von Korngrößenverteilungen allerdings ungeeignet, da sie für lognormalverteilte Größen¹, wie die Korngröße, wenig aussagekräftig sind, und stark von den Enden der Verteilungsfunktion beeinflusst werden.

Die wichtigsten Maßzahlen zur Charakterisierung der Korngrößenverteilung sind:

- **Median** d_{50} (Äquivalentdurchmesser, der von 50 Masseprozent der Körner über- bzw. unterschritten wird)

$$F(d_{50}) = 0.5 \tag{4}$$

- **Sortierung** S_o (Wurzel aus dem Verhältnis des Massenanteils beim 75%-Quantil zum Massenanteil beim 25%-Quantil)

$$S_o = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}} \tag{5}$$

- **Ungleichförmigkeitsgrad** U (Verhältnis des Massenanteils beim 60%-Quantil zum Massenanteil beim 10%-Quantil)

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}} \tag{6}$$

Sortierung und Ungleichförmigkeit drücken beide das Ausmaß der Sortierung aus, haben also ungefähr den gleichen Informationswert. U -Werte > 15 bedeuten ein sehr ungleich-

¹ Eine Zufallsvariable heißt lognormalverteilt, wenn ihr Logarithmus normalverteilt ist.

förmiges Körnungsspektrum. Eine Bodenart mit solchen U -Werten neigt besonders stark zu Verschlämmung. U -Werte zwischen 15 und 5 kennzeichnen ein ungleichförmiges Körnungsspektrum, mit mittlerer bis mäßiger Verschlammungsneigung des Bodens. U -Werte < 5 zeigen ein sehr gleichförmiges Körnungsspektrum an. Die Verschlammungsneigung hängt in diesem Fall von der Korngröße ab und wird nur für Feinsand und Schluff groß sein.

1.2 Probenvorbereitung²

In der Regel wird die Körnungsanalyse nach einer Vorbehandlung der Proben durchgeführt. Ziel der Vorbehandlung ist es, die Aggregate zu zerstören, ohne dabei die Primärteilchen „künstlich“ zu zerkleinern. Nach der Vorbehandlung soll jedes Primärteilchen auch tatsächlich als solches in der Suspension vorliegen. Man versucht dabei zunächst jegliche „Kittsubstanzen“, die bei der Bodenbildung anfielen und zu einer Verkittung von Primärteilchen führten, aufzulösen. Darunter fallen Salze, Karbonate, Kieselsäuren, Eisen- und Aluminiumverbindungen, Pilzmycele und Bakterienschleime. Doch selbst nach erfolgreicher Entfernung der Kittsubstanzen neigen Feinteilchen in der Suspension zur Koagulation (Flockenbildung). Tritt sie bei der Sedimentationsanalyse auf, wird ein zu geringer Anteil der Feinstkornfraktionen gemessen. In einem weiteren Schritt sollen deshalb die Tonteilchen dispergiert (entflockt) werden. Dabei versucht man die aufgrund ihrer Ladung aneinander haftenden Tonpartikel voneinander zu lösen. Dies erreicht man, indem man die bindenden, mehrwertigen Kationen an den Tonmineralen durch einwertige Kationen ersetzt.

Die Probenvorbereitung erfolgt nach DIN ISO 11277. Da es sich dabei um eine Reihe an sich relativ kurzer Arbeitsschritte handelt, die aber in ihrer Gesamtheit einen großen zeitlichen Aufwand bedeuten, wird die Probenvorbereitung in der Regel von der den Versuch betreuenden Person durchgeführt. Von Ihnen wird jedoch erwartet, dass Sie das Prinzip, das hinter den einzelnen Vorbereitungsschritten steht, verstanden haben und im Versuchsprotokoll entsprechend wiedergeben können. Alle Angaben, die Sie dazu benötigen, erfragen Sie bei der betreuenden Person!

1.2.1 Einwaage

Das luftgetrocknete und zerkleinerte Bodenmaterial wird zunächst mit einem Sieb der Maschenweite 2 mm von Hand gesiebt. Der im Sieb zurückbleibende Skelettanteil des Bodens wird gravimetrisch bestimmt. Die Wahl der Probenmenge ist von der Bodenart sowie der Untersuchungsmethode abhängig. Für die Pipettmethode sind bei einem Sandboden etwa 30 g und bei einem Tonboden etwa 10 g erforderlich. Für Böden zwischen diesen beiden Bodenarten gelten entsprechende Zwischenwerte. Bei der im Praktikum nicht angewendeten Aräometermethode muss das Doppelte dieser Menge genommen werden.

1.2.2 Zerstörung der organischen Substanz

Wenn der Boden mehr als 2 % organische Substanz enthält, was in den meisten A-Horizonten, aber auch im Bhs-Horizont eines Podsoles der Fall ist, muss diese vor der Dispergierung zerstört werden. Um die Probe zu durchfeuchten, werden zunächst etwa 30 ml Wasser hinzugegeben. Zur Zerstörung der organischen Substanz erfolgt dann die Zugabe von 30 ml einer 30%igen Wasserstoffperoxid-Lösung (H_2O_2). Der Inhalt des

² Die hier dargestellten Schritte der Probenvorbereitung werden gegebenenfalls im Vorfeld durch die Betreuenden des Praktikums durchgeführt.

Probengefäßes wird mit einem Glasstab leicht durchmischt und über Nacht stehen gelassen. Die Probengefäße werden dann bei etwa 40 °C solange auf das Wasserbad gestellt, bis jede Blasenbildung infolge der Zersetzung des Wasserstoffperoxids aufgehört hat. Ist die organische Substanz zu diesem Zeitpunkt noch nicht restlos zerstört, wird der Vorgang wiederholt.

1.2.3 Zerstörung der Eisenoxide

Eisenoxide werden durch Schütteln des Bodens über Nacht mit 40 g l⁻¹ Natriumdithionit in etwa 0.3 M, mit Essigsäure auf pH 3.8 gepufferter Natriumacetatlösung entfernt. Das Verhältnis von Boden zu Lösung sollte 1:40 betragen. Sehr eisenreiche Böden machen in der Regel mehrere Behandlungen erforderlich.

1.2.4 Entfernen der Carbonate und Waschen der Proben

Falls der Massenanteil an Karbonaten größer als 2 % ist, müssen diese vor der Dispergierung zerstört werden. Dies ist bei Böden aus karbonathaltigem Ausgangsgestein meistens der Fall. Um diese Carbonate zu zerstören, werden den Proben für jedes Massenprozent Karbonat 4 ml einer 10%igen Salzsäure (HCl) zuzüglich eines Überschusses von 25 ml zugesetzt und danach mit Wasser auf etwa 250 ml aufgefüllt. Die Suspension wird 15 min bei etwa 80 °C auf dem Wasserbad erhitzt und von Zeit zu Zeit umgerührt, dann vom Wasserbad genommen und über Nacht stehen gelassen. Um die anschließende Dispergierung zu ermöglichen, ist es erforderlich die Proben zu waschen. Nach der vollständig Auflösung der Carbonate wird dazu der klare Überstand dekantiert, das Probengefäß mit dest. Wasser aufgefüllt und geschüttelt. Danach lässt man das Gefäß stehen, bis alle Bodenpartikel sedimentiert sind und der Überstand erneut klar ist. Das Sedimentieren kann durch den Einsatz einer Zentrifuge beschleunigt werden. Das Dekantieren und Waschen mit dest. Wasser wird so oft wiederholt, bis die elektrische Leitfähigkeit der überstehenden Flüssigkeit < 0.4 dS m⁻¹ ist.

1.2.5 Dispergierung

Für die Dispergierung wird die überstehende Flüssigkeit so weit abgeschüttet, bis das Gesamtvolumen im Probengefäß etwa 200 ml beträgt. Der Inhalt wird geschüttelt und 25 ml einer 0.4 M Natriumpyrophosphat-Lösung (Na₄P₂O₇ · 10 H₂O) zugesetzt. Die Proben werden anschließend 6 h auf der Schüttelmaschine geschüttelt.

1.2.6 Siebanalyse

Die Siebanalyse zur Auftrennung der grobkörnigen Bodenbestandteile ist ein Standardverfahren, das in der DIN 66165 beschrieben wird. Die Norm besteht aus zwei Teilen. DIN 66165-1 definiert die Grundlagen. Sie legt die Bedingungen für die Durchführung von Siebanalysen fest und enthält Regeln für die Bestimmung der Maschenweitenverteilung und der Trenngrenze von Analysensieben. Ferner werden Hinweise zur Berücksichtigung des Analysenfehlers sowie zur Kontrolle und Wartung der Siebe gegeben. Norm DIN 66165-2 legt die Verfahren zur Durchführung der Siebanalyse fest. Dabei wird zwischen der Siebung von Hand und der Maschinensiebung, wie auch zwischen Trocken- und Nasssiebung unterschieden. Wegen der Vielzahl der in der Praxis verwendeten Siebmaschinen konnten dabei nur für die Handsiebung detaillierte Regeln festgelegt werden. Die Verfahren unterscheiden sich im Einzelnen aufgrund der zu bestimmenden Partikelgrößen durch die Siebdauer, die Art der Siebbewegung sowie durch die Wahl der Siebe und der Siebhilfsmittel. In bodenkundlichen Anwendungen wird die Siebung in der Regel eingesetzt, um Partikel im Bereich von 63 µm bis zu mehreren Zentimetern zu trennen.

1.2.7 Trockensiebung

Das gebräuchlichste Verfahren der Siebanalyse ist die Trockensiebung mit einem Siebturm, der auf einer Siebmaschine befestigt wird (Abb. 2). Es werden mehrere Prüfsiebe übereinander angeordnet und auf eine Siebmaschine gespannt. Die Prüfsiebe bestehen jeweils aus einem Siebboden und dem Siebrahmen. Die Maschenweiten der einzelnen Prüfsiebe sind von oben nach unten absteigend. Die zu analysierende Probe wird lufttrocken auf dem größten Prüfsieb aufgegeben und für eine vorgegebene Zeit einer definierten Bewegung ausgesetzt. Durch das Auswiegen der Rückstände auf den einzelnen Prüfsieben wird anschließend die Korngrößenverteilung der Probe ermittelt. Einzelne Aggregate können durch Zerdrücken zerstört werden.

Die Effektivität der Trockensiebung hängt in erster Linie vom Wassergehalt des zu siebenden Materials ab und kann nur bei trockenen, grobkörnigen und rieselfähigen Materialien effizient eingesetzt werden. Ab einem Wassergehalt von mehr als 5 % ist aufgrund von Anbackungen und Blockieren der Siebeläge in der Regel keine zufriedenstellende Fraktionierung mehr möglich.



Abb. 2: Analysensiebmaschine Retsch AS 450 für Trocken- und Nasssiebung (aus: Produktkatalog der Fa. Retsch, 2009).

1.2.8 Nasssiebung

Böden mit höherem Anteil an Ton neigen zur Agglomeration. Für diese wird die Nasssiebung angewandt. Die Nasssiebung wird im Rahmen des Praktikums zur Aufteilung der Grobfaktion im Anschluss an die Schlämkkornanalyse (Kap. 1.4) eingesetzt. Nach Beendigung der Sedimentation wird der Grob-, Mittel- und Feinsandanteil bestimmt. Dies erfolgt als Nasssiebung über drei übereinander angeordnete Siebe der Öffnungsweiten 630, 200 und 63 μm . Das Nachspülen der Siebe erfolgt mit destilliertem Wasser aus einer Spritzflasche. Besonders bei stark bindigen Böden kann es vorkommen, dass die unteren Siebe während des Spülvorgangs verstopfen. In diesem Fall muss man die Siebe vorsichtig mit dem Finger frei streichen, ohne dabei die Bodenpartikel auf dem Sieb zu zerreiben. Außerdem sollte im Anschluss das am Finger anhaftende Bodenmaterial zurück in das Sieb gespült werden. Das Bodenmaterial, welches das Sieb mit der Öffnungsweite 63 μm passiert, kann verworfen

werden, da die Schluff- und Tonanteile zuvor mit der Pipettmethode ermittelt wurden. Nach abgeschlossener Siebung werden die Siebrückstände in vorher gewogene Trockengläser überführt und im Trockenschrank bei 105 °C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet. Nach dem Abkühlen im Exsikkator können dann die Massen der Sandfraktionen bestimmt werden.

1.3 Schlämmkornanalyse - Pipettmethode

1.3.1 Messprinzip

Die Schluff- und Tonanteile werden mit dem Sedimentationsverfahren nach Moschrefi (1983) bestimmt. Das Prinzip dieser sogenannten Pipettmethode basiert auf einer Auftrennung der Korngrößenfraktionen durch Sedimentation im Schwerfeld der Erde. Die Masse der sich noch in Suspension befindlichen Körner wird durch eine Beprobung der Suspension bestimmt.

1.3.2 Durchführung

Die Bodensuspension wird in den Sedimentationszylinder eingefüllt und bis zur 1l-Marke mit destilliertem Wasser aufgefüllt. In einen zweiten Sedimentationszylinder werden 25 ml der dispergierenden 0.4 M Natriumpyrophosphat-Lösung gegeben und mit destilliertem Wasser bis zur 1l-Marke verdünnt. Die Temperatur der Suspensionen in den Zylindern wird zur Bestimmung der Probenahmezeiten ermittelt. Die Suspension wird zunächst gründlich aufgerührt. In dem Moment, in dem das Rühren mit dem Rührkolben beendet wird, beginnt die eigentliche Sedimentation und der Zeitnehmer wird gestartet. An einer Seite des Sedimentationszylinders befinden sich in bestimmten Tiefen durch Einstichmembranen verschlossenen Öffnungen. Durch die Öffnungen werden nach definierten Sedimentationszeiten mit einer Spritze jeweils 10 ml seitlich aus dem Sedimentationszylinder gezogen und der Inhalt der Spritze in ein vorher gewogenes und gekennzeichnetes Schnappdeckelglas gegeben. Dabei ist darauf zu achten, die Spritze während der Entnahme möglichst waagrecht zu halten. Außerdem sollte das Aufziehen der Spritze gleichmäßig erfolgen und bei jeder Entnahme etwa die gleiche Zeit in Anspruch nehmen. Die Spritze wird anschließend mit destilliertem Wasser gespült und auch die Spülflüssigkeit zur Probe in das Schnappdeckelglas gegeben.

Die Entnahmezeiten sind abhängig von der Suspensionstemperatur. Bei einer Temperatur von 19°C ergeben sich folgende Probenahmezeiten (Bei einer abweichenden Temperatur müssen die Entnahmezeiten bei der betreuenden Person erfragt werden.):

Grobschluffsuspension ($\leq 63 \mu\text{m}$):

Nach dem ersten Aufrühren der Suspension wird nach 57 sec aus der untersten Öffnung (20 cm) 10 ml mit der Spritze entnommen.

Mittelschluffsuspension ($\leq 20 \mu\text{m}$):

Nach erneutem Aufrühren der Suspension wird die Zeit neu gestoppt und läuft bis zur letzten Probenahme. Nach 9 min 23 sec werden 10 ml aus der untersten Öffnung (20 cm) mit der Spritze entnommen.

Feinschluffsuspension ($\leq 6.3 \mu\text{m}$):

Nach 44 min 00 sec werden 10 ml aus der mittleren Öffnung (10 cm) mit der Spritze entnommen.

Tonsuspension ($\leq 2 \mu\text{m}$):

Nach 2 h 13 min 56 sec werden 10 ml aus der obersten Öffnung (4 cm) mit der Spritze entnommen.

Die Proben werden anschließend im Trockenschrank bei 105 °C eingetrocknet und nach dem Abkühlen im Exsikkator auf einer Analysewaage auf 0.0001 g genau gewogen.

1.3.3 Auswertung

Aus der Masse in einem Schnappdeckelglas und der Gesamttrockenmasse lässt sich der Massenanteil Bodenmaterial kleiner einem bestimmten Äquivalentkorndurchmesser berechnen. Der Äquivalentkorndurchmesser d_p ergibt sich aus dem Stokes'schen Gesetz. Die dynamische Viskosität η und die Dichte des Wassers ρ_w gehen in diese Gleichung als Funktion der gemessenen Temperatur ein. Dabei ist zu berücksichtigen, dass bei jeder Probenentnahme der Wasserspiegel im Sedimentationszylinder um einige Millimeter sinkt. Damit nimmt bei konstanter Entnahmetiefe die Wegstrecke der sedimentierenden Partikel um genau diesen Anteil ab. Weil das bereits entnommene Gesamtvolumen zu einem bestimmten Entnahmezeitpunkt bekannt ist, lässt sich die sukzessive Abnahme der Wegstrecke jedoch ohne weiteres berechnen, vorausgesetzt natürlich, man kennt den Innenradius des Zylinders. Die Entnahmezeiten für die oben aufgeführten Äquivalentkorndurchmesser wurden bereits von Moschrefi (1983) berechnet und tabellarisch für verschiedene Suspensionstemperaturen veröffentlicht.

Das entnommene Trockengewicht wird auf das gesamte Suspensionsvolumen umgerechnet. Dieser Wert muss auf die reale Einwaage bezogen und anschließend in % umgerechnet werden. Durch Differenzbildung jeder Fraktion mit der nächstkleineren erhält man die Differenzfraktionen (63-20 μm , 20-6.3 μm , 6.3-2 μm und < 2 μm).

Salzfehler:

Zur Dispergierung wurde der Probe Natriumpyrophosphat zugesetzt. Dieses liegt in der Suspension gelöst vor und bleibt nach Eintrocknung mit den Schluff- und Tonteilchen im Schnappdeckelglas zurück. Zur Verhinderung eines systematischen Messfehlers müssen die Messungen um die enthaltene Masse Natriumpyrophosphat korrigiert werden. Daher werden bei der Pipettmethode 4 Blindproben der Natriumpyrophosphatlösung genommen. Das arithmetische Mittel der Trockengewichte dieser Proben ist der Salzanteil, der von der Probenmasse zu subtrahieren ist.

1.4 Aufgaben

1. Führen Sie für das Material des Standortes "Schunterau" eine Trockensiebung durch und werten Sie diese aus.
2. Führen Sie für das Material des Standortes „Groß Gleidingen“ bzw. „Wolfenbüttel“ eine Körnungsanalyse nach Moschrefi (1983) und eine Nasssiebung durch und werten Sie diese aus.
3. Stellen Sie das Ergebnis der Körnungsanalyse für beide Standorte als Körnungssummenkurve gemäß Abb. 1 in einer gemeinsamen Abbildung dar.
4. Entnehmen Sie dem Diagramm die Werte für die Mediane d_{50} sowie die Quantile d_{10} , d_{25} , d_{60} und d_{75} , führen Sie diese tabellarisch auf und berechnen Sie daraus Sortierung S_o und Ungleichförmigkeitsgrad U . Interpretieren Sie das Ergebnis.

5. Stellen Sie die Sand, Schluff- und Tonanteile der beiden untersuchten Substrate in einer gemeinsamen Balkengrafik dar.
6. Bestimmen Sie aus dem Körnungsdreieck der *Arbeitshilfe für die Bodenansprache* (Hennings et al., 2009, S 57; bzw. S. 63) die entsprechenden Bodenarten (auf dem Niveau „Bodenart“, z.B. „schwach lehmiger Sand, SL2“).
7. Vergleichen Sie das Resultat mit dem ihrer Fingerprobe bei der Probenahme. Folgen Sie bei der Fingerprobe der Tabelle 19 in der *Arbeitshilfe für die Bodenansprache* (Hennings et al., 2009, S 59).

Versuch B2

Lagerungsdichte, Porosität, Feldkapazität, Retentionskurve

Versuchszweck:	Lernziele:	Arbeitsschritte:
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Gravimetrische Bestimmung des Bodenwassergehalts ▪ Ableitung von Wassergehalts-Kenngrößen ▪ Bestimmung der Retentions- und Leitfähigkeitscharakteristik eines Bodens 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Gerätekenntnis und sicherer Umgang mit Stechzylinder-Aufsättigung, pF-Apparatur, Drucktopf, Wägung, Trockenofen ▪ Kenntnis der Bedeutung und Berechnung folgender bodenhydrologischer Kenngrößen: Porosität, Lagerungsdichte, Feldkapazität, Welkepunkt-wasserkapazität, nutzbare Feldkapazität 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Aufsättigen von Proben (1 Woche) ▪ Einbau von Proben in Drucktopf ▪ wiederholte Wägung von Bodenproben (mehrere Termine) ▪ Trocknen von Proben

2.1 Grundlagen und Begriffe

Zur Beurteilung der physikalischen Standorteigenschaften eines Bodens in ackerbaulicher Hinsicht seine Lagerungsdichte, sein Porenvolumen und seine Porengrößenverteilung entscheidende Größen. Die Lagerungsdichte bestimmt die Durchwurzelbarkeit des Bodens. Das Gesamtporenvolumen steht in direktem Zusammenhang mit der Lagerungsdichte (Gl. 9). Der Anteil des Porenvolumens am Gesamtvolumen des Bodens ist von der Körnung (und Kornform), vom Gehalt an organischer Substanz, vom Stadium der Bodenentwicklung sowie von der Nutzungsgeschichte abhängig. Die Porengrößenverteilung bestimmt die Wasserhaushalts-kenngrößen „Feldkapazität“, „Wassergehalt beim permanenten Welkepunkt“, „nutzbare Feldkapazität“ und „nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraums“. Diese ursprünglich empirisch festgelegten Kenngrößen können durch Messungen im Labor an ungestörten Stechzylindern und gepackten Bodenproben bestimmt werden.

2.1.1 Porengrößeneinteilung

Als „Poren“ werden die Hohlraumanteile eines Bodens bezeichnet. Die Porengrößenverteilung ist ein bestimmender Faktor für das Ausmaß der Speicherung des Wassers in der Bodenmatrix sowie für die Dynamik des Bodenwasserflusses und bestimmt somit den Wasserhaushalt des Bodens. Poren im Boden werden in Primärporen und Sekundärporen eingeteilt. Primärporen sind Packungshohlräume, die aus Form und Packung der

Tab. 2: Einteilung der Porengrößenbereiche nach dem Porendurchmesser, der Tension und dem pF-Wert.

Porengrößenbereiche	Porendurchmesser (μm)	Tension (hPa)	pF
weite Grobporen	> 50	0 - 63	0 - 1.8
enge Grobporen	50 - 10	63 - 316	1.8 – 2.5
Mittelporen	10 – 0.2	316 - 15000	2.5 – 4.2
Feinporen	< 0.2	> 15000	> 4.2

Einzelkörner oder Aggregate resultieren. Die Porenverteilung von Primärporen ist somit sehr eng korreliert mit der Korngrößenverteilung (\rightarrow Versuch A1). Sekundärporen entstehen als Resultat hohlraumzeugender Prozesse (Schrumpfungs- und Schwundrisse, Wurzelkanäle und Röhren, Kammern, Gänge, Kammern bodenbewohnender Tiere). Sie besitzen größere und weniger stark variierende Durchmesser (>60 μm) als Primärporen, sind weniger gewunden („tortuos“) als diese und verlaufen bevorzugt in vertikaler Richtung. Daher sind in ihnen Transportvorgänge für Wasser und gelöste Stoffe besonders effizient. Diese Strukturmerkmale sind jedoch weniger stabil als die texturbedingten Poren und als Ergebnis einer dynamischen Gefügebildung anzusehen.

Die Porengrößen sind, wie die Korngrößen, kontinuierlich verteilt. Die Größenverteilung kann über die Retentionskurve dargestellt werden, in der der volumetrische Wassergehalt einer Probe θ gegen das Matrixpotential in der Probe ψ aufgetragen ist. Analog zur Kornsummenkurve, bei der konventionell festgelegte Bereiche für Ton, Schluff und Sand definiert sind, dient die Retentionskurve zur Unterteilung konventionell festgelegter Porengrößenklassen (siehe Tab. 2). Mit den Grenzen der unterschiedlichen Porengrößenklassen sind charakteristische Kennwerte des Wasserhaushaltes im Boden verbunden.

Primärporen werden nach der Intensität der Wasserbindung in den Poren in Fein-, Mittel- und Grobporen eingeteilt. Grobporen sind für Wurzeln und Mikroorganismen zugänglich. Sie binden Wasser nur schwach. In den weiten Grobporen bewegt sich das Wasser vergleichsweise leicht und perkoliert unter dem Einfluss der Schwerkraft rasch, in den engen Grobporen langsam. In Mittelporen und Feinporen sind dagegen Kapillarkräfte wirksam, die das Wasser stärker an die Matrix binden. Dabei ist die Stärke der Bindung umgekehrt proportional zum Porendurchmesser (Young-Laplace-Gesetz). In Poren mit Durchmessern < 10 μm (Grenze Grobporen – Mittelporen) sind die Kapillarkräfte stark genug, um das Wasser für längere Zeiträume entgegen der Schwerkraft im Boden zu halten. Das in den Mittelporen (\varnothing 0.2 – 10 μm) gebundene Wasser kann durch Pflanzenwurzeln dem Boden entzogen werden. Feinporen (\varnothing < 0.2 μm) dagegen binden das Wasser so stark, dass es für die meisten Pflanzen nicht mehr verfügbar ist. Sie sind somit, abgesehen von der unmittelbaren Bodenoberfläche, unter humiden Klimabedingungen stets wasserführend. Das Wasser in Feinporen wird auch „Totwasser“ genannt.

2.1.2 Lagerungsdichte ρ_B (Synonyme: Dichte des Bodens, Bodendichte, Raumgewicht, Volumengewicht, scheinbare Dichte, Schüttgewicht)

Die Lagerungsdichte ρ_B ergibt sich aus dem Verhältnis von Masse der festen Bestandteile (m_f) zum gesamten Volumen des Bodens (V_g). Da die Bodenporen wechselnde Anteile von Luft und Wasser enthalten, wird die Masse auf einen genormten Zustand (Trockenmasse nach DIN 19683, Blatt 4) bezogen. Damit folgt zur Berechnung der Lagerungsdichte [g cm^{-3}]:

$$\rho_B = \frac{m_f}{V_g}, \quad (7)$$

wobei m_f [g] die Masse der festen Bestandteile und V_g [cm³] das gesamte Bodenvolumen bezeichnen. Hinweis: ρ_B ist von der Dichte der festen Bodensubstanz ρ_f zu unterscheiden, die definiert ist als Masse Boden pro Volumen der Festsubstanz.

2.1.3 Porosität (ε) (Synonyme: Porenanteil, Porenvolumen)

Die Porosität ε [-] bezeichnet den volumetrischen Anteil des Porenraums (V_p) am Gesamtvolumen (V_g)

$$\varepsilon = \frac{V_p}{V_g} \quad (8)$$

Meist wird die Porosität in % angegeben (Multiplikation des Werts in Gl. (8) mit 100). Das Porenvolumen kann bei bekannter Dichte der Festsubstanz ρ_f aus der Lagerungsdichte berechnet werden

$$\varepsilon = \left(1 - \frac{\rho_B}{\rho_f} \right) \quad (9)$$

Anmerkung: ρ_f beträgt 2.65 für Quarz, für Tonminerale 2.2 – 2.9, für organische Substanz wie Rohhumus und Torf ≈ 1.4 . Für Böden mit geringem Gehalt an organischer Substanz kann ρ_f als 2.65 g/cm³ angenommen werden, da Quarz in der Regel den Hauptanteil der Festsubstanz bildet. Eine Korrekturtabelle für Festsubstanzdichten in Böden mit verschiedenen Anteilen von organischem Material findet sich in Hartge und Horn (1992, Kap. 6.6).

2.1.4 Porenziffer (Z)

Die Porenziffer Z [-] gibt den Volumenanteil der Poren (V_p) bezogen auf das Feststoffvolumen (V_f) an.

$$Z = \frac{V_p}{V_f} \quad (10)$$

Die Porenziffer ist zur Beschreibung von Gefügeänderungen, z.B. bei Lockerungs- oder Verdichtungsvorgängen dem Porenvolumen vorzuziehen, da sie als dimensionlose Größe nur Volumina als Variablen enthält. Die Gleichung (10) kann mit Porenvolumen und Lagerungsdichte mathematisch verknüpft werden

$$Z = \frac{\varepsilon}{1 - \varepsilon} = \frac{\rho_f}{\rho_B} - 1 \quad (11)$$

2.1.5 Feldkapazität FK

Die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG Boden, 1994) definiert als Feldkapazität (FK) „die Wassermenge, die ein Boden gegen die Schwerkraft zurückhalten kann“ (KA Boden, 1994, S. 301). In einer verbreiteten Definition wird als „Feldkapazität“ der Wassergehalt eines Bodens bezeichnet, der sich etwa zwei Tage nach einer vollständigen Aufsättigung als Folge

der natürlichen Drainung einstellt (Scheffer/Schachtschabel, 2002, S. 231). Der Boden ist dann durch die Schwerkraft so weit entwässert, dass die Grobporen luftgefüllt sind, die Mittel- und Feinporen dagegen noch Wasser enthalten. In einer realen Feldsituation ist der Wassergehalt „Feldkapazität“ von vielen Faktoren beeinflusst. Der Abstand zum Grundwasser und die Geländeneigung beeinflussen die Dränintensität. Die Körnung, der Gehalt an organischer Substanz und das Gefüge bestimmen die hydraulische Leitfähigkeit. Die Horizontabfolge und evtl. schräg einfallenden Horizontgrenzen beeinflussen schließlich den auftretenden Wasserfluss. Als Substrateigenschaft (nicht als Standorteigenschaft !) wird „Feldkapazität“ deshalb meist nicht anhand der vorliegenden Feldsituation, sondern als operationaler Kennwert in Form eines im Labor an Bodenproben messbaren Wassergehalts angegeben. In der Regel wird dabei der Wassergehalt bei pF 1.8 verwendet, bei einer grundwasserfernen Situation auch der Wassergehalt bei pF 2.5.³ Der Konvention folgend definieren wir als **Feldkapazität (FK)** den volumetrischen Wassergehalt⁴(!) bei pF=1.8 (vgl. AG Boden, 1994)

$$FK = \theta_{pF=1.8} \quad (12)$$

Der Kartieranleitung (AG Boden, 1994) folgend gilt diese Definition der Feldkapazität für „grundwassernahe“ Verhältnisse. Für „grundwasserferne“ Böden dagegen wählen wir den Wassergehalt bei pF = 2.5. Diesen pF-Werten entsprechen Äquivalentporendurchmesser von 50 µm (weite Grobporen) und 10 µm (enge Grobporen) (vgl. Tab 3).

2.1.6 Luftkapazität LK

Unter **Luftkapazität (LK)** [-] verstehen wir den volumetrischen Luftgehalt einer Bodenprobe bei Feldkapazität. Er lässt sich aus der Porosität und der Feldkapazität berechnen:

$$LK = \varepsilon - FK \quad (13)$$

2.1.7 Permanenter Welkepunkt PWP

Unter dem Begriff »**Permanenter Welkepunkt**« (*PWP*) versteht man das Matrixpotential, ab dem Wasser im Boden derart gering verfügbar ist, dass viele Kulturarten zu welken beginnen (ursprünglich bestimmt an Sonnenblumen im Gefäßversuch ⇒ keine Naturkonstante, sondern Konvention!). Der PWP ist kulturartspezifisch. Ähnlich zur Feldkapazität wird jedoch in der Regel die konventionell festgelegte Wasserspannung pF = 4.2 (entspricht einem Kapillardruck von etwa 15 bar) verwendet.

2.1.8 Welkepunkt-Wasserkapazität WWK

Der beim PWP vorliegende Wassergehalt θ wird als **Welkepunktwasserkapazität (WWK)** definiert:

$$WWK = \theta_{pF=4.2} \quad (14)$$

2.1.9 Nutzbare Feldkapazität nFK

Für die Wasserversorgung von Pflanzen ist entscheidend, welche Wassermenge ein Boden

³ pF-Wert: dekadischer Logarithmus des negativen Matrixpotentials (=„Saugspannung“, „Tension“), ausgedrückt als Druckhöhe in cm Wassersäule.

⁴ Achten Sie bitte unbedingt auf folgende „Feinheit“, die in Klausuren und Prüfungen allzu oft zu Fehlern führt: die Feldkapazität ist nicht der pF 1.8, sondern der Wassergehalt beim pF 1.8!

einerseits gegen die Schwerkraft zurückhalten kann, andererseits aber nur so fest bindet, dass es für Pflanzen verfügbar bleibt. Als wichtige Substrateigenschaft ist hierbei die **Nutzbare Feldkapazität (nFK)** definiert, die sich als Differenz von Feldkapazität und Welkepunktwaterkapazität errechnet

$$nFK = FK - WWK \quad (15)$$

Um die Wasserversorgung eines Standorts zu beurteilen, muss neben der Substrateigenschaft „nutzbare Feldkapazität“ die Durchwurzelungstiefe berücksichtigt werden. Dies führt zur **Nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraums ($nFKWe$)**

2.1.10 Nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraums $nFKWe$

Die $nFKWe$ ist ein für den Pflanzenanbau wichtiges Maß für die effektiv nutzbare Wassermenge an einem Standort. Sie wird gerne in mm ($= 1 \text{ m}^{-2}$) angegeben. Renger und Strebel (1982, zit. in Scheffer/Schachtschabel, 2002) listen für Getreide als mittlere effektive Wurzeltiefe 0.5 m in Grobsand, 0.7 m in lehmigem Sand, 0.9 m in sandigen Lehm, und 1.1 m in lehmigem Schluff. Man errechnet sie aus Feldkapazität und effektiver Durchwurzelungstiefe:

$$nFKWe = nFK \cdot \Delta z_w \quad (16)$$

mit Δz_w = tiefste Lage der horizontalen Wasserscheide im Boden für eine bestimmte Kulturart (AG Boden, 1994). Die höchsten $nFKWe$ findet man dementsprechend in tiefgründigen, schluffreichen Böden, die geringsten in flachgründigen Ton- oder Sandböden.

2.2 Bestimmung von Lagerungsdichte und Porosität

2.2.1 Bestimmung der Lagerungsdichte durch Wägung

Die Bodenprobe wird in ungestörter Lagerung mit dem Stechzylinder entnommen. Die Probe wird aus dem Stechzylinder in eine vorgewogene Trocknungsschale überführt, im Trockenschrank bei 105°C für 24 Stunden getrocknet, und rückgewogen. Das Nettogewicht des Bodens in der Schale (in g) wird durch das Bodenvolumen (in cm^3) geteilt (Gl. 7). Dies ergibt die Lagerungsdichte. Die Porosität wird daraus unter Annahme einer Dichte der Festsubstanz von 2.65 g cm^{-3} nach Gl. 9 errechnet.

Anmerkung

Die Bestimmung der Lagerungsdichte erfolgt meist als abschließende Messung nach einer Kaskade von Entwässerungsschritten. In der Regel werden an den Stechzylinderproben zunächst Messungen zur Bestimmung von Wassergehalten bei unterschiedlichen Matrixpotentialen vorgenommen (\rightarrow Feldkapazität, Retentionskurve).

2.3 Unterdruckmethode

2.3.1 Bestimmung der Feldkapazität mit der Unterdruckmethode

Die Ermittlung des Gleichgewichts-Wassergehaltes bzw. -Luftgehaltes einer Bodenprobe bei einem definierten Matrixpotential (entsprechend z.B. $pF=1.8$) erfolgt durch Entwässern einer vorher aufgesättigten Probe durch Anlegen eines entsprechenden Unterdrucks an die

Wasserphase oder alternativ eines Überdrucks an die Gasphase. Bis zum pF 2.5 wird in der Regel das Unterdruckverfahren vorgezogen, für niedrigere Matrixpotentiale ist man auf das Überdruckverfahren angewiesen (DIN ISO 11274). Das Wasser muss über ein semipermeables poröses Medium (durchlässig für Wasser, undurchlässig für Luft) aus der Probe austreten können. Kommt der Wasserfluss zum Stillstand, so ist die Probe im hydrostatischen Gleichgewicht. Der mittlere Wassergehalt wird dem Matrixpotential zugeordnet, das im hydrostatischen Gleichgewicht in der mittleren Höhe des Stechzylinders herrscht.⁵

Die Bodenprobe wird in ungestörter Lagerung mit dem Stechzylinder entnommen. Der Stechzylinder wird im Labor auf ein Filterpapier gestellt, und langsam von unten aufgesättigt. Dies erfolgt am einfachsten auf einem Sandbad oder auf einer keramischen Platte. Dabei muss das Wasser ungehindert von unten zutreten können. Die Aufsättigung sollte wenigstens 1 Tag, besser 1 Woche betragen. Ist das Ziel der Aufsättigung die Bestimmung des gesättigten Wassergehaltes, so müsste ein Einstau bis zum oberen Rand des Stechzylinders erfolgen. Wird auf die Bestimmung des gesättigten Wassergehaltes verzichtet, so genügt die Aufsättigung bis zum unteren Rand des Stechzylinders.

Nach der Aufsättigung wird der Stechzylinder mitsamt einem Filterpapier auf eine keramische Platte gesetzt, an der ein Unterdruck von 5.98 kPa (entspricht einer Druckhöhe von 61 cm) anliegt. Wegen der Probenhöhe von 4 cm beträgt das Matrixpotential in der Mitte der Probe somit 63 cm WS, was einem pF -Wert von 1.8 entspricht (siehe Rechenbeispiel auf Seite 16). Dieser Unterdruck kann über eine hängende Wassersäule oder über eine anderweitige Druckregelung erzeugt werden (Abb. 3).

Der Stechzylinder verbleibt bis zur Gleichgewichtseinstellung auf der Platte, anderweitige Wasserverluste durch Verdunstung sind zu verhindern. Dann wird das Gewicht des Bodens bestimmt, der Boden in eine Trocknungsschale überführt, im Trockenofen 24 h bei $105\text{ }^{\circ}\text{C}$ ⁶ getrocknet und das Nettogewicht erneut bestimmt. Aus dem Massenverlust und dem Volumen des Stechzylinders lässt sich der Wassergehalt errechnen (die Dichte des Wassers ρ_w kann zu 1 g cm^{-3} angenommen werden):

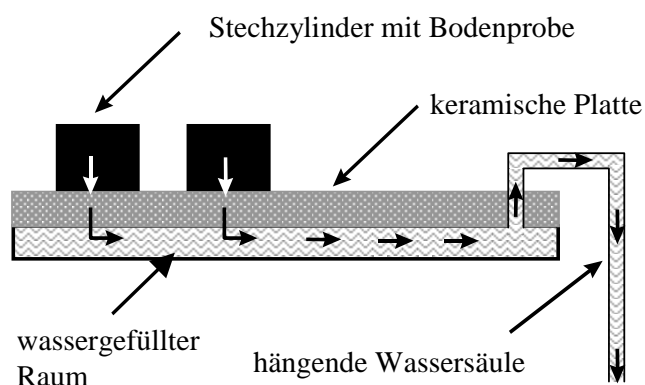


Abb. 3: Unterdruckmethode zur Messung der Retentionscharakteristik (aus Huwe, 1999)

⁵ Diese Zuordnung ist einfach, führt aber bei grobkörnigen Böden und bei hohen Stechzylindern zu einem nicht zu vernachlässigendem Fehler.

⁶ Diese Trocknung entfernt nach Jury et al. (1991) nur das „interparticle water“, nicht das Wasser an Tonmineralen („Kristallwasser“). Die Definition des Wassergehalts Null ist also operationell!

$$\theta = \frac{m_{\text{Stechzylinder}} - m_{\text{Trocken}}}{V_{\text{Stechzylinder}} \cdot \rho_w} \quad (17)$$

Berechnungsbeispiel:

Masse Stechzylinder+Probe feucht	270 g
Masse Stechzylinder+Probe trocken	245 g
Volumen	100 cm ³
Wassergehalt	0.25 cm³/ cm³
Probenhöhe	4 cm
Wasserdruckhöhe an Oberfläche der keramischen Platte (= Unterseite der Probe)	-61 cm
Matrixpotential der Probe	-63 cm

2.3.2 Bestimmung der Retentionskurve mit der Unterdruckmethode

Die Feldkapazität als Wassergehalt bei pF 1.8 (grundwassernah) oder pF 2.5 (grundwasserfern) bildet einen einzelnen Messpunkt auf einer generalisierten Beziehung zwischen Wassergehalt und Matrixpotential, der sogenannten „Retentionskurve“ oder „Wasserspannungscharakteristik“. Durch Messungen von Gleichgewichtswassergehalten bei einer Anzahl weiterer Matrixpotentiale – entweder konsekutiv an denselben Stechzylindern, oder parallel an einer Vielzahl von parallel gemessenen Stechzylindern – können weitere Punkte der Retentionskurve ermittelt werden.

2.3.3 Konkrete Versuchsdurchführung im Praktikum (je Gruppe)

1. Entnehmen Sie ungestörte Stechzylinderproben von einem Versuchsstandort. Notieren Sie Lage des Standortes, Bodenart, Datum, Probenahmetiefe, Bodenzustand, Witterung, Probenbezeichnungen, sowie die Massen von 6 Stechzylindern und 6 Deckeln.
2. Notieren Sie nach dem Transport ins Labor die Massen der Stechzylinder m_{frisch} unmittelbar nach der Probenahme⁷.
3. Sättigen Sie die Stechzylinderproben durch Aufsetzen in die pF-Apparatur (Platte „Aufsättigung“) mindestens eine Woche lang mit Wasser auf. Wiegen Sie die am unteren Rand völlig aufgesättigten Stechzylinder; daraus errechnet sich der Wassergehalt beim mittleren Matrixpotential $h = -2$ cm (pF = ~0.3).
4. Platzieren Sie jeweils einen ihrer sechs Stechzylinder mit Filter für auf den Unterdruckplatten „-10 cm“, „-20 cm“, „-30 cm“, „-60 cm“, und ohne Filter auf den Platten „-100 cm“, „-300 cm“. Belassen Sie die Proben bis zur Gleichgewichtseinstellung⁸ (d.h. Massenkonstanz) auf den Platten.
5. Wiegen Sie die Stechzylinderproben nach Abschluss der Gleichgewichtseinstellung,

⁷ In der Regel wird die Probe mit einem zugehörigen Deckel gewogen, der während der gesamten Prozedur als der Probe zugehörig verbleibt. Sie müssen die Massen der Stechzylinder und Deckel kennen, um die Netto-Massen der Proben bestimmen zu können.

⁸ Die Zeit bis zur Gleichgewichtseinstellung ist hoch variabel. Als Faustwerte sollten die Stechzylinder auf der 10er und 20er-Platte nach wenigen Tagen, auf der 60er-Platte und 100er-Platte nach 2 Wochen, und auf der 300er nach 4 Wochen im Gleichgewicht sein. In einer seriösen Versuchsdurchführung müssen Sie das durch wiederholte Wägung explizit prüfen.

und überführen Sie den Stechzylinderinhalt in Waagschalen. Messen Sie die Massen der Waagschalen mit dem feuchten Boden, und stellen Sie diese in den Trockenschrank. Dort werden die Proben für 24 Stunden bei 105 °C getrocknet. Danach werden Sie für 1 Stunde zur Abkühlung in einen Exsikkator eingestellt und danach durch Wägung die Trockenmasse $m_{trocken}$ der Bodenprobe festgestellt.

6. Vergessen Sie nicht, am Ende des Versuches Waagschalen, Stechzylinder etc. zu säubern und zu verstauen und die Bodenproben zu entsorgen.

2.3.4 Anmerkungen zur Unterdruckmethode

1. Die **Zeit bis zur Gleichgewichtseinstellung** beträgt in der Praxis 1 - 30 Tage; sie ist maßgeblich abhängig von der Höhe des Stechzylinders und der Druckstufe sowie der Bodenart. Generell gilt die Regel, dass die Zeit zur Gleichgewichtseinstellung quadratisch mit der Probenhöhe wächst. Ein Stechzylinder von 20 cm Höhe wird also 100 mal länger zur Gleichgewichtseinstellung benötigen als ein Stechring von 2 cm Höhe! Dies beschränkt die Methode in der Praxis auf relativ kleine Probenhöhen von maximal 5 cm. Größere Proben können nur noch durch instationäre Verfahren ausgewertet werden (siehe Versuch B5).

Die Bodenart ist insbesondere für die Gleichgewichtseinstellung im Bereich der Mittelporen von entscheidender Bedeutung. So ist es praktisch unmöglich, einen Sand bei Matrixpotentialen kleiner -200 cm ins hydrostatische Gleichgewicht zu bekommen, da der Porenraum praktisch entwässert ist und die hydraulische Leitfähigkeit bereits gegen Null geht. Eine fehlende Gleichgewichtseinstellung ist in diesem Fall allerdings nicht sehr kritisch, da man sich ohnehin im Bereich befindet, in dem auch die Wasserkapazität gegen Null geht, die Wassergehalte sich also zwischen den Druckstufen nicht mehr nennenswert unterscheiden.

Für sehr feinporige Böden (Tone) dagegen muss bezweifelt werden, ob sie je ins hydrostatische Gleichgewicht kommen (Dirksen, 1999). Zumindest sollten für solche Böden möglichst flache Stechzylinder, z.B. der Höhe 1 cm, verwendet werden.

2. Der Kontakt zwischen **Platte** und **Boden** ist für den Ausflussprozess von größter Bedeutung und insbesondere bei höheren Druckstufen ein nicht zu unterschätzendes Problem. In jedem Fall ist zu vermeiden, dass die Porengrößenweite des Filterpapieruntersatzes so groß ist, dass beim anliegenden Unterdruck diese Poren bereits entwässert sind. Auch bei einem geeigneten Papierfilter kann an der losgelösten Bodenprobe während des Wägevorgangs bereits in kürzester Zeit im Labor eine oberflächliche Austrocknung erfolgen, so dass nach dem erneuten Aufsetzen der hydraulische Kontakt unterbrochen ist. Es ist deshalb ratsam, vor jedem erneuten Aufsetzen die keramische Platte mit einem Wassersprüher so anzuweichen, dass der erneute hydraulische Kontakt gesichert ist.
3. Die **Wägung der Bodenprobe** sollte zügig erfolgen, so dass Verdunstung vom Stechzylinder das Probengewicht nicht verändern kann, und – wichtig – keine oberflächliche Abtrocknung zu nachfolgenden Kontaktproblemen Platte - Boden führt. Der Gewichtsverlust durch Verdunstung ist insbesondere nach der Trocknung bei 105 °C von Bedeutung. Da die Stechzylinder in der Regel vor der Wägung einer längeren Abkühlungsphase ausgesetzt sind, kann der Wassergehalt dabei leicht von "*ofentrocken*": $\theta = 0.0$; pF etwa 6.8) auf "*lufttrocken*" ($\theta > 0.0$; $pF \sim 6.0$!) ansteigen, wenn eine Feuchtigkeitsaufnahme aus der Laborluft erfolgt. In diesem Fall müssen die Proben im Exsikkator abgekühlt werden.

Ein weiterer zu beachtender Punkt ist eine eventuelle Verfälschung des Probengewichtes durch Verschleppung von Körnern. Generell wird bei feinkörnigen Böden der Zusammenhalt der Bodenmatrix groß genug sein, um Bodenverluste am Filter einerseits, aber auch an der Waagenoberfläche andererseits zu vermeiden (bei

kritischen Böden im feuchten Bereich ist evtl. die Wägung auf einer Teflonoberfläche vorteilhaft). Bei sandigen Böden kommt es häufiger zum Anhaften von einzelnen Körnern, z.B. am Deckel des Stechzylinders. In solchen Fällen können die Körner leicht auf die Probe abgeklopft werden. Die Messgenauigkeit der Wägung sollte auf mindestens 0.1 % Wassergehalt erfolgen; bei einem 100 cm³ Stechzylinder bedeutet das eine Genauigkeit von 0.1 Gramm.

4. Eines der am meisten unterschätzten Probleme bei der Gleichgewichtseinstellung zwischen Stechzylinder und keramischer Platte stellt der **Wasserverlust aus dem System durch Verdunstung** dar. Vor allem bei den höheren Druckstufen kann dies dazu führen, dass der Stechzylinder nicht auf das geplante Matrixpotential von z.B. $\psi = -300$ cm austrocknet, sondern die Austrocknung auf -500 bis -1000 cm oder noch geringere Potentiale weiterschreitet. Es ist deshalb extrem wichtig, den Verdunstungsverlust der Stechzylinder auf Null zu reduzieren. Bei den keramischen Platten, die wir im Rahmen des Praktikums verwenden, kann dies dadurch gelöst werden, dass sie von einem Wasserbad umgeben sind, so dass die Luftfeuchte stets annähernd gesättigt ist. Im Idealfall herrscht ein Gleichgewicht des Wasserpotentials zwischen der Luft und der Platte.
5. **Hysterese.** Die $\theta(\psi)$ -Charakteristik ist eine hysteretische Funktion, d.h. ihr Verlauf hängt davon ab, ob der aktuelle Wassergehalt als Folge eines Entwässerungsprozesses ("*drainage*") oder eines Bewässerungsprozesses ("*imbibition*") im Boden ist. Darüber hinaus spielt auch die Vorgeschichte der Be- und Entwässerungsvorgänge eine Rolle, so dass unter instationären, natürlichen Randbedingungen nicht eine, sondern eine unendlich große Anzahl von $\theta(\psi)$ -Beziehungen vorliegen. Der Begriff "Retentionskurve" impliziert, dass bei der Bestimmung der $\theta(\psi)$ -Charakteristik nur ein ganz spezieller Ast der hysteretischen Beziehung gemessen wird: die sogenannte **Erstentwässerungskurve**. Zwar ist mit der vorliegenden Messtechnik denkbar, auch einen Bewässerungsast zu messen (indem die Proben wieder von hohen auf niedrigere Druckstufen umgesetzt werden und gewährleistet ist, dass aus den keramischen Platten Wasser in die Proben fließen kann). Auf diese Messung wird jedoch in der Regel verzichtet. Die Hysterese wird in Simulationen entweder ignoriert oder durch möglichst einfache Modelle abgebildet. Tatsächlich sind die bestehenden Modelle und Methoden jedoch noch mit gravierenden Mängeln behaftet und es besteht auf diesem Sektor noch erheblicher Forschungsbedarf.
6. **Ergebniskorrektur.** Bei grobkörnigen Materialien und relativ hohen Proben führt die Zuordnung einer mittleren Tension zu einem mittleren Wassergehalt zu einem systematischen Fehler der wahren (auf einen Punkt definierten) Retentionsfunktion, was sich vor allem im Bereich des Lufttrittpunktes als Glättung äußert. Es ist möglich, diesen Fehler nachträglich herauszurechnen (Jalbert und Dane, 2001; Peters und Durner, 2006).
7. **Ungestörtheit der Probe.** Für die Gültigkeit der Ergebnisse im Bereich nahe Sättigung ist es wichtig, einen ungestörten Bodenausschnitt zu beproben. Dies ist nicht perfekt möglich, Probleme bestehen im Quellen von Bodenproben beim Aufsättigen und im Schrumpfen, mit einer Veränderung insbesondere des Makroporen- und weiten Grobporengefüges als Resultat der Austrocknung. Die Erhaltung der Porenstruktur spielt bei den höheren Druckstufen, bei denen Poren im Mittel- und Feinporenbereich entwässert werden, dagegen keine Rolle. Da diese Poren texturbedingt sind, können (und sollen) höhere Druckstufen (ab -300 cm) an gestörten Proben im Drucktopf gemessen werden. Wichtiger als die Ungestörtheit ist nun, dass die Proben möglichst flach sind (z.B. 5 mm), um eine schnelle Gleichgewichtseinstellung zu gewährleisten (vgl. Überdruckmethode).

2.4 Drucktopfmethode (Überdruckmethode)

2.4.1 Bestimmung der WWK mit der Überdruckmethode

Im Bereich $2.5 < p_F < 4.2$ können Gleichgewichtswassergehalte eingestellt werden, indem man feuchtes Bodenmaterial in einem Drucktopf ("pressure membrane apparatus") bringt, bei dem die Gasphase unter einem Überdruck p_a steht, während die Wasserphase über eine feinporige Keramik in Kontakt zu atmosphärischem Umgebungsdruck entwässern kann (Abb. Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.).

Da bei $p_F 4.2$ alle Mittelporen entwässert sind und nur noch die Feinporen wassergefüllt sind, ist die WWK nicht durch die Bodenstruktur beeinflusst, sondern allein durch das primäre (texturbedingte) Porensystem gegeben. Die Messungen können deshalb an gepackten Proben vorgenommen werden. Dies ist von Vorteil, weil die Entwässerungsdynamik sehr langsam ist und somit sehr flache Proben eingesetzt werden sollten.

2.4.2 Versuchsdurchführung

1. Als Bodenmaterial wird die angefeuchtete Feinbodenfraktion verwendet (ggf. Absiebung auf < 2 mm).
2. In Drucktöpfe (Abb. 4) werden im Vorfeld der Messung gewässerte, entlüftete, poröse Keramikplatten eingebracht. Deren Unterseite ist über einen Auslass mit der Atmosphäre verbunden. Die Dichtheit des Systems wurde im Vorfeld der Messung geprüft. Die Porengröße der Keramik hängt von der Druckdifferenz ab, die im Drucktopf appliziert werden soll. In unserem Praktikum werden Platten für 1.0 bar ($p_F 3.0$), 3.0 bar ($p_F 3.5$) und 15 bar ($p_F 4.2$) eingesetzt.
3. Eine Bodenmenge von etwa einem Teelöffel wird in kleine, auf der porösen Keramik liegende Ringe eingebracht und an der Keramik etwas festgepresst, so dass ein guter Kontakt zwischen Boden und Keramik gewährleistet ist. Wenn die Ringe nicht mit eingravierten Kennungen versehen sind, so ist eine sorgfältige Protokollierung der Probenzuordnung notwendig. Pro Horizont sollten wenigstens 5 Parallelproben eingebracht werden, um eine Aussage über die Messunsicherheit zu gewinnen.
4. Wenn alle Proben auf der Keramik aufgebracht sind, wird der Drucktopf verschlossen und unter Druck gesetzt. **Aus Sicherheitsgründen darf dies nur unter Anleitung und im Beisein einer Betreuungsperson geschehen!**
5. Der Druck wird über einen Zeitraum von einigen Tagen bis Wochen aufrechterhalten.

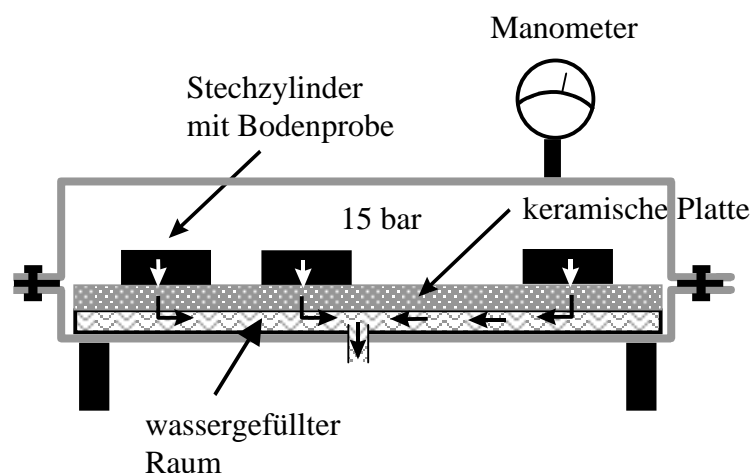


Abb. 4: Überdruckmethode zur Messung der Retentionscharakteristik (aus Huwe, 1999)

Nach dieser Zeit erwartet man, dass die Gleichgewichtseinstellung erfolgt ist. Der Druck wird nun abgelassen, der Drucktopf wieder geöffnet, die Proben von der keramischen Platte entfernt und in saubere beschriftete Alu-Döschen überführt. Diese werden gewogen, 24 h im Trockenschrank bei 105 °C getrocknet, dann entnommen, im Exsikkator abgekühlt und erneut gewogen.

6. Der Wassergehalt errechnet sich zunächst als gravimetrischer Wassergehalt aus dem Massenverhältnis des im Boden vorhandenen Wassers gegen das trockene Bodengewicht. Die Umrechnung in den volumetrischen Wassergehalt erfolgt unter Verwendung der mittleren Lagerungsdichte $\bar{\rho}_b$ für den untersuchten Bodenhorizont gemäß

$$\theta = \frac{V_{\text{Wasser}}}{V_{\text{gesamt}}} = \frac{m_{\text{Wasser}} / \rho_{\text{Wasser}}}{m_{\text{Boden}} / \bar{\rho}_b} = \frac{m_{\text{feucht}} - m_{\text{trocken}}}{m_{\text{trocken}}} \cdot \frac{\bar{\rho}_b}{\rho_{\text{Wasser}}} \quad (18)$$

Unterdruckmethode und Überdruckmethode werden in der Regel beide zur möglichst vollständigen Charakterisierung eines Bodenmaterials eingesetzt. Als mittlere Lagerungsdichte $\bar{\rho}_b$ für den untersuchten Bodenhorizont wird dann der aus den Bodenproben der Unterdruckmethode errechnete Wert verwendet.

Berechnungsbeispiel:

Masse Boden feucht (g)	m_{feucht}	4.20 g
Masse Boden trocken (g)	m_{trocken}	4.00 g
Gravimetrischer Wassergehalt (g/g)	θ_{grav}	0.05 g
Dichte von Wasser bei 20°C (g/cm ³)	ρ_{Wasser}	~1.00 g/cm ³
Mittlere Lagerungsdichte des Bodens (ρ_b	1.50 g/cm ³
Volumetrischer Wassergehalt (cm³/cm³)	θ	0.075 cm³/cm³

2.5 Aufgaben

1. Ermitteln Sie für die beprobten Böden die folgenden Kennwerte:

- Wassergehalt bei Probenahme
- Lagerungsdichte
- Porosität
- Retentionskurve
- Feldkapazität
- Luftkapazität
- Wasserkapazität beim permanenten Welkepunkt
- nutzbare Feldkapazität
- nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraums am Standort

Versuchen Sie für alle Abschätzungen Unsicherheitsbandbreiten anzugeben. Visualisieren Sie die Porengrößenanteile der beiden Böden über eine geeignete Balkengrafik (Weite und Enge Grobporen, Mittelporen und Feinporen). Visualisieren Sie die Retentionsdaten der Unterdruck-, der Überdruck-, der Verdunstungs- und der Taupunktmethode in einer einzelnen pF -WG-Grafik, wobei die experimentelle Methodik über die Wahl geeigneter Symbole und der Böden über Farben erkennbar bleiben soll. Ist für die einzelnen Druckstufen erkennbar, dass sich ein hydrostatisches Gleichgewicht eingestellt hat?

2. Diskutieren Sie anhand ihrer Ergebnisse nachfolgende Fragen. Ziehen Sie dabei die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG Boden, 1994; oder geeignete Lehrbücher) zu Rate.
 - Wie sind die Feldkapazität und die nutzbaren Feldkapazitäten der untersuchten Bodenmaterialien einzustufen? Passen ihre ermittelten Werte zu den Erwartungen aus der Literatur für die Bodenart?
 - Was bedeutet dies für die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraums an den Standorten? Wie schätzen Sie das Wasserrückhaltevermögen des Standorts ein, von dem ihre Bodenproben stammen?
 - Wie schätzen Sie die Luftversorgung des Standorts ein?
 - Welche Konsequenzen haben ihre Ergebnisse für die Güteinstufung als landwirtschaftliche Nutzfläche?

Versuch B3

Bodenwasserpotenzialbestimmung mit der Taupunktmethode (WP4C©)

Versuchszweck:	Lernziel:	Arbeitsschritte:
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Messung des Bodenwasserpotenzials mit der Taupunktmethode und Erweiterung der Retentionsfunktion aus den Versuchen B2 und B5 in den trockenen Bereich ($pF > 5$) 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Verständnis des Zusammenhangs zwischen Wasserpotential und relativer Luftfeuchtigkeit in porösen Medien ▪ Durchführung von Messungen am Taupunktmetrier WP4C™ ▪ Erkennen des Zusammenhangs zwischen der Bodenart (Textur) und dem Verlauf der Retentionskurve im trockenen Bereich 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Probenvorbereitung: Einstellung eines Wassergehalts, welcher die Anwendung der Taupunktmethode ermöglicht ▪ Potenzialmessung am WP4C™ sowie Wägung der Proben nach Ofentrocknung zur Bestimmung des Wassergehalts

3.1 Einleitung

Die Wasserspeicherung in Böden unterschiedlicher Textur wird durch die sog. Retentionskurve quantifiziert. In den Versuchen B2 und B5 wird die Wasserretention für Wasserpotentiale zwischen 0 hPa (vollständige Wassersättigung) und ca. -15000 hPa untersucht. Die hierbei zum Einsatz kommenden Methoden sind für noch stärker negative Wasserpotentiale nicht mehr anwendbar. Die praktische Messgrenze klassischer Tensiometer liegt bei ca -800 hPa und die Messgrenze für Tensiometer mit Siedeverzug liegt derzeit bei ca. -3000 hPa (Versuch B5). Obwohl die Überdruckmethode theoretisch auch bei sehr hohen Gasdrücken anwendbar ist, werden in der Praxis routinemäßig keine Überdrücke angewendet, die zu einer Austrocknung über den permanenten Welkepunkt (PWP) hinausgehen, d.h. standardmäßig wird lediglich die für den Pflanzenbau höchst relevante Welkepunktwasserkapazität (WWK), der Wassergehalt am PWP, bestimmt. Eine Bestimmung der Retentionskurve im trockenen Bereich, d.h. für Wasserpotentiale kleiner -15000 hPa ist jedoch für aride und semiaride Gebiete relevant, da in ihnen während langanhaltender Trockenperioden Wasserpotentiale deutlich kleiner als -15000 hPa auftreten können. Gee et al. (1992) berichten von Wasserpotenzialen in der Größenordnung von -260 MPa in einem Oberboden im Sommer nach anhaltender Dürre. Ziel dieses Versuches ist die Messung des Wasserpotenzials im trockenen Boden, d.h. bei Wasserpotenzialen kleiner als -10 MPa, mit einem Taupunktmetrier sowie die Bestimmung

der zugehörigen gravimetrischen Wassergehalte. Die Kombination dieser Daten ermöglicht die Erweiterung der in Versuch B2 und B5 bestimmten Retentionskurven in den trockenen Bereich.

3.2 Theoretische Grundlagen

Die Messung des Wasserpotenzials im trockenen Boden erfolgt indirekt über die Messung der relativen Luftfeuchtigkeit in der Bodenluft. Der Zusammenhang zwischen dem Wasserpotenzial und der relativen Luftfeuchtigkeit ist im thermodynamischen Gleichgewicht durch die Kelvin-Gleichung gegeben (Durner und Or, 2005):

$$\psi_w = \frac{RT\rho_w}{M_w} \ln \frac{e}{e_0} \quad (19)$$

mit dem Wasserpotenzial ψ_w [Pa] bzw. [J m^{-3}], der universellen Gaskonstante R [$\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$], der Temperatur der Bodenluft T [K], der Dichte von Wasser ρ_w [kg m^{-3}], der Molmasse von Wasser M_w [kg mol^{-1}], dem aktuellen Dampfdruck von Wasser in der Luft e [Pa] und dem Sättigungsdampfdruck e_0 [Pa] bei der Temperatur T . Das Wasserpotenzial ψ_w ist hierbei nicht mit dem Matrixpotenzial gleich zu setzen, da in salzbeeinflussten trockenen Böden der Einfluss gelöster Salze auf das Bodenwasserpotenzial nicht notwendiger Weise zu vernachlässigen ist. Das Bodenwasserpotenzial ψ_w umfasst somit mindestens das Matrixpotenzial ψ_m und das osmotische Potenzial ψ_o . Wird das Bodenwasserpotenzial in der Dimension Länge [cm], d.h. als Druckhöhe h_w [cm] ausgedrückt, erfolgt die Umrechnung über die Gleichung

$$h_w = \frac{\psi_w}{\rho_w g} \quad (20)$$

mit der Erdbeschleunigung g [m s^{-2}]. Als Faustformel entspricht eine Druckhöhe von 1 cm einem Wasserpotential von 0.98 hPa, was man an Hand von Gleichung (20) leicht nachvollziehen kann.

Abb. 5 verdeutlicht den durch die Kelvin-Gleichung beschriebenen Zusammenhang zwischen relativer Luftfeuchtigkeit und Wasserpotenzial beispielhaft für eine Temperatur von 20 °C.

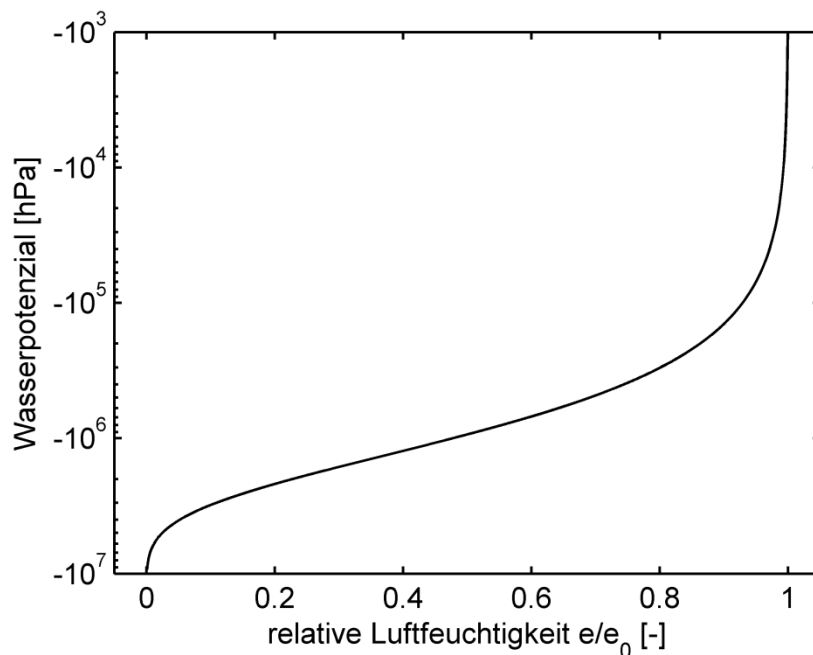


Abb. 5: Der durch die Kelvin-Gleichung beschriebene Zusammenhang zwischen der relativen Luftfeuchtigkeit und dem Bodenwasserpotenzial bei einer Temperatur von 20°C.

Für die Messung der relativen Luftfeuchtigkeit kommen grundsätzlich mehrere Techniken zum Einsatz, (i) Psychrometer, (ii) polymerbasierte Feuchtesensoren und (iii) Techniken, bei denen ein gekühlter Spiegel zum Einsatz kommt (sog. *chilled-mirror technique*). In diesem Versuch wird das Bodenwasserpotential mit einem WP4C Potentiometer der Firma Decagon Devices gemessen, welches die *chilled-mirror technique* einsetzt. Einen Überblick über die Messzelle gibt die Abb. 6. Eine Bodenprobe wird in die Messzelle eingebracht, woraufhin sich die Wasserpotenziale im Boden und in der die Probe überlagernden Luftkammer zunächst äquilibrieren. Zur Beschleunigung der Gleichgewichtseinstellung kommt ein Ventilator zum Einsatz (in Abb. 6 nicht enthalten). Die Temperatur der Bodenprobe wird an der Bodenoberfläche mit einem Infrarotthermometer (Genauigkeit ca. 0.006 °C) gemessen. Während der Messung wird der Spiegel thermoelektrisch gekühlt (sog. Peltier-Effekt) bis Wasser auf dem Spiegel kondensiert. Der exakte Zeitpunkt, zu dem die Kondensation stattfindet, wird photoelektrisch bestimmt. Hierzu wird permanent ein Lichtstrahl auf den Spiegel geleitet. Durch die Kondensation von Wasser auf dem gekühlten Spiegel ändert sich der Reflexionsgrad, d.h. das Verhältnis zwischen reflektierter und einfallender Intensität. Durch gleichzeitige Messung der Spiegeltemperatur wird die Taupunkttemperatur, d.h. die Temperatur bei der die relative Luftfeuchtigkeit eins beträgt, gemessen. Aus der Taupunkttemperatur kann die absolute Luftfeuchtigkeit e [Pa] berechnet werden, die anschließend zur gesättigten Luftfeuchtigkeit e_0 [Pa] bei der gemessenen Bodentemperatur ins Verhältnis gesetzt wird. Das Bodenwasserpotenzial errechnet sich anschließend durch Anwendung der Kelvin-Gleichung (19).

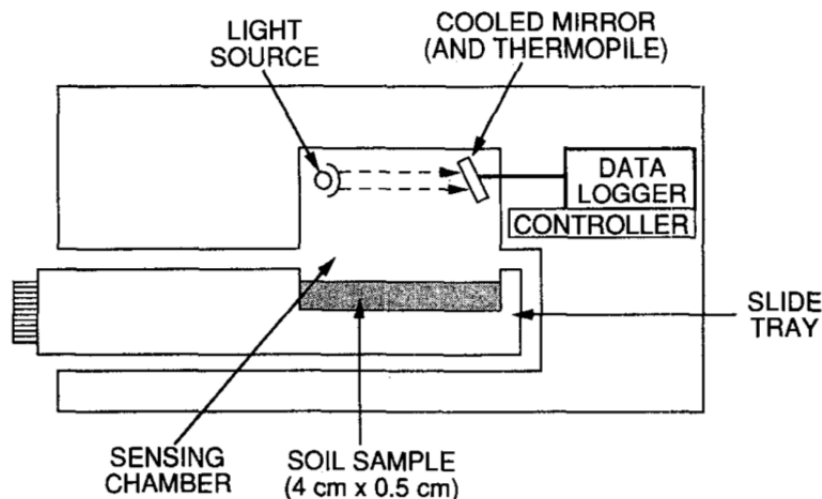


Abb. 6: Schematische Darstellung des WP4C Potentiometers der Firma Decagon Devices (Gee et al., 1992).

Der Hersteller macht folgende Angaben zur Genauigkeit der Messung: ± 0.05 MPa für den Potenzialbereich von 0 bis -5 MPa und 1 % relativer Fehler für den Bereich von -5 bis -300 MPa. Diese Fehler sind eine Konsequenz der Genauigkeit der Messung der relativen Luftfeuchtigkeit. Wie aus Abb. 5 ersichtlich, wird die relative Feuchtigkeit der Bodenluft für Potenziale größer als -10^4 hPa nahezu eins und zeigt keine nennenswerte Veränderung mit dem Potenzial. Als Folge der o.a. Fehler sind Potenzialmessungen in der Größenordnung von -500 hPa mit einem Fehler von 100 % behaftet und die Messung mit dem WP4C© kann im Bereich der Feldkapazität (-300 hPa) zu keinen zuverlässigen Ergebnissen führen. Anders verhält es sich mit der Messung des permanenten Welkepunkts bei einem Potenzial von -1.5 MPa, welches lediglich mit einem relativen Fehler von 3 % behaftet ist. Die Welkepunktwaterkapazität (WWK) kann somit neben der in Versuch B2 angewendeten Überdruckmethode auch mit der Taupunktmethode bestimmt werden allerdings mit dem grundsätzlichen Nachteil, dass das Wasserpotenzial zwar gemessen aber nicht durch Applikation eines definierten Drucks eingestellt werden kann. Gee et al. (2002) und Bitteli und Flury (2009) vergleichen die Ergebnisse beider Messmethoden und kommen zu dem Schluss, dass die Messung mit der Taupunktmethode insgesamt zu verlässlicheren Ergebnissen führt.

3.3 Durchführung der Messung am WP4C

3.3.1 Vorbereitung der Probe

Zunächst bestimmen Sie die Masse eines sorgfältig mit destilliertem Wasser gesäuberten trockenen WP4C-Probenbehälters aus rostfreiem Edelstahl oder Kunststoff (Volumen 15 ml) an der Laborwaage. Anschließend geben Sie das Bodenmaterial in den Probenbehälter und achten darauf, dass der Boden des Behälters möglichst vollständig mit Probenmaterial bedeckt ist. Das Einfüllen der Proben in die Behälter erfordert äußerste Sorgfalt um eine Verunreinigung der Messzelle zu verhindern. Die maximale erlaubte Füllhöhe beträgt knapp die Hälfte der Höhe des Behälters, der Hersteller empfiehlt ein Probenvolumen von 7 ml. Eine Füllung über diese Füllhöhe hinaus kann zur Verunreinigung oder sogar zur Beschädigung der Sensoren des WP4C führen! Achten Sie auch unbedingt darauf, dass der Rand des Probenbehälters sauber und frei von Bodenmaterial ist, da auch dies zur

Verunreinigung der Sensoren führt. Bei der Durchführung ist zu berücksichtigen, dass die Auswertung internes thermodynamisches Gleichgewicht in der Bodenprobe voraussetzt, was ausreichende Zeiten für die Gleichgewichtseinstellung vor der Messung am WP4C erforderlich macht. Die minimale Zeit für die Gleichgewichtseinstellung in der Bodenprobe beträgt 16 Stunden.

3.3.2 Durchführung der Kalibration

Das WP4C sollte vor jedem Messdurchlauf kalibriert werden. Unter Umständen wird auch während einer laufenden Messreihe eine Kalibrierung notwendig. Die Kalibrierung besteht in der Messung des Wasserpotenzials eines 0.5 M KCl-Standards. Man füllt zunächst 4 ml des KCl-Standards in einen Probenbehälter. Am WP4C drückt man den unteren Bedienknopf links vom Display, um in das Konfigurationsmenü zu gelangen. Anschließend drückt man den oberen Bedienknopf rechts vom Display, um das Kalibrierungsmenü zu starten. Die flüssige Probe wird mittels der Lade vorsichtig in das WP4C eingeführt. Hierbei ist darauf zu achten, dass keine Flüssigkeit direkt in die Sensorkammer gelangt. Nach dem Starten der Messung zeigt das Display das gemessene Wasserpotenzial in MPa an. Bei einer Temperatur von 20 °C beträgt das Potenzial der Kalibrationslösung -2.19 MPa und bei einer Temperatur von 23 °C -2.21 MPa. Weicht der Messwert um mehr als 0.05 MPa vom theoretischen Wert ab, muss das WP4C gereinigt werden. Die Reinigung kann nur von geschultem Laborpersonal durchgeführt werden. Ist die Abweichung geringer als 0.05 MPa kann mit den Plus- und Minustasten der korrekte Werte eingestellt werden. Abschließend sollte der KCl-Standard nochmals im Standardmessmodus gemessen werden und hierbei das korrekte Wasserpotenzial angezeigt werden.

3.3.3 Durchführung der Messung

Stellen Sie den an der Schublade befestigten Drehknopf auf die Stellung OPEN/LOAD, öffnen Sie vorsichtig die Schublade und legen Sie den vorbereiteten Probenbehälter in die hierfür vorgesehene Mulde. Prüfen Sie letztmalig den oberen Rand des Behälters auf Sauberkeit. Schieben Sie die Lade vorsichtig zu, das Schieben der Proben in das Messgerät erfordert äußerste Sorgfalt um eine Verunreinigung der Messzelle zu vermeiden. Wenden Sie sich bei entsprechenden Problemen umgehend an die betreuende Person, da eventuell eine sofortige Reinigung des WP4C erforderlich ist. Wählen Sie nun mit dem oberen linken Bedienknopf das Messprogramm aus. Für Wasserpotenziale < -40 MPa wählen Sie den Schnellmodus (f wie fast, erforderliche Zeit 3-5 min), für Proben mit einem Wasserpotenzial größer als -40 MPa wählen die den Genauigkeitsmodus (p wie precise, erforderliche Zeit 10-15 min). Drücken Sie anschließend den rechten unteren Bedienknopf. Sie können nun die Temperaturdifferenz zwischen der Probe und der Sensorkammer $T_s - T_b$ beobachten, die mit der Zeit abnimmt. Warten Sie nun bis die Temperaturdifferenz auf einen Wert kleiner als 1 °C sinkt. Drehen Sie den Drehknopf nun auf die Stellung READ. Dies führt dazu, dass die Kammer den Probenbehälter abschließt und die Messung beginnt. Das WP4C wird nun einen kurzen Signalton abgeben und das grüne Licht leuchtet auf, um zu signalisieren, dass die Messung begonnen hat. Wenn das Instrument die Messung beendet hat, erklingt wiederum ein Signalton und das ermittelte Wasserpotenzial wird am Display angezeigt. Nach der Messung wird der Drehknopf wieder in die Stellung OPEN/LOAD gebracht und die Lade mit der Probe vorsichtig heraus gezogen.

3.3.4 Bestimmung des gravimetrischen Wassergehalts

Nach der Entnahme des Probenbehälters wird der gravimetrische Wassergehalt bestimmt. Der gefüllte Probenbehälter wird unmittelbar nach der Entnahme aus der Messzelle auf der Laborwaage gewogen. Die Messung ist zügig durchzuführen, damit die Probe nicht durch Verdunstung ihren Wassergehalt ändert. Anschließend wird die Probe im Ofen bei 105 °C für mindestens 24 h getrocknet. Nach der Trocknung lässt man die Probe im Exsikkator

abkühlen und bestimmt die Masse an der Laborwaage. Der gravimetrische Wassergehalt berechnet sich nach den in Kapitel B2 angegebenen Gleichungen.

3.3.5 Vorbereiten der Proben für nachfolgende Gruppen

Nachdem Sie Ihre Proben am WP4C gemessen haben, bereiten Sie die Proben für die nächsten Praktikumsgruppen vor. Hierzu wird Ihnen ofentrockenes Bodenmaterial ausgehändigt, welches Sie mit Hilfe einer Spritze auf einen vordefinierten gravimetrischen Wassergehalt aufsättigen. Die zugegebene Masse Wasser kontrollieren Sie durch Wägung mit einer Laborwaage. Die einzustellenden Wassergehalte variieren mit dem Tongehalt des untersuchten Bodens und werden Ihnen im Praktikum von der betreuenden Person mitgeteilt.

3.3.6 Lagerung von Proben

Werden Proben vor oder nach der Messung im WP4C-Probenbehälter aufbewahrt, ist zu berücksichtigen, dass der mitgelieferte Kunststoffdeckel die Probenbehälter nicht luftdicht abschließt und es daher zu einem Verlust von Wasser aus der Probe durch Verdunstung oder zu einer Zunahme des Wassergehalts durch Kondensation kommen kann. Laut Herstellerangabe ist die Verwendung des Deckels bei Lagerung bis zu 3 Stunden möglich. Sollen die Bodenproben luftdicht gelagert werden, können Sie mit Parafilm verschlossen werden, der Deckel kann mit Klebeband fixiert werden und/oder der Probenbehälter mit Deckel wird in einer verschlossenen Plastiktüte gelagert.

3.4 Auswertung und Aufgaben

- Berechnen Sie die gravimetrischen Wassergehalte der gemessenen Proben und rechnen Sie diese unter Berücksichtigung der in Versuch B2 bestimmten Lagerungsdichten in volumetrische Wassergehalte um.
- Stellen Sie die volumetrischen Wassergehalte gegen den dekadischen Logarithmus des Matrixpotenzials dar (Tabelle und Grafik). Sie können vereinfachend annehmen, dass das gemessene Wasserpotenzial dem Matrixpotenzial entspricht.
- Fügen Sie die ermittelten Daten für die Wasserretention im trockenen Bereich in die Grafik der Retentionskurve in ihren Praktikumsbericht für den Versuch B2 ein. Diskutieren Sie Ihre Ergebnisse auch unter Berücksichtigung der Ergebnisse aus den Versuchen B1, B2 und B5.

Versuch B4

Gesättigte Wasserleitfähigkeit (UMS-KSAT©)

Versuchszweck:	Lernziel:	Arbeitsschritte:
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Bestimmung der gesättigten Wasserleitfähigkeit k_s ungestörter Bodenproben 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Durchführung und Auswertung der k_s - Messung an Bodensäulen nach der Methode mit fallendem Überstau („falling head“) und der Methode mit konstantem Überstau („constant head“) ▪ Erkennen des Zusammenhangs zwischen Bodenart, Bodenstruktur und gesättigter Wasserleitfähigkeit 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Ungestörte Probenahme ▪ Probenvorbereitung: Aufsättigung (eine Woche vor Versuchsdurchführung) ▪ Durchführung von Messungen mit konstantem und fallendem Überstau (ein Vormittag) mit Hilfe des Gerätes UMS KSAT©

4.1 Einführung

Die Wasserspeicherung und Wasserleitung in Böden ist von herausragender Bedeutung für eine Vielzahl von ökosystemaren Prozessen in terrestrischen Ökosystemen. Die gesättigte Wasserleitfähigkeit k_s [cm d^{-1}] beeinflusst zum Beispiel die landwirtschaftlichen Nutzungsmöglichkeiten, geotechnische Eigenschaften und ist eine Schlüsselgröße beim Transport von Nähr- und Schadstoffen. Sie ist die bestimmende Größe für das Design von Drainagen oder den Betrieb von Beregnungsanlagen. Wegen der Bedeutung der gesättigten Wasserleitfähigkeit gibt es eine Vielzahl von Methoden zu ihrer Messung in Labor- oder Feldversuchen (Durner und Lipsius, 2005). Diese Methoden können verschiedene Werte ergeben, da die gesättigte Wasserleitfähigkeit von Versuchsgrößen wie der Probengröße, der Art der Probenahme, der Temperatur, und bei feintexturierten Böden der Ionenstärke des verwendeten Perkolationsfluids beeinflusst wird (Durner und Flühler, 2005).

Nach Hartge und Horn (1992) gibt es „für Bestimmungen der gesättigten Wasserleitfähigkeit [] eine Vielzahl von Geräten, die mehr oder weniger voneinander abweichen, weil fast jeder Versuchsansteller sich sein Gerät selbst zusammenbauen muss“. Alle Labormethoden basieren jedoch auf einem von zwei Versuchsprinzipien: der Methode mit konstantem Überstau („constant head“) und der Methode mit fallendem Überstau („falling head“). In diesem Praktikum wird ein kommerziell erwerbbares Gerät eingesetzt, das in Kooperation zwischen der Fa. UMS GmbH München und der Bodenphysik in Braunschweig mit dem Ziel entwickelt wurde, ein universelles, zuverlässiges und sehr genaues Gerät für die k_s -Messung zu schaffen.

4.2 Das UMS-KSAT-Messsystem

Die verwendete Messanlage der Fa. UMS GmbH (Abb. 7) besteht aus einem Messgerät mit integrierten Systemkomponenten zur Wasserdruckaufnahme, einer Bürette für den Zufluss von Wasser, einer porösen Platte (Porenscheibe) zur Verbindung zwischen Messgerät und Messgut, einer Siebkrone mit Dichtungsring zum oberseitigen Abschluss des Stechzylinders mit dem Messgut, und einer Schraubkappe zur Fixierung des Stechzylinders. Ein Druckaufnehmer im Messgerät kommuniziert über einen USB Anschluss mit der PC-Software KSAT VIEW. Der Wasserüberdruck am Eingang zur Probe wird mit Hilfe eines Differenzdruckaufnehmers erfasst und über eine PC-USB-Schnittstelle ausgegeben, mit der KSAT-VIEW-Software aufgenommen, in Real-Zeit visualisiert und ausgewertet. Nähere Angaben zum Aufbau des Messsystems und zur Software KSAT VIEW finden Sie in der Bedienungsanleitung der Fa. UMS GmbH (UMS, 2012a).

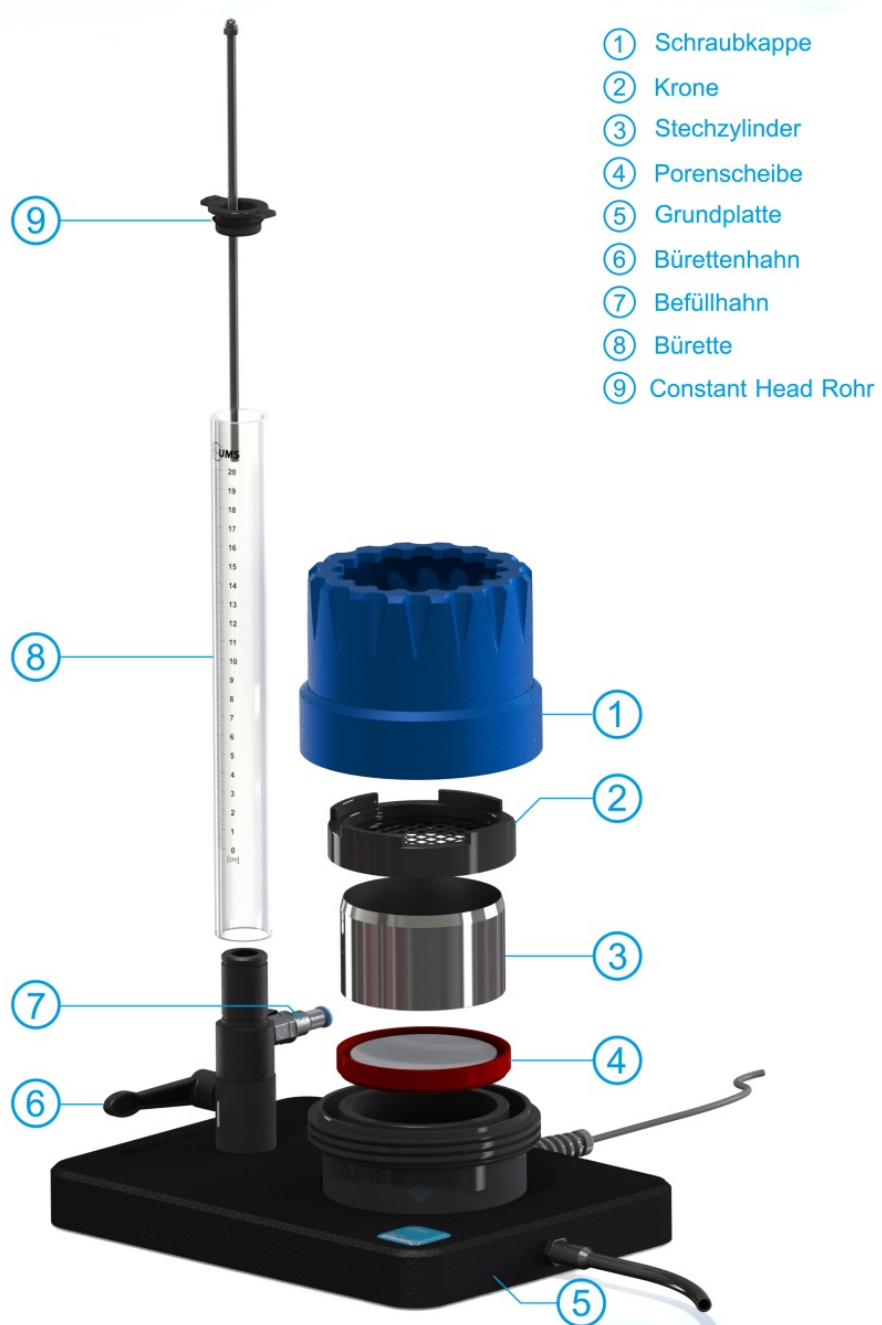


Abb. 7: Das UMS KSAT®-Messsystem.

4.3 Methode mit konstantem Überstau

Abb. 8 verdeutlicht das Messprinzip. Eine Bodensäule wird in aufgesättigtem Zustand dicht auf dem Säulenfuß fixiert und mit einer definierten Überlaufhöhe vertikal von unten nach oben durchströmt. In den Säulenfuß mündet der Auslauf einer Vorratsbürette, die als Mariotte'sche Flasche betrieben wird. Die Veränderung im Vorrat in der Bürette wird manuell abgelesen und notiert.

Nach Öffnen der Verbindung zwischen Mariotte'scher Flasche und Säulenfuß beginnt die Perkolation. Wenn die Zuflussrate konstant und gleich der Ausflussrate ist, dann ist der Wasserfluss durch die Probe stationär. Ab diesem Zeitpunkt sind die Voraussetzungen für eine Messung mit der Methode mit konstantem Überstau gegeben. Es erfolgt die Messung der effektiven Leitfähigkeit des Gesamtsystems, die durch den Widerstand des Bodens, der porösen Platte, und der Leitungen bestimmt ist. Da die untere Platte grobporig gewählt wird, besitzt sie eine Leitfähigkeit, die in der Regel weit über der des Bodens liegt. Ihr Widerstand im Gesamtsystem ist somit vernachlässigbar. Für grobsandige Böden ist dies allerdings nicht in jedem Fall gewährleistet (von der betreuenden Person zu erfragen).

Systemparameter in diesem Versuch sind die Länge L [cm] und Durchmesser D [cm] der Bodensäule, die Höhe Δz_{platte} [cm] und Durchlässigkeit k_{platte} [cm d⁻¹] der porösen Platte. Automatisch registriert werden die Wasserdruckhöhendifferenz zwischen Zulauf und Ablauf ΔH [cm] sowie die zeitliche Entwicklung des Wasserstands in der Vorratsbürette, $H(t)$ [cm]. Der Abfall des Wasserspiegels wird im KSAT-System durch Mausklicks im Softwarefenster bei vorgegebenen Wasserstandshöhen manuell eingegeben. Die Methodik ist damit im Gegensatz zur Methode mit abnehmendem Überstau nur halbautomatisch und wird nicht als Standardmethodik bevorzugt. Sie wird allerdings wegen ihres intuitiven Ablaufs und ihrer sehr einfachen Auswertung im Laborpraktikum eingesetzt.

Die von der Datenerfassung automatisch registrierten Daten werden vom KSAT-Messsystem in einer Datei im csv-Format (*comma-separated values*) gespeichert (UMS, 2012a).

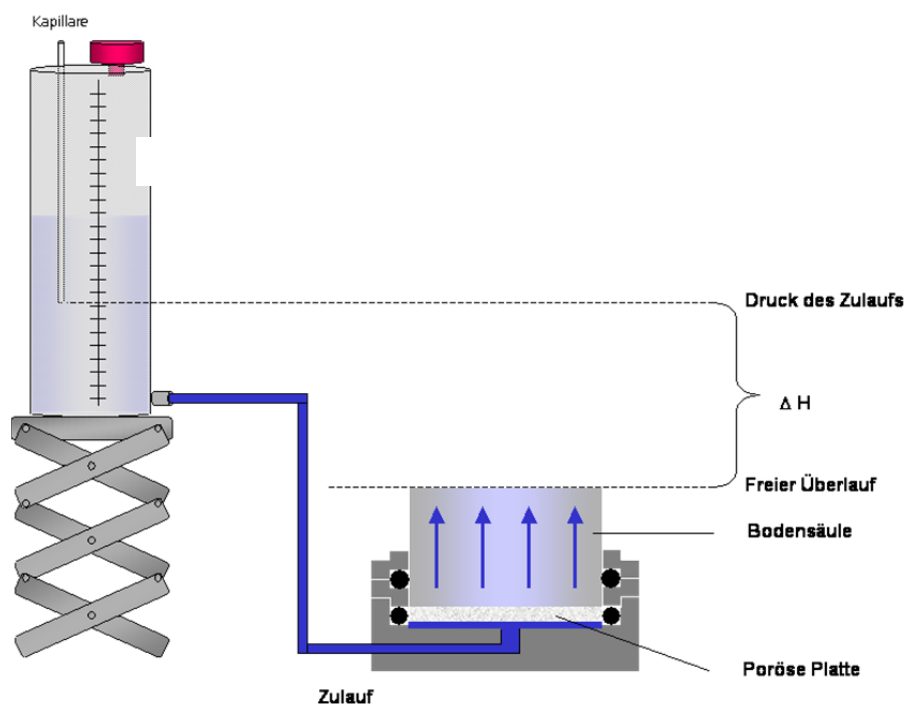


Abb. 8: Schematischer Aufbau der k_s -Messung mit konstantem Überstau.

4.4 Methode mit fallendem Überstau

Bei Versuchen an wenig durchlässigen Proben benötigt die Methode mit konstantem Überstau erheblich Zeit. Eine Verkürzung der Versuchszeit wird erreicht durch (a) Erhöhung des hydraulischen Potentialgradienten und (b) eine Erhöhung der Ablesegenauigkeit für die volumetrische Zuflussrate. Beides wird traditionell realisiert bei der Methode mit fallendem Überstau, wobei für den Zulauf gerne enge und hohe Büretten verwendet werden. Die Messanlage ist im Grundsatz analog zur Messung mit konstantem Überstau aufgebaut (Abb. 9). Primärer Unterschied ist, dass die Mariotte'sche Flasche im Zulauf durch eine Bürette mit frei fallendem Wasserspiegel ersetzt wird.

Die Messung beginnt mit dem Öffnen des Verbindungshahns zwischen Bürette und Bodensäule. Das Wasser strömt nun zunächst mit hohem Druck und einer entsprechend hohen Rate, dann mit einer zunehmend kleiner werdenden Rate durch die Bodensäule.

Elektronisch registriert werden folgende Daten:

Zeit	Überstauhöhe ΔH [cm]
...	...
...	...

Zur Auswertung benötigte Systemparameter sind die Länge der Bodensäule L [cm], der Innendurchmesser der Bodensäule D [cm], sowie der Bürettenquerschnitt $A_{Bürette}$ [cm²]. Im KSAT-System wird die Stauhöhe in der Bürette über einen Druckaufnehmer äußerst genau ($s_{\Delta H} < 1$ mm) registriert. Aus dem an der Bodensäule anliegenden Wasserdruck lassen sich damit bei Kenntnis der Büretten- und Bodenquerschnittsflächen die Durchflussraten zu jedem Zeitpunkt hochpräzise ermitteln. Die Methode mit fallendem Überstau ist deshalb in der Durchführung und der Auswertung mit dem UMS-KSAT-System eine vollautomatische Messung. Wegen der Präzision der elektronischen Datenaufnahme ist sie im Gegensatz zu den traditionellen manuellen Anwendungen nicht nur für geringdurchlässige Proben prädestiniert, sondern wird als bevorzugter Standard-Modus für alle Messungen eingesetzt.

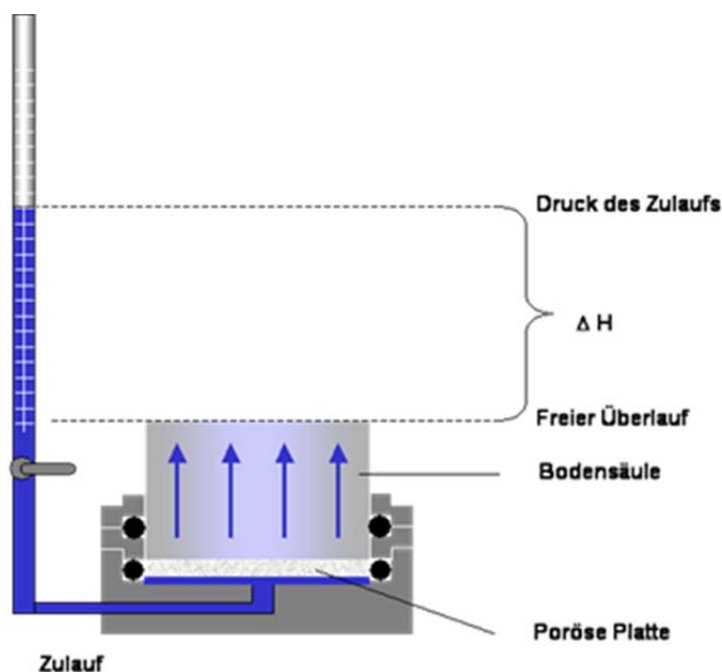


Abb. 9: Schematischer Aufbau der k_s -Messung mit abnehmendem Überstau.

Die Messung wird in der Regel durchgeführt, bis die Überstauhöhe auf einen bestimmten Teil der ursprünglich angelegten Höhe abgefallen ist. Diese Höhe wird in Absprache mit dem Versuchsbetreuer zu Beginn festgelegt werden, und kann in der Größenordnung $\Delta H_{end} = 0.5 \cdot \Delta H_0$ liegen. Bei einer fehlerlosen Versuchsdurchführung sollte sich der Verlauf der Druckhöhendifferenz gegen die Zeit sehr gut durch eine Exponentialfunktion beschreiben lassen (Abb. 10).

Nähere Angaben zum praktischen Umgang mit dem KSAT-Messsystem entnehmen Sie dem zugehörigen Nutzerhandbuch (UMS 2012a).

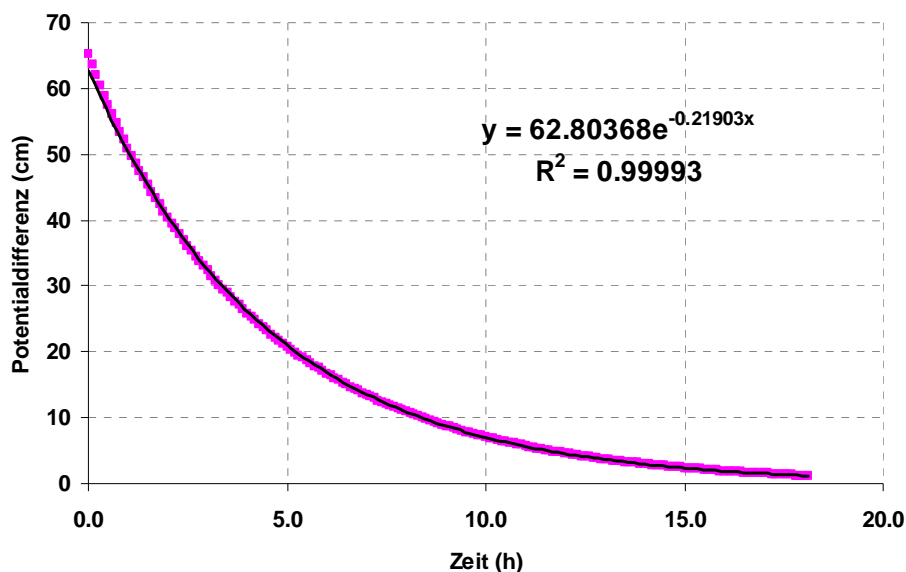


Abb. 10: Verlauf der Potentialdifferenz bei der k_s -Messung mit fallendem Überstau für eine gepackte Probe des Quarzschluffs „milisil M6“. Messdaten (Punkte) und angepasste Exponentialfunktion (Linie).

4.4.1 Hinweise für k_s -Messungen

1. Die Bodensäule muss vor dem Versuch aufgesättigt worden sein. Zur Vermeidung von Lufteinschlüssen sollte dies langsam von unten und über einen längeren Zeitraum erfolgen. Die Säule wird deshalb bereits in der Woche vor dem Versuch aufgesättigt.
2. Die Messung der gesättigten Leitfähigkeit ist extrem empfindlich gegenüber Klüften im Porensystem entlang der Fließrichtung. Am häufigsten und problematischsten sind hierbei Störungen durch Randklüfte im Stechzylinder. Ihre Vermeidung erfordert eine geeignete Probenahme und sorgfältige Probenbehandlung. Prüfen Sie durch manuelle Inspektion, ob solche Randklüfte existieren. Wenn ja, dann müssen Sie die erzielten Ergebnisse unter großem Vorbehalt interpretieren.
3. Der angelegte Gradient sollte gering sein. Zum einen wird dadurch das pneumatische Herausdrücken der Bodenprobe aus dem Zylinder vermieden, zum anderen ist die Messmethodik schonend und vermeidet die Freispülung von Poren. Eine initiale Überstauhöhe von 5 cm Wassersäule sollte nicht überschritten werden.

4.5 Auswertung

Die Auswertung der Messungen erfolgt im KSAT-System in Realzeit und mit direkter Anzeige der Daten. Die Rohdaten werden zusätzlich in einer csv-Datei abgespeichert. Sie sollen zu Ausbildungszwecken diese Daten mit Hilfe eines Tabellenkalkulationsprogramms wie MS Excel zusätzlich eigenständig auswerten.

4.5.1 Auswertung der Messung mit konstantem Überstau

Zunächst wird die stationäre Durchflussrate Q [$\text{cm}^3 \text{d}^{-1}$] über lineare Regression der Auslaufdaten ermittelt. Die Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit k_s (cm d^{-1}) bei konstantem Überstau erfolgt nach

$$k_s = \frac{Q}{A_{\text{Bodensäule}}} \cdot \frac{\Delta L}{\Delta H} \quad (21)$$

mit Q	[$\text{cm}^3 \text{d}^{-1}$]	stationäre Strömungsrate aus Mariotte'scher Flasche
$A_{\text{Bodensäule}}$	[cm^2]	durchströmte Fläche der Bodensäule
ΔL	[cm]	Länge der Bodensäule
ΔH	[cm]	antreibende hydraulische Druckhöhendifferenz

4.5.2 Auswertung der Messung mit fallendem Überstau

Die Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit bei fallendem Überstau erfolgt durch zwei Methoden:

A) Berechnung aufgrund zweier Wertepaare von Druckhöhe und Zeit

$$k_s = \frac{A_{\text{Bürette}}}{A_{\text{Bodensäule}}} \cdot \frac{L}{\Delta t_{i \rightarrow i+1}} \cdot \ln \left(\frac{\Delta H_{t_i}}{\Delta H_{t_{i+1}}} \right) \quad (22)$$

mit $A_{\text{Bürette}}$	[cm^2]	durchströmte Fläche der Bürette
$A_{\text{Bodensäule}}$	[cm^2]	durchströmte Fläche der Bodensäule
L	[cm]	Länge der Bodensäule
$\Delta t_{i \rightarrow i+1}$	[d]	Differenz zweier Ablesezeiten t_i und t_{i+1}
ΔH_{t_i}	[cm]	hydraulische Potentialdifferenz zum Zeitpunkt t_i
$\Delta H_{t_{i+1}}$	[cm]	hydraulische Potentialdifferenz zum Zeitpunkt t_{i+1}

B) Berechnung durch Anpassung einer Exponentialfunktion an die Zeitreihe der Druckhöhendifferenz

Die flächennormierte Durchflussrate („Flussdichte“) durch die Bodenprobe ergibt sich aus der Veränderung des Wasserstands in der Bürette nach

$$q = \frac{Q}{A_{\text{Bodensäule}}} = \frac{A_{\text{Bürette}}}{A_{\text{Bodensäule}}} \cdot \frac{d\Delta H}{dt} \quad (23)$$

Nach dem Darcy-Gesetz ist diese Rate gleich

$$q = -k_s \cdot \frac{\Delta H}{L} \quad (24)$$

Gleichsetzen von (23) und (24) und Trennen der Variablen ergibt

$$\frac{1}{\Delta H} d\Delta H = -k_s \cdot \frac{A_{\text{Bodensäule}}}{A_{\text{Bürette}}} \cdot \frac{1}{L} dt \quad (25)$$

Durch Integrieren vom Anfangszustand $\Delta H = \Delta H_0$ zum Zeitpunkt $t=0$ bis zu einem Zeitpunkt t erhalten wir

$$\ln \Delta H(t) - \ln \Delta H_0 = -k_s \cdot \frac{A_{\text{Bodensäule}}}{A_{\text{Bürette}}} \cdot \frac{1}{L} \cdot t \quad (26)$$

und somit

$$\Delta H(t) = \Delta H_0 \exp\left(-k_s \cdot \frac{A_{\text{Bodensäule}}}{A_{\text{Bürette}}} \cdot \frac{1}{L} \cdot t\right) = a \exp(-b \cdot t) \quad (27)$$

Wird über eine Regression, z.B. in MS EXCEL, eine Exponentialfunktion an die beobachtete Zeitreihe $\Delta H(t)$ angepasst und so der Koeffizient b ermittelt, so ergibt sich daraus unmittelbar die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit nach

$$k_s = \frac{A_{\text{Bürette}}}{A_{\text{Bodensäule}}} \cdot L \cdot b \quad (28)$$

4.5.3 Korrektur der Messungen bei limitierter Leitfähigkeit der Platte

Ist die Leitfähigkeit der porösen Platte k_{platte} so gering, dass sie explizit berücksichtigt werden muss, so muss sie vor oder nach dem Versuch separat bestimmt werden. Die Leitfähigkeit des Bodens wird dann aus der im Versuch bestimmten effektiven Leitfähigkeit des Systems Platte-Boden k_{eff} errechnet. Da sich die Widerstände ($R = L/k$) der beiden Systeme addieren, gilt

$$\frac{L_{\text{Boden}} + L_{\text{platte}}}{k_{\text{eff}}} = \frac{L_{\text{Boden}}}{k_s} + \frac{L_{\text{platte}}}{k_{\text{platte}}} \quad (29)$$

mit	L_{Boden}	[cm]	Länge der Bodenprobe
	L_{platte}	[cm]	Dicke der Platte
	k_{platte}	[cm d ⁻¹]	gesättigte Leitfähigkeit der Platte
	k_s	[cm d ⁻¹]	gesättigte Leitfähigkeit der Bodenprobe

Durch Umformung und Auflösen nach k_s folgt

$$k_s = \frac{L_{\text{Boden}}}{\frac{L_{\text{Boden}} + L_{\text{platte}}}{k_{\text{eff}}} - \frac{L_{\text{platte}}}{k_{\text{platte}}}} \quad (30)$$

4.6 Aufgaben

Bestimmen Sie für zwei Bodenproben (Textur Sand, dann Textur Schluff oder Lehm) die gesättigte Leitfähigkeit mit der Methode mit konstantem Überstau und der Methode mit fallendem Überstau.

Methode mit konstantem Überstau

- Visualisieren Sie zunächst ihre Rohdaten, d.h. den zeitlichen Verlauf des kumulativen Durchflusses (I in cm^3) sowie den Verlauf der an der Probe anliegenden Druckhöhe in einer Grafik gegen die Zeit (in s oder min). Sind die Verläufe linear, oder sind nichtlineare Tendenzen erkennbar (welcher Art?)
- Errechnen Sie für einen Ausschnitt mit „perfekten“ Messbedingungen den mittleren anliegenden Wasserdruck und den flächenspezifischen kumulativen Durchfluss Q [cm]. Passen Sie eine Gerade an $Q(t)$ an und berechnen Sie über die Geradensteigung die Ausflussrate q . Berechnen Sie daraus unter Berücksichtigung des anliegenden Gradienten und der durchströmten Säulenlänge die gesättigte Leitfähigkeit k_{eff} .
- Errechnen Sie aus k_{eff} den k_s -Wert (Berücksichtigung der limitierten Plattenleitfähigkeit ggf. nach Absprache mit dem Betreuer)

Methode mit abnehmendem Überstau

Bestimmen Sie für ihre Bodenproben die gesättigte Leitfähigkeit mit der Methode mit abnehmendem Überstau.

- Stellen Sie die Größe $\Delta H(t)$ graphisch dar, und passen Sie eine Exponentialfunktion an (Abb. 10). Entspricht der beobachtete Verlauf den Erwartungen? Wenn ja, dann berechnen Sie aus der Anpassung die gesättigte Leitfähigkeit nach Gl. (28). Wenn nein, dann versuchen Sie in Absprache mit dem Betreuer die Datenreihe durch eine Linearverschiebung $\Delta H(t) + c$ so zu verändern, dass die Übereinstimmung mit der Exponentialfunktion optimal wird. Wie groß ist die nötige Verschiebung und können Sie die Notwendigkeit einer solchen Verschiebung begründen?
- Wählen Sie außerdem aus den beobachteten Daten $\Delta H(t)$ des „falling head“-Versuchs den ersten und letzten Datenpunkt aus und errechnen Sie die hydraulische Leitfähigkeit nach Gl. (22).

Gesamtauswertung

- Geben Sie zu ihren Ergebnissen eine (nachvollziehbare!) Unsicherheitsabschätzung (Stichworte: Fehlerabschätzung, grobe, systematische und stochastische Fehler, Genauigkeit bei Wiederholung, Repräsentativität für den Standort). Gibt es eine einzelne Eingangsgröße für die Berechnung, die den Gesamtfehler dominiert?
- Diskutieren Sie ihre Ergebnisse: Stimmen die k_s -Werte, welche Sie durch ihre zwei Auswertungsmethoden gewonnen haben mit denen der Software KSAT VIEW überein? Stimmen die Ergebnisse mit Ihren Erwartungen für die Unterbodenart (Versuch Probenahme, Fingerprobe!) überein? Sind bei den Experimenten Unterschiede in der frühen und späten Phase des Experiments zu erkennen? Wie steht es um die Robustheit und Genauigkeit der Auswertung, d.h., welcher der beiden von Ihnen angewendeten Berechnungsmethoden „trauen“ sie eher?
- Fügen Sie ihre ermittelten Werte in die im Versuch B5 ermittelte ungesättigte Leitfähigkeitsfunktion ein und zeigen Sie das Resultat entweder im Protokoll dieses Versuchs oder des Versuchs B5.

Versuch B5

Retentions- und Leitfähigkeitskurve aus Verdunstungsmethode (UMS HYPROP®)

Versuchszweck:	Lernziele:	Arbeitsschritte:
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Simultane Bestimmung der Retentions- und Leitfähigkeitscharakteristik eines Bodens 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Kenntnis der Verdunstungsmethode zur simultanen Bestimmung der Retentionskurve und hydraulischen Leitfähigkeitsfunktion 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Aufnahme von Tensions- und Gewichtsdaten (Versuchsdauer ca. 1 Woche)

5.1 Grundlagen und Begriffe

5.1.1 Retentionskurve

Die Retentionskurve $\theta(h)$ (Synonyme: Desorptions-, pF-, Saugspannungskurve, Kapillardruck-Sättigungs-Beziehung, Wasserspannungskurve, Wasserspannungscharakteristik) kennzeichnet als Summenkurve die Beziehung zwischen Matrixpotential h und volumetrischem Wassergehalt θ eines Bodenkörpers. Da das Matrixpotential mit dem Äquivalentradius der Poren in Beziehung steht, reflektiert die Retentionskurve die Porengrößenverteilung eines Bodens. Aus der vollständigen Retentionskurve werden die operationellen Kennwerte Feldkapazität $\theta(pF\ 2.5)$ und Welkepunktwaterkapazität $\theta(pF\ 4.2)$ abgelesen. Da die texturbedingten (primären) Porensysteme eng mit der Korngrößenverteilung des Bodenmaterials zusammenhängen, lassen sich für gut sortierte Bodenarten typische Retentionskurven angeben (Abb. 11).

5.1.2 Hydraulische Leitfähigkeitskurve

Auch die hydraulische Leitfähigkeitskurve $K(h)$ oder $K(\theta)$ wird durch die Porengrößenverteilung eines porösen Mediums bestimmt. Je grobkörniger ein Boden oder je ausgeprägter das strukturelle Porensystem, desto höher ist der Wert der gesättigten Leitfähigkeit. Für grobkörnige Böden fällt die ungesättigte Leitfähigkeitskurve früher und steiler ab als für feintexturierte Böden, so dass die Leitfähigkeitskurven verschiedener Bodenarten sich schneiden (Abb. 11. rechts). Für die Bestimmung der Retentions- und Leitfähigkeitskurven gibt es eine Reihe von Möglichkeiten (Durner und Lipsius, 2005). Im Praktikum soll mit der »Verdunstungsmethode nach Schindler« (1980) eine Methodik zur Anwendung kommen, die simultan Werte der Retentionsfunktion und der ungesättigten Leitfähigkeitsfunktion liefert, und auf einer kaum fehleranfälligen Auswertemethodik basiert.

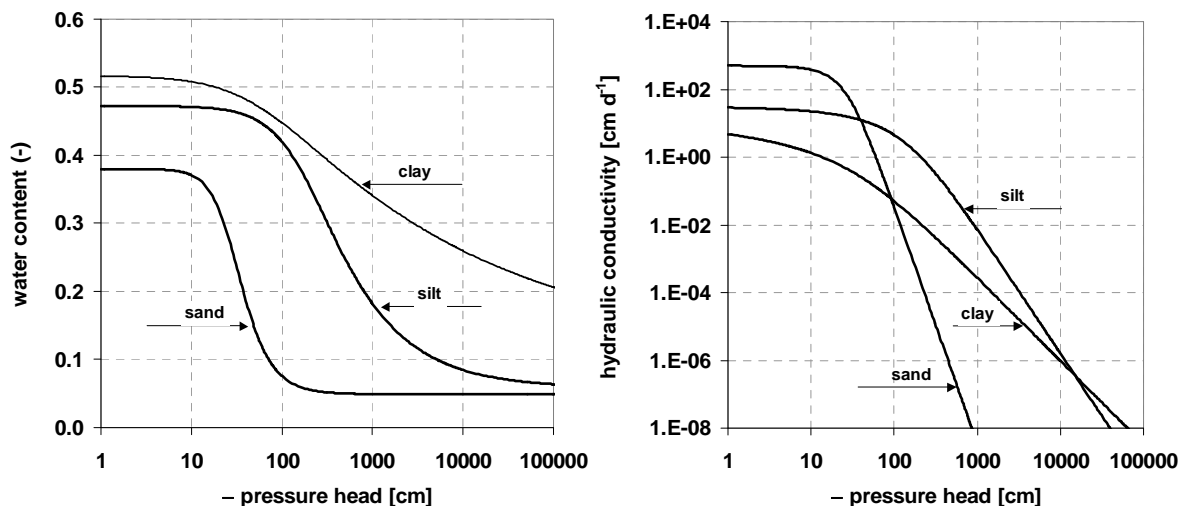


Abb. 11: Typische hydraulische Funktionen von Böden unterschiedlicher Textur. Links: Retentionskurven. Rechts: zugehörige Leitfähigkeitskurven (aus: Durner und Flühler, 2005).

5.2 Verdunstungsverfahren zur simultanen Bestimmung von Retentionskurve und Leitfähigkeitskurve

Im Verdunstungsexperiment nach Schindler (1980) werden an einer der Laborverdunstung ausgesetzten Stechzylinderprobe Veränderungen der Gesamtmasse und der Tensionen in zwei Tiefen und mit der Zeit erfasst. Für die Messung der Wasserspannungen werden zwei Tensiometer eingesetzt. Die Änderung des Gesamtgewichts einer ursprünglich mit Wasser aufgesättigten Probe entspricht dem durch Verdunstung verursachten Wasserfluss durch die Bodenoberfläche. Aus der Massenbilanz des Bodenwassers kann (bei Kenntnis des Anfangs- oder Endwassergehalts) zu jedem Zeitpunkt der mittlere volumetrische Wassergehalt der Probe errechnet werden. Wird dieser mittlere Wassergehalt der mittleren Wasserspannung der Probe gegenübergestellt, welche zeitgleich aus den Messwerten der beiden Tensiometern berechnet wird, so ergibt dies je Zeitpunkt einen Punkt der Wasserspannungskurve. Aus vielen Punkten im Verlauf der Austrocknung der Probe erhält man eine Retentionskurve, welche durch parametrische Funktionen, z.B. nach van Genuchten (1980), beschrieben werden kann.

Simultan können aus der Messung Punkte der Leitfähigkeitsfunktion errechnet werden. Hierzu werden zunächst die volumetrischen Wasserflussdichten q [cm d⁻¹] aus der Massenabnahme mit der Zeit berechnet:

$$q_{evap} = -\frac{\Delta m}{\rho_w \cdot A \cdot \Delta t} \tag{31}$$

mit der Massenänderung der Probe Δm [g], dem Zeitabschnitt während dem der Massenverlust auftritt Δt [d], der Dichte von Wasser ρ_w ($\approx 1 \text{ g cm}^{-3}$) und der Querschnittsfläche der Probe A [cm²].

Der Wasserfluss im ungesättigten Boden wird mathematisch durch das Darcy-Buckingham-Gesetz beschrieben, welches die Flussdichte q [cm d⁻¹] mit dem antreibenden

Potenzialgradienten in Beziehung setzt:

$$q = -K(h) \frac{\Delta H}{\Delta z} = -K(h) \frac{H_2 - H_1}{z_2 - z_1} = -K(h) \left(\frac{h_2 - h_1}{z_2 - z_1} + 1 \right) \quad (32)$$

mit der hydraulischen Leitfähigkeit $K(h)$ [cm d^{-1}], der Vertikalkoordinate z [cm] (positiv nach oben gerichtet), den Matrixpotenzialen h_1 und h_2 [cm] in den Tiefen z_1 und z_2 und den hydraulischen Potenzialen H_1 und H_2 [cm]. Unter der Annahme, dass die Hälfte des durch Verdunstung verursachten Wasserflusses q_{evap} über die horizontale Ebene in der Probenmitte fließt, kann man Gleichung (32) umformulieren zu

$$q = \frac{q_{\text{evap}}}{2} = -K(h) \frac{\Delta H}{\Delta z} \quad (33)$$

und nach der hydraulischen Leitfähigkeit umstellen

$$K(h) = -\frac{q_{\text{evap}} \cdot \Delta z}{2 \cdot \Delta H} \quad (34)$$

Aus den Tensionsmessungen kann die Potentialdifferenz Δh und daraus der den Wasserfluss antreibende hydraulische Gradient $\Delta H/\Delta z$ berechnet werden (vgl. Gleichung 32). Die aus Gleichung (34) berechneten hydraulischen Leitfähigkeiten $K(h)$ müssen auf konkrete Werte des Matrixpotenzials h bezogen werden. Hierfür bietet sich wie im Fall der Retentionskurve das arithmetische Mittel der zum jeweiligen Zeitpunkt gemessenen Matrixpotenziale an.

Eine bekannte Limitierung des Verfahrens besteht im feuchten Bereich, in dem die hydraulische Leitfähigkeit wesentlich größer als der durch Verdunstung verursachte Wasserfluss ist. Dies führt zur Ausbildung von sehr kleinen Gradienten des hydraulischen Potenzials, die nicht zuverlässig bestimmt, und deshalb nicht in Gleichung (34) verwendet werden können (Abb. 7). Peters und Durner (2008) analysierten die Verdunstungsmethode nach Schindler und zeigten, dass das Verdunstungsverfahren trotz der ihm zugrunde liegenden Vereinfachungen zu sehr geringen Fehlern für Retentions- und Leitfähigkeitsdaten führt. In Kopplung mit einem robusten Anpassungsverfahren für die hydraulischen Funktionen ergibt sich somit ein praxistaugliches Verfahren, welches bei geringem Messaufwand zu sehr präzise bestimmten hydraulischen Funktionen führt. Das Verfahren wird seit Herbst 2007 von der Firma UMS München unter der Produktbezeichnung HYPROP® als integriertes Hard- und Softwarepaket vertrieben (<http://www.ums-muc.de/produkte/bodenlabor/hyprop.html>).

5.2.1 Versuchsdurchführung und Auswertung der Verdunstungsmethode

Versuchsdurchführung

1. Eine ungestörte Bodenprobe der Höhe $L = 5.0$ cm wird mit Wasser kapillar aufgesättigt. Sie verwenden hierzu Proben mit 8.0 cm Innendurchmesser und 250 cm^3 Volumen.
2. Die Bodenprobe wird mit automatisch registrierenden Tensiometern in den Höhen $z_1 = 0.25 L$ und $z_2 = 0.75 L$ versehen. Der untere Rand der Probe ist abgedichtet (Wasserfluss Null), der obere Rand ist der Verdunstung im Labor ausgesetzt (ca. $2\text{-}3 \text{ mm d}^{-1}$).
3. Die Probe wird im Laufe einer Woche regelmäßig gewogen, so dass neben der zunehmenden Wasserspannung (abnehmendes Matrixpotenzial, automatisch registriert durch die Tensiometer) der gleichmäßige Massenverlust aufgenommen wird.
4. Wenn die Wasserspannung die Messgrenze der Tensiometer überschritten hat, werden diese ausfallen. Die Messung ist damit beendet, wenn die Messgrenze des oberen

Tensiometers erreicht wird. Abschließend werden die Tensiometer entfernt und der Boden in eine vorgewogene Aluschale überführt. Nach Trocknung über mindestens 24 Stunden im Trockenschrank bei 105°C wird das Trockengewicht des Bodens bestimmt. Die Probe kann danach entsorgt werden.

Die Dauer des Versuchs beträgt je nach Bodenart zwischen 2 und 7 Tagen. Sie erhalten die automatisch aufgezeichneten Daten sowie die durch Ofentrocknung ermittelten Trockenmassen circa eine Woche nach Beginn des Versuchs von der betreuenden Person per Email.

Auswertung in MS Excel und Darstellung der Ergebnisse

1. Die ermittelten Rohdaten für die Masse und die Matrixpotenziale in den beiden Tiefen werden in der Art der Abb. 12 gegen die Zeit dargestellt.
2. Aus dem Trockengewicht und dem Probenvolumen werden die Lagerungsdichte und die Porosität der Probe bestimmt.
3. Aus der Differenz von Trocken- und Anfangsmasse wird der volumetrische Wassergehalt der Probe bei Beginn des Verdunstungsexperiments errechnet.
4. Aus dem zeitlichen Verlauf der Masse der Bodenprobe werden für den gesamten Verlauf des Experiments die volumetrischen Wassergehalte in Abhängigkeit von der Zeit bestimmt.
5. Die Retentionskurve der Bodenprobe wird graphisch dargestellt, indem die unter Punkt 4 berechneten volumetrischen Wassergehalte gegen die arithmetischen Mittelwerte der gemessenen Tensionen aufgetragen werden. (Es empfiehlt sich, die Mittelwerte der Tensionen zunächst in die entsprechenden pF-Werte umzurechnen.)
6. Aus den zeitlichen Veränderungen der Masse der Bodenprobe errechnet man die zeitabhängigen volumetrischen Wasserflussdichten q_{evap} in der Einheit $[\text{cm d}^{-1}]$ nach Gleichung (31).

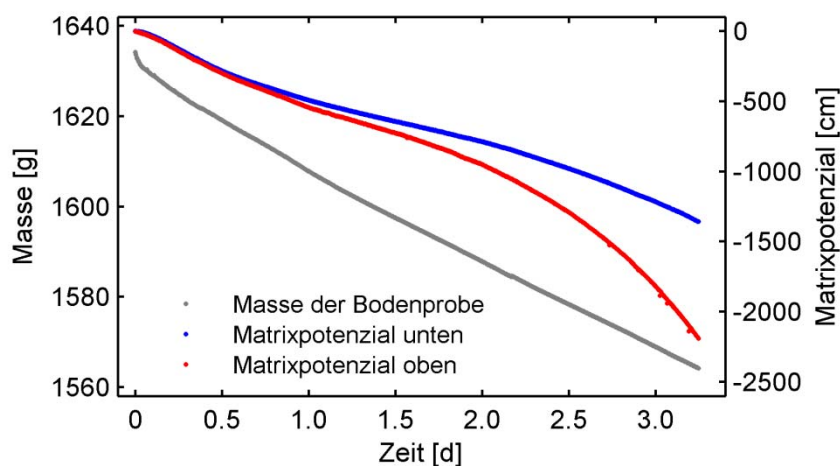


Abb. 12: Zeitlicher Verlauf der Masse der Bodenprobe und der gemessenen Matrixpotenziale in den zwei Messtiefen im Verlauf der Austrocknung einer Bodenprobe im Verdunstungsverfahren.

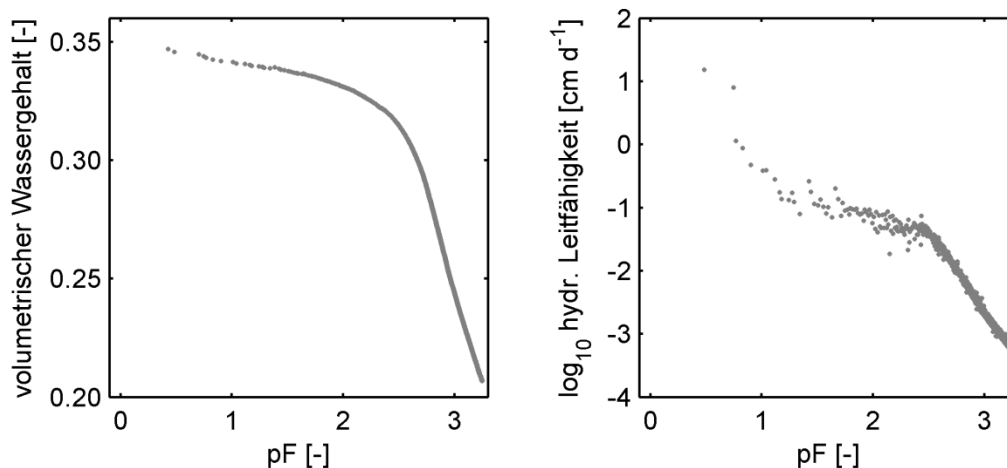


Abb. 13: Beispielhafte Darstellung der Ergebnisse der Verdunstungsmethode. Links: Berechnete Punktdaten der Retentionskurve; rechts: Berechnete Punktdaten der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeitsfunktion, jeweils gegen den pF-Wert aufgetragen.

7. Die Gradienten des hydraulischen Potenzial $\Delta H/\Delta z$ werden aus den Tensionsmessungen und dem räumlichen Abstand der beiden Tensiometer zu allen Zeitpunkten berechnet (siehe Gleichung (32)).
8. Die hydraulischen Leitfähigkeiten zu jedem Zeitpunkt errechnen sich dann aus Gleichung (34). Die Daten, die aufgrund zu geringer Gradienten zu unsicher sind, müssen verworfen werden. Die berechneten hydraulischen Leitfähigkeiten werden logarithmisch (\log_{10}) gegen den pF-Wert dargestellt.

5.3 Aufgaben

1. Ermitteln Sie für »ihre« zwei Proben (grob- und feinkörnig) mit Hilfe der Verdunstungsmethode die Lagerungsdichten ρ_b , Porosität ε , die Retentionskurve und die ungesättigte Leitfähigkeitskurve.
2. Errechnen Sie aus der Retentionskurve folgende Kenngrößen
 - Feldkapazität FK
 - Welkepunktwaterkapazität WWK
 - nutzbare Feldkapazität nFK
3. Vergleichen Sie die Ergebnisse dieser Messung mit den Ergebnissen des Versuchs B2. Stimmen die Werte überein? Wenn sie abweichen, können die Abweichungen erklärt werden?
4. Visualisieren Sie die aus der Evaporationsmethode gewonnenen Punktdaten der ungesättigten Leitfähigkeitsfunktion zusammen mit der aus Versuch B4 ermittelten gesättigten Leitfähigkeit (sofern dieser Versuch bereits abgeschlossen wurde).

Literatur zu den Bodenphysikalischen Versuchen

- AG Boden (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 4. Auflage. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Bitelli, M. und M. Flury (2009): Errors in water retention curves determined with pressure plates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73: 1453-1460.
- DIN 19683, Blatt 4 (1973): *Physikalische Laboruntersuchungen, Bestimmung des Wassergehaltes des Bodens*, April 1973.
- DIN ISO 11277 (August 2002): *Bodenbeschaffenheit – Bestimmung der Partikelgrößenverteilung in Mineralböden*.
- DIN 66165-1 (1987): *Partikelgrößenanalyse – Siebanalyse; Grundlagen*, Ausgabe: 1987-04. Beuth Verlag, Berlin.
- DIN 66165-2 (1987): *Partikelgrößenanalyse – Siebanalyse; Durchführung*, April 1987. Beuth Verlag, Berlin.
- Dirksen, C. (1999): *Soil physical measurements*, Catena Verlag, Reiskirchen, Germany.
- Durner, W. und H. Flüßler (2005): Chapter 74: *Soil Hydraulic Properties*, in: Anderson M.G. and J. J. McDonnell, *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Chapter 74, 1103-1120, John Wiley & Sons, Ltd.
- Durner, W. und K. Lipsius (2005): Chapter 75: *Determining Soil Hydraulic Properties*, in: Anderson M.G. und J. J. McDonnell, *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Chapter 75, 1021-1144, John Wiley & Sons, Ltd.
- Durner, W. und D. Or (2005): Chapter 73: *Soil Water Potential Measurement*, in: Anderson M.G. and J. J. McDonnell, *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Chapter 73, 1089-1102, John Wiley & Sons, Ltd.
- Gee, G. W., M. D. Campbell, G. S. Campbell und J. H. Campbell (1992): Rapid measurement of low soil water potential using a water activity meter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 1068-1070.
- Gee, G. W., A. L. Ward, Z. F. Zhang, G. S. Campbell, and J. Mathison (2002), *The Influence of Hydraulic Nonequilibrium on Pressure Plate Data*, *Vadose Zone Journal* 1, 172–178.
- Hartge K.-H. und R. Horn (1992): *Die physikalische Untersuchung von Böden*. 3. Auflage. Enke Verlag, Stuttgart.
- Huwe B., K.U. Totsche, I. Dörfler und I. Nestler (1999): *Methoden der Bodenphysik. Skript zum bodenphysikalischen Laborpraktikum*, Abteilung Bodenphysik, Universität Bayreuth.
- Jalbert M. und J.H. Dane (2001): Correcting laboratory retention curves for hydrostatic fluid distributions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65: 648-654.
- Jury W.A., W.R. Gardner und W.H. Gardner (1991): *Soil Physics*, 5th Ed. Wiley & Sons, New York.
- Moschrefi N. (1983): Ein neues Verfahren der Schlämmanalyse für die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 38, 115 –118.
- Peters, A. und W. Durner (2006): Improved estimation of soil water retention characteristics from hydrostatic column experiments, *Water Resour. Res.* 42, W11401, doi:10.1029/2006WR004952 .
- Peters, A. und W. Durner (2008): Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties, *Journal of Hydrology* 356, 147-162, doi:10.1016/j.jhydrol.

2008.04. 016.

- Renger M. und O. Strebel (1982): Berechnungsbedürftigkeit der landwirtschaftlichen Nutzpflanzen in Niedersachsen. Geol. Jb. Reihe F, Heft 13. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Scheffer, F. und P. Schachtschabel (2002): Blume, H.-P., Brümmer, G., Schwertmann, U., Horn, R., Kögel-Knabner, I., Stahr, K., Auerswald, K., Beyer, L., Hartmann, A., Litz, N., Scheinost, A., Stanjek, H. und Welp, G. (Hrsg.), Lehrbuch der Bodenkunde, 15. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- Schindler, U. (1980): Ein Schnellverfahren zur Messung der Wasserleitfähigkeit im teilgesättigten Boden an Stechzylinderproben, Arch. Acker- Pflanzenbau Bodenkd., 24, 1-7.
- UMS (2012a): Bedienungsanleitung KSAT. Fa. UMS GmbH München. URL http://www.soil.tu-bs.de/lehre/Bachelor-Labormethoden/2012/KSAT_Kurzanleitung_Praktikum.pdf, verif. 7.11.2012.
- UMS (2012b): Bedienungsanleitung HYPROP. Fa. UMS GmbH München. Verfügbar über URL http://www.soil.tu-bs.de/lehre/Bachelor-Labormethoden/2012/Hyprop_Anleitung.pdf, verif 7.11.2012.
- UMS (2012c): HYPROP-FIT Manual. Fa. UMS GmbH München. http://www.soil.tu-bs.de/lehre/Bachelor-Labormethoden/2012/HYPROP-Fit_Manual.pdf, verif. 7.11.2012.
- Decagon (2012): User Manual WP4C. Fa. Decagon Devices. URL http://www.soil.tu-bs.de/lehre/Bachelor-Labormethoden/2012/WP4C_Manual.pdf, verif. 7.11.2012.
- van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892–898.