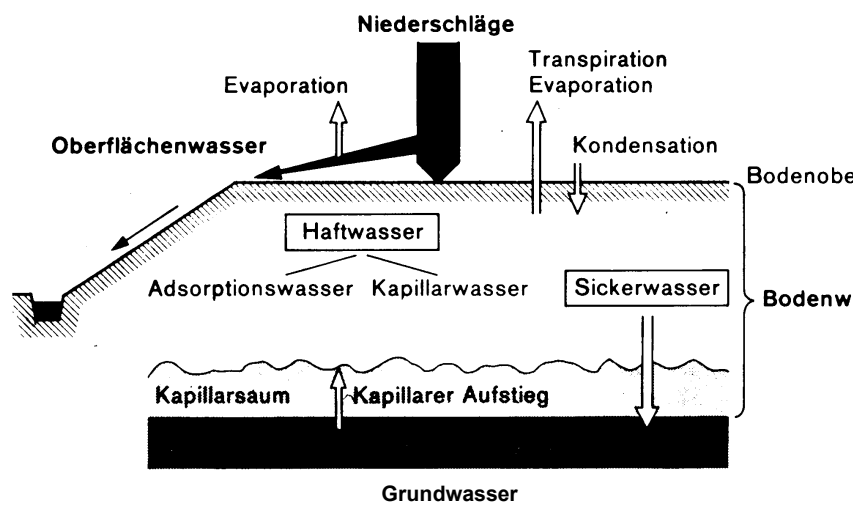


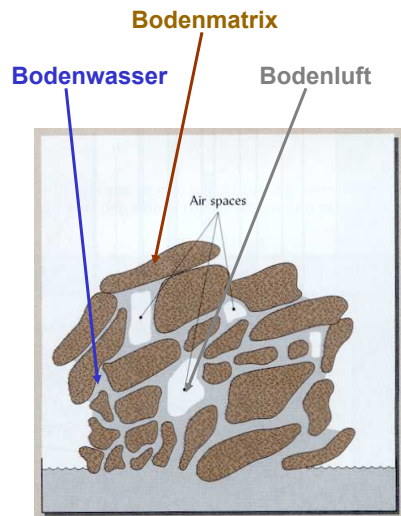
# Ökopedologie I + II

## Einführung Boden als Wasserspeicher Potentialkonzept

### Verteilung von Niederschlägen und Bodenwasser



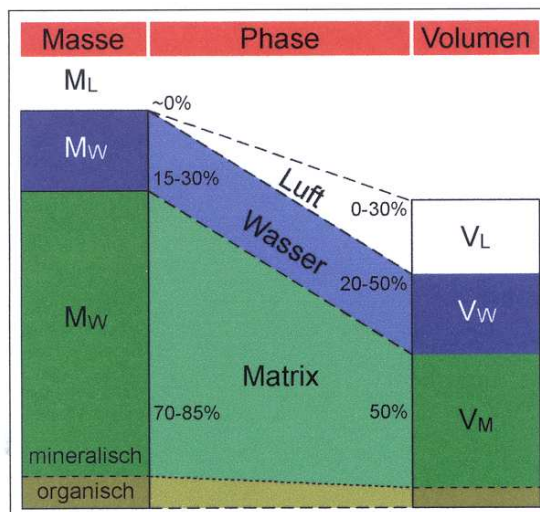
## Der Boden als Dreiphasensystem



1. Bodenmatrix (feste Phase)
2. Bodenlösung (flüssige Phase)
3. Bodenluft (gasförmige Phase)

## Der Boden als Dreiphasensystem

Massen- und Volumenanteile  
der drei Bodenphasen in Prozent



## Bodenphysikalische Kenngrößen - Raumanteile

### Lagerungsvolumen ( $V$ ):

Gesamtvolumen der 3 Phasen  
(fest, flüssig, gasförmig) eines ungestörten Bodens.

$$V = V_M + V_W + V_L$$

### Porenvolumen ( $V_p$ ):

Gesamtvolumen der flüssigen und gasförmigen Phase.  
Wird meist als Prozentanteil des Lagerungsvolumens ( $V$ )  
angegeben (**Porosität**).

$$V_p = V_W + V_L$$

## Bodenphysikalische Kenngrößen - Bodenfeuchte

### Volumetrischer Wassergehalt ( $\theta$ ):

Gesamtvolumen der flüssigen Phase bezogen auf das  
Lagerungsvolumens ( $V$ ) (Angabe meist in %).

$$\theta = V_W / V$$

### Gravimetrischer Wassergehalt ( $\theta_g$ ):

Gesamtmasse der flüssigen Phase bezogen auf die  
Gesamtmasse der trockenen Bodenfestphase  
(Angabe meist in %).

$$\theta_g = M_W / M_M$$

### Wassergefüllter Porenraum (WFPS):

Gesamtvolumen der flüssigen Phase bezogen auf das  
Porenvolumen ( $V_p$ ) (Angabe meist in %).

$$\text{WFPS} = V_W / V_p$$

## Bodenphysikalische Kenngrößen - Dichte

### Lagerungsdichte oder scheinbare Dichte ( $\rho_a$ ):

Verhältnis von Trockenmasse ( $M_M$ ) zu Lagerungsvolumen ( $V$ ) eines Bodens.

$$\rho_a = M_M / V$$

Die Lagerungsdichte ( $\rho_a$ ) von Böden variiert zwischen 0,5 und 1,8 g cm<sup>-3</sup>.

### Reelle Dichte der Matrix ( $\rho_r$ ):

Verhältnis von Trockenmasse ( $M_M$ ) zum Volumen der festen Phase ( $V_M$ )

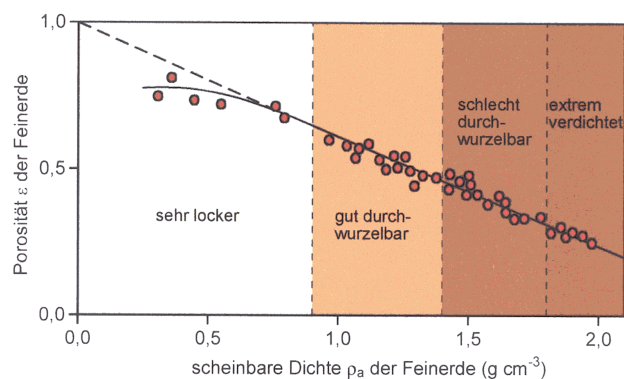
$$\rho_r = M_M / V_M$$

Das spezifische Gewicht wichtiger Bodenbestandteile beträgt:

Quarz: 2,65 g cm<sup>-3</sup> (mittlere Mineraleichte in Böden)

Calciumcarbonat: 2,71 g cm<sup>-3</sup>

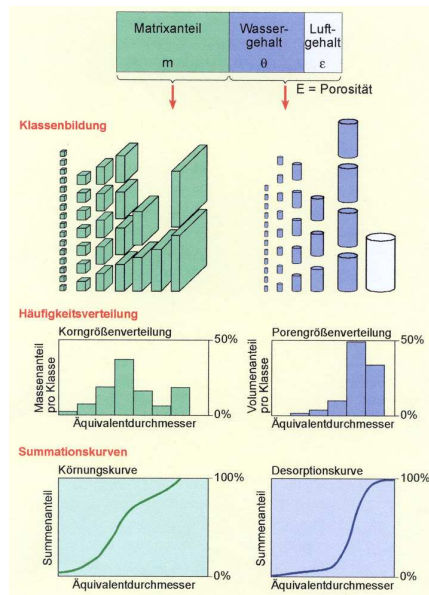
## Lagerungsdichte und Porosität



⊗ Da die reelle Dichte in Böden nur wenig variiert (Ausnahme: Böden mit viel organischer Substanz!), ist die Beziehung zwischen Lagerungsdichte und Porosität über weite Bereiche linear.

⊗ Das Porenvolumen wird in der Regel über die scheinbare Dichte ( $\rho_a$ ) des Bodens bestimmt.  $V_p(\%) = (1 - (\rho_a / \rho_r)) \cdot 100$   
Faustzahl für die reelle Dichte ( $\rho_r$ ) von Mineralböden: 2,65 g cm<sup>-3</sup>

## Größenklassen der Phasenbestandteile



- Sowohl die Festphase (Matrix) als auch der Porenraum wird in Größenklassen unterteilt.

- Die Massen- bzw. Volumenanteile dieser Größenklassen sind wichtige Kenngrößen von Böden

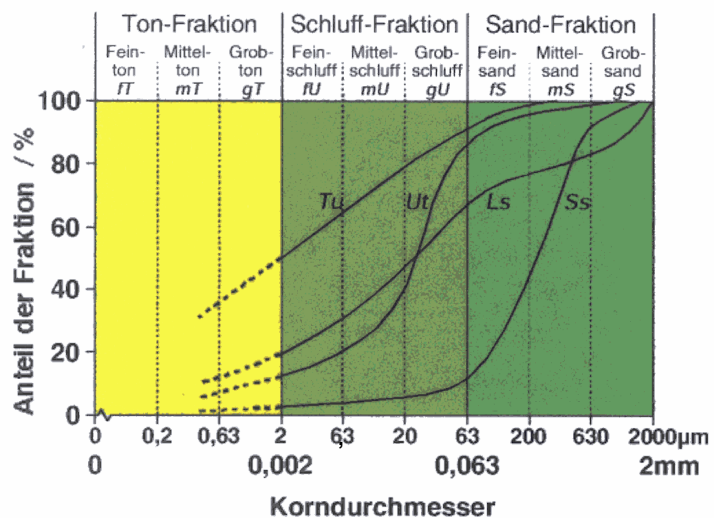
### Matrix:

- Skelettgehalt (> 2 mm)
- Feinbodenanteil (< 2 mm)
  - Korngrößenverteilung
  - Bodenart

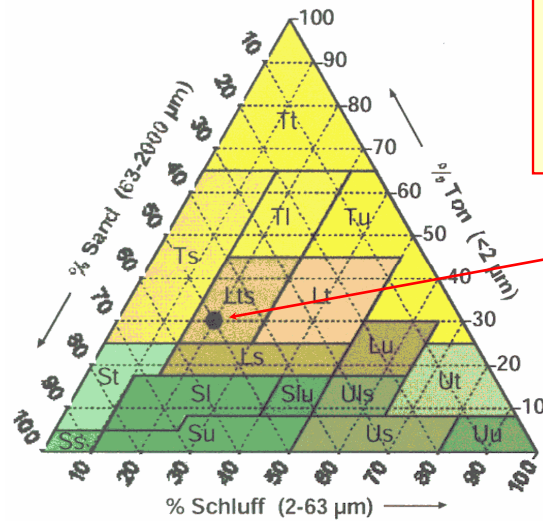
### Porenraum:

- Porengrößenverteilung

## Korngrößenverteilung



## Körnungsdreieck (Bodenarten des Feinbodens)



### Abkürzungen:

- S, s = Sand, sandig
- U, u = Schluff, schluffig
- T, t = Ton, tonig
- L, l = Lehm, lehmig

### Bsp:

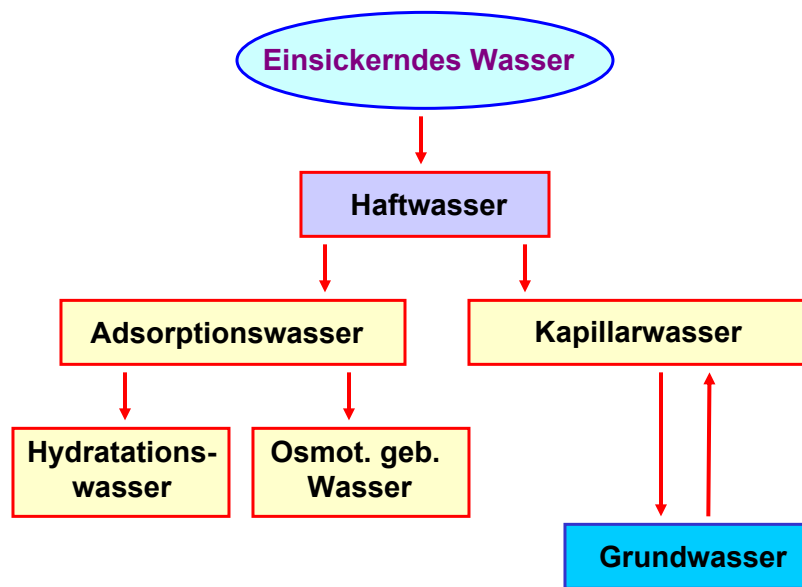
50% Sand,  
20% Schluff,  
30% Ton  
= sandig-toniger  
Lehm (Lts)

## Porengrößenbereiche und ihre Funktion

Porengrößenbereiche	Porendurchmesser (µm)	Wasserspannungsbereich cm WS, hPa	pF	Funktion	
Groporen	weit	> 50	0 - 60	< 1,8	Luft und Sickerwasser
	eng	50 - 10	60 - 300	1,8 - 2,5	
Mittelporen	10 - 0,2	300 - 15000	2,5 - 4,2	verfügbares Wasser	
Feinporen	< 0,2	> 15000	> 4,2	Totwasser	

Substrat	Porenvolumen (%)	Groporen (%)	Mittelporen (%)	Feinporen (%)
Sande	46 ± 10	30 ± 10	7 ± 5	5 ± 3
Schluffe	47 ± 9	15 ± 10	15 ± 7	15 ± 5
Tone	50 ± 15	8 ± 5	10 ± 5	35 ± 10
Anmoore	70 ± 10	5 ± 3	40 ± 10	25 ± 10
Hochmoore	85 ± 10	25 ± 10	40 ± 10	25 ± 10

## Formen des Bodenwassers



## Bindungsformen des Bodenwassers

### 1. Haftwasser:

- ⇒ Gegen den Einfluß der Schwerkraft im Boden gebundenes Wasser.
- ⇒ Unterteilung nach Art der wirkenden Kräfte zwischen den Wassermolekülen und der Bodenmatrix sowie zwischen den Wassermolekülen selbst.

### 2. Adsorptionswasser:

- ⇒ Umhüllt die Oberfläche der Bodenteilchen, ohne daß Menisken ausgebildet werden.
- ⇒ Bindungsfestigkeit ist in der Regel sehr hoch, es ist nicht pflanzenverfügbar

### 3. Hydratationswasser:

- ⇒ Die Bindung kann sowohl über elektrostatische Kräfte als auch über H-Brücken sowie kovalente Bindung erfolgen.
- ⇒ Die Bindung ist so fest, daß die Beweglichkeit des Wassers eingeschränkt ist.
- ⇒ Auch lufttrockener Boden enthält noch Wasser (abh. vom Wasserdampfdruck der Luft). Bindungsstärke unmittelbar an der Mineraloberfläche ist sehr hoch.

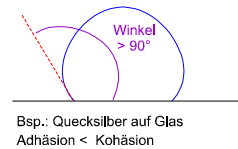
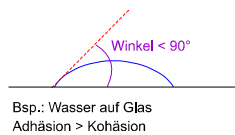
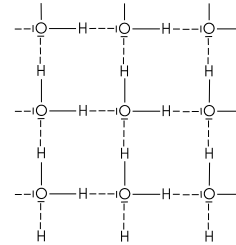
## Bindungsformen des Bodenwassers

### 4. Osmotisch gebundenes Wasser:

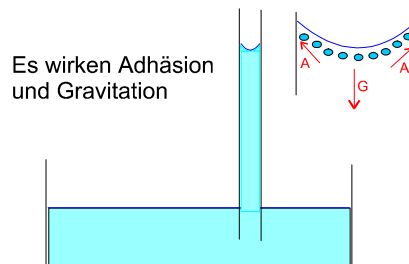
- ⇒ Wasseranlagerung um Bodenteilchen aufgrund einer erhöhten Konzentration von Ionen in der Nähe der Mineraloberfläche (Streben nach Konzentrationsausgleich).

### 5. Kapillarwasser:

- ⇒ Wenn ein Sättigungsgrad erreicht ist, bei dem sich die Adsorptionswasserschichten, die die Mineralteilchen umgeben, berühren und zu Menisken zusammenfließen, ist die Grenze zur Kapillarwasserbildung erreicht.
- ⇒ Meniskenbildung durch Zusammenwirken von Adhäsionskräften (Wassermolekül- Matrix) und Kohäsionskräften (Wassermolekül – Wassermolekül)
- ⇒ Wasserstoffbrücken der Wassermoleküle verursachen Kohäsion.



## Kapillarer Aufstieg

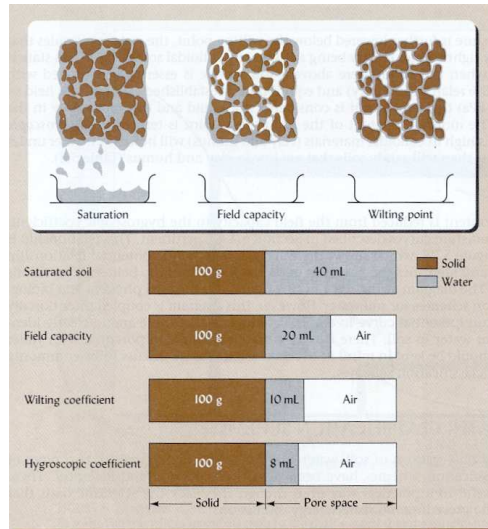


- ⇒ Die aufwärts gerichtete Kraft ist genauso groß wie das Gewicht der unterhalb des Meniskus befindlichen Wassersäule.
- ⇒ Nach oben wirkt:  $F_{\text{auf}} = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot \cos\alpha \cdot \text{Oberflächenspannung}$   
(Umfang der Kapillaren x Randwinkel x Oberflächenspannung)
- ⇒ Nach unten wirkt:  $F_{\text{ab}} = h \cdot \pi \cdot r^2 \cdot d \cdot g$   
(Volumen Wassersäule x Dichte des Wassers (d) x Gravitationskonstante (g))

Die kapillare Aufstiegshöhe h (in cm) ist:  
 $h = 0.15/r$



## Bestimmung des Wassergehalts bei Feldkapazität



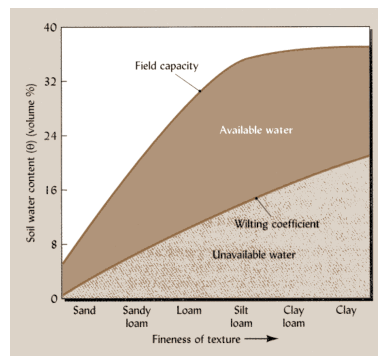
### Feldkapazität (FK, $\theta_{FK}$ ):

Maximale Haftwassermenge in Vol.-% bezogen auf den trockenen Boden (Wassergehalt bei  $\approx$  pF 1,8 bis 2,5)

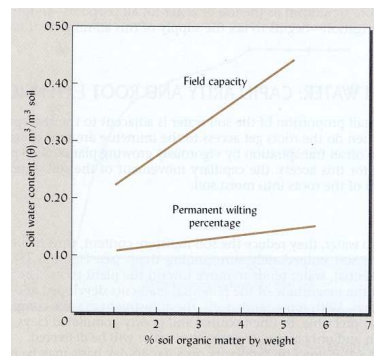
### Permanenter Welkepunkt (PWP, $\theta_{PWP}$ ):

Wassergehalt, unterhalb dem Pflanzen dem Boden kein Wasser mehr entziehen können (Wassergehalt bei  $\approx$  pF 4,2).

## Kenngößen des Bodenwasserhaushalts

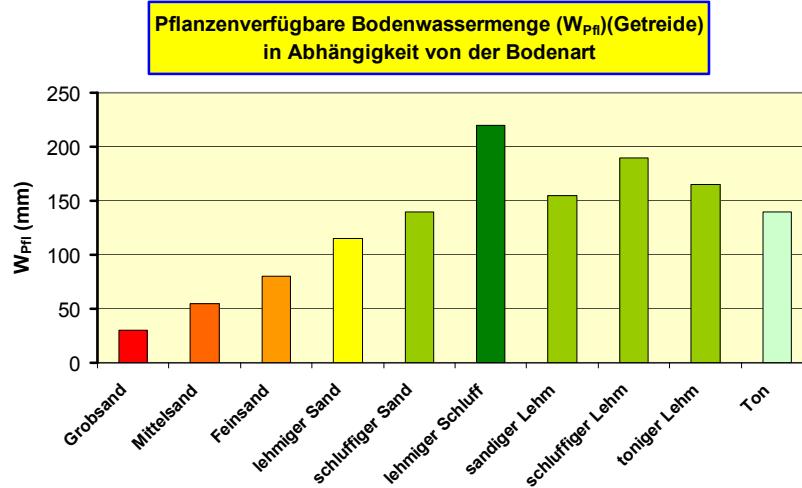


- Das Totwasservolumen steigt mit dem Tongehalt an.
- Die FK steigt bei abnehmender Korngröße bis zum schluffigen Lehm an.
- Die nFK ist im schluffigen Lehm am höchsten.



- Die FK steigt bei gleicher Textur mit dem Gehalt an org. Substanz an.
- Gleiches gilt für die nFK.

## Pflanzenverfügbares Bodenwasser ( $W_{Pfl}$ ) und Bodenart



## Schätzung der nFK

☒ Folgende Kenngrößen werden für die Schätzung der nFK benötigt:

- Bodenart
- Trockenraumdichte
- Gehalt an organischer Substanz
- Durchwurzelungstiefe
- Steingehalt

Horizont	Tiefe [cm]	FK - PWP [Vol.-%]	nFK [mm]
<b>Sand-Braunerde</b>			
Ap	0 - 25	9	23
Bv1	25 - 55	6	18
Bv2	55 - 78	3	7
Bv3	78 - 100	4	9
<b>Summe</b>			<b>57</b>
<b>Löß-Parabraunerde</b>			
Ah	0 - 5	28	14
Al1	5 - 38	26	86
Al2	38 - 55	24	41
Bt1	55 - 75	15	30
Bt2	75 - 100	21	53
<b>Summe</b>			<b>224</b>

## Wassergehalt - Wasserspannung

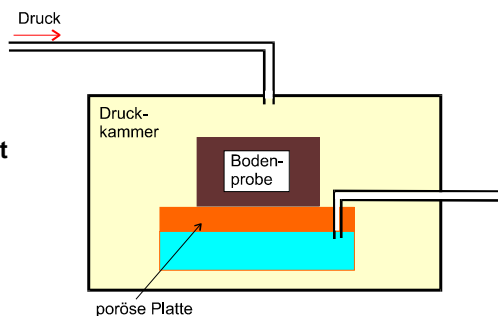
Die Beziehung wird als **pF-Kurve** oder **Wasserspannungskurve** bezeichnet. Sie ist eine wichtige Kenngröße für:

- ↳ Die Wasserspeichereigenschaft
- ↳ Die Entwässerungseigenschaft
- ↳ Die Wasserverfügbarkeit für Pflanzen

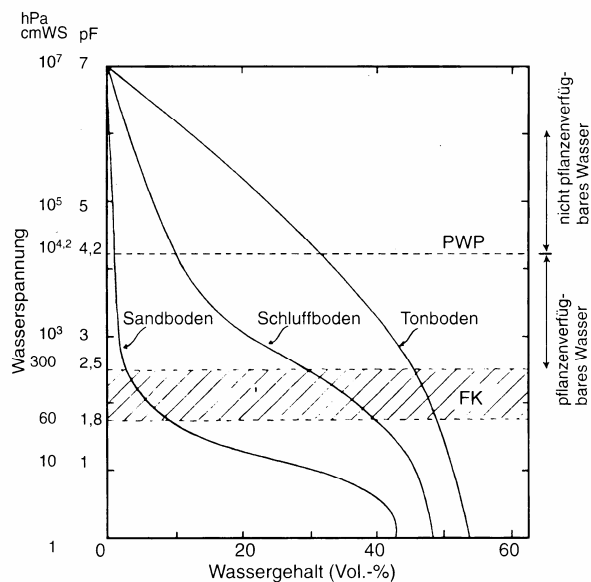
### Bestimmung:

↳ Wassergesättigte Bodenproben werden bei definierter Saugspannung entwässert und anschließend wird der Wassergehalt gravimetrisch bestimmt

↳ Die Entwässerung erfolgt meist in einer Druckapparatur, in der das Wasser durch Anlage eines definierten Überdrucks aus den Poren des Bodens gedrückt wird.



## pF-Kurve



**pF-Kurve:**  
Beziehung zwischen  
Wasserspannung  
und Wassergehalt

## Das Potenzialkonzept

- ⇒ Beschreibung der Bindung und der Bewegung des Wassers im Boden durch die einwirkenden Kräfte.
- ⇒ Das Potenzial ist hierbei definiert als die Arbeit, die notwendig ist, um eine Einheitsmenge Wasser von einem gegebenen Punkt zu einem Bezugspunkt zu transportieren.
- ⇒ Die Wassermenge wird hierbei als eine Volumen- oder Gewichtseinheit dargestellt.
- ⇒ Wasser bewegt sich immer von Stellen höheren Potentials (= höhere potentielle Energie) zu Stellen mit niedrigerem Potenzial.
- ⇒ Die Wasserbewegung hält so lange an, bis an allen Stellen das Gesamtpotenzial den gleichen Wert aufweist.

## Einheiten und Dimensionen der Potenziale

**Allgemein:** Potenzial (potentielle Energie) =  $m \cdot g \cdot h$   
 $m$  = Masse,  $g$  = Erdbeschleunigung,  $h$  = Höhe

- ⇒ Potenzial des Bodenwassers wird bezogen auf eine Volumen- oder Gewichtseinheit Wasser:

### 1. Volumenbezug:

$$\Psi_{(V)} = \frac{m \cdot g \cdot h}{V} = \frac{m \cdot g \cdot h}{A \cdot h} \quad \frac{N}{m^2} = Pa$$

bezogen auf eine Volumeneinheit Wasser hat das Potenzial die Dimension eines Druckes.

### 2. Bezogen auf das Gewicht im Kraftfeld der Erde

$$\Psi_g = \frac{m \cdot g \cdot h}{m \cdot g} = h \quad [m, cm \text{ Wassersäule}]$$

bezogen auf eine Gewichtseinheit Wasser hat das Potenzial die Dimension cm Wassersäule.

## Das Potenzialkonzept - Teilpotenziale

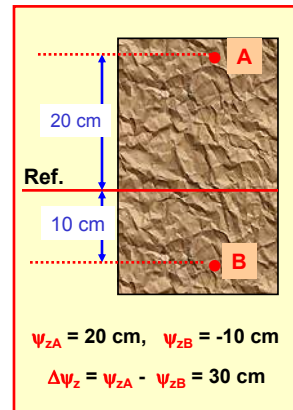
### 1. Gravitationspotenzial ( $\psi_z$ ):

- ⇒ vertikal nach unten gerichtete Kraft
- ⇒ entspricht der zu leistenden Kraft, um eine Einheit Wasser von einem Bezugsniveau auf eine bestimmte Höhe anzuheben.
- ⇒ bezogen auf das Gewicht des Wassers entspricht  $\psi_z$  dem vertikalen Abstand von der Bezugsebene.

#### Ermittlung von $\psi_z$ :

1. Festlegung einer willkürlichen Bezugsebene.
2. Punkte oberhalb dieser Ebene haben ein positives  $\psi_z$  das der Höhe (in cm) über der Bezugsebene entspricht.
3. Punkte unterhalb dieser Ebene haben ein negatives  $\psi_z$  das der Tiefe (in cm) unter der Bezugsebene entspricht.
4. Die Differenz des  $\psi_z$  zwischen zwei Punkten A und B ergibt sich aus:

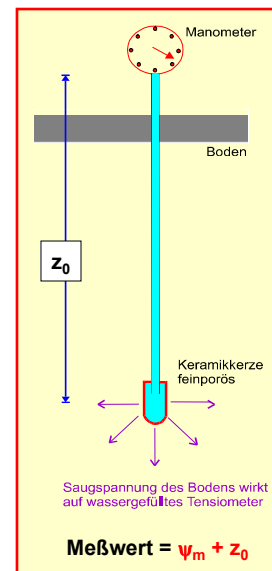
$$\psi_{z(A)} - \psi_{z(B)}$$



## Das Potenzialkonzept - Teilpotenziale

### 2. Matrixpotenzial ( $\psi_m$ ):

- ⇒ wird auch als Saugspannung oder pF-Wert bezeichnet
- ⇒ wird verursacht durch Kapillarkräfte, bei völliger Wassersättigung ist  $\psi_m$  daher 0
- ⇒  $\psi_m$  hat ein negatives Vorzeichen
- ⇒ je geringer der Wassergehalt desto negativer wird das Matrixpotenzial  $\psi_m$ . Die Saugspannung des Bodens steigt mit abnehmender Wassersättigung, z. B. mit zunehmender Entfernung von der Grundwasseroberfläche
- ⇒ Bestimmung des Matrixpotenzials  $\psi_m$  im Boden mit einem Tensiometer. Die Saugspannung überträgt sich durch die Kapillaren der Keramikkerze auf die Wassersäule des Tensiometers. Meßbereich ca. 0 bis 1000 cm Wassersäule.



## Das Potenzialkonzept - Teilpotenziale

### 3. Druckpotenzial ( $\psi_p$ ):

- ⇒ Arbeit, die erforderlich ist, um Druckunterschiede zum Atmosphärendruck aufzuheben.
- ⇒ Im Freiland ist der hydrostatische Druck unterhalb der Grundwasseroberfläche von Bedeutung.
- ⇒ Im ungesättigten ist  $\psi_p$  daher 0.
- ⇒ Unterhalb der Grundwasseroberfläche (GOF) steigt  $\psi_p$  mit zunehmendem Abstand von der GOF an, das Vorzeichen dieses Potentials ist positiv.

### 4. Osmotisches Potenzial ( $\psi_o$ ):

- ⇒ Arbeit, die erforderlich ist, um eine Einheit Wasser durch eine semipermeable Membran zu transportieren.
- ⇒ Abh. vom Salzgehalt in der Lösung.
- ⇒ Bedeutend besonders in stark salzhaltigen Böden.

## Das Potenzialkonzept - Hydraulisches Potenzial

### 5. Hydraulisches Potenzial ( $\psi_h$ ):

- ⇒  $\psi_h$  ist die Summe der Teilpotenziale:

$$\psi_h = \psi_z + \psi_m + \psi_p$$

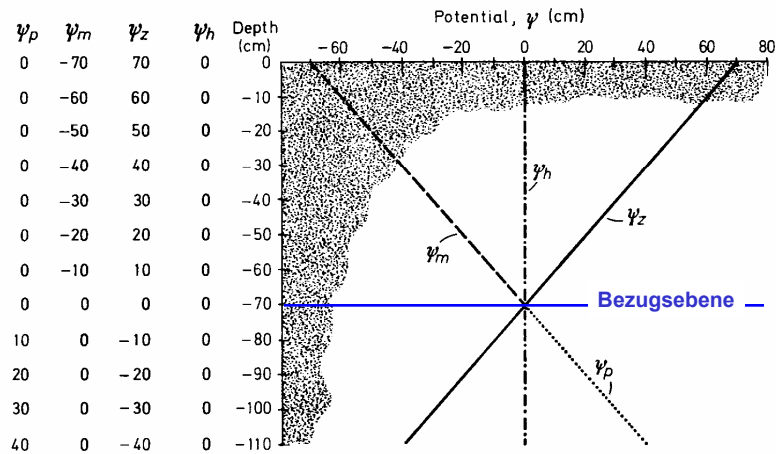
- ⇒ Ist  $\psi_h$  im ganzen Bodenprofil konstant, dann befindet sich das Bodenwasser im Gleichgewicht und es findet kein Wasserfluß statt.
- ⇒ Ist  $\psi_h$  nicht konstant, dann fließt Wasser vom höheren zum niedrigeren hydraulischen Potenzial.

## Beispiel: Hydraulisches Potenzial im Gleichgewicht

*Given:* A soil in which the liquid water is in equilibrium with a water table at -70 cm and the reference level is chosen as -70 cm.

*Find:* The values of  $\psi_p$ ,  $\psi_m$ ,  $\psi_z$ , and  $\psi_h$  throughout the soil profile to -110 cm.

*Solution:*

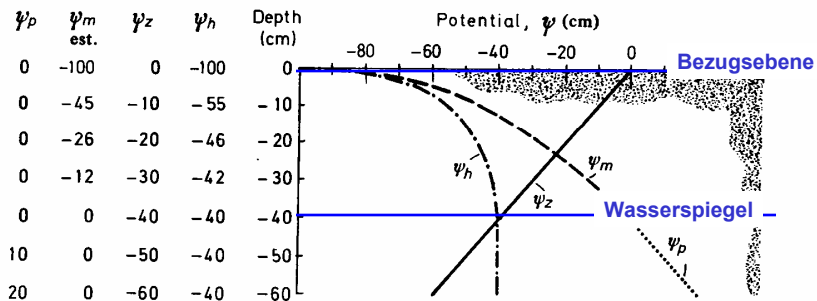


## Beispiel: Wasserbewegung

*Given:* Water is evaporating at the soil surface and there is a water table at -40 cm. The reference level is at the soil surface.

*Find:* Values of  $\psi_z$ ,  $\psi_p$ , and  $\psi_h$  throughout the soil profile to -60 cm. In order to find  $\psi_h$ , measured or estimated values of  $\psi_m$  must be available. Make estimates of  $\psi_m$  for the conditions specified.

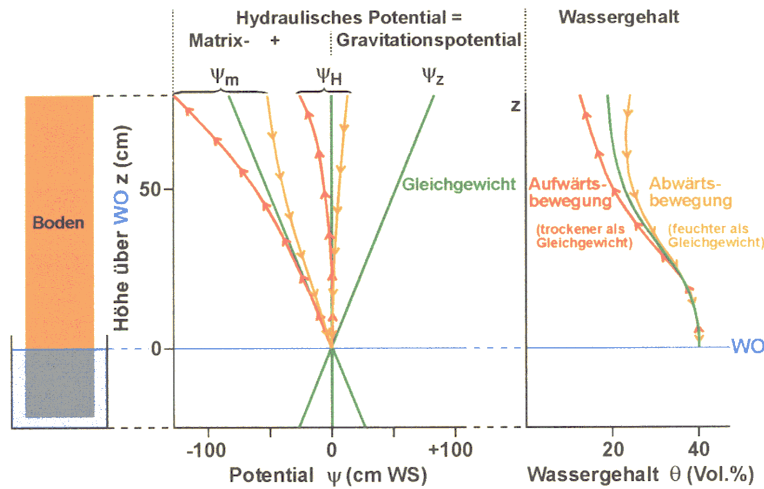
*Solution:*



Note: For upward flow, the hydraulic potential at -40 cm must be greater than at -30 cm, etc. Thus,  $\psi_h(-40) > \psi_h(-30) > \psi_h(-20) > \psi_h(-10) > \psi_h(0)$ . We may have variations in the gradient  $\Delta\psi_h/\Delta z$  with depth; but for upward flow, the sign must always be negative.

## Matrix- und Gravitationspotenzial sowie Wassergehalt

Homogene Bodensäule bei hydraulischem Gleichgewicht, Versickerung und kapillarem Aufstieg



## Wasserbewegung und das Darcy-Gesetz

⇒ Das Ausmaß der Wasserbewegung wird bestimmt durch:

1. Potenzialgefälle  $\Delta\psi_h$
2. Wasserleitfähigkeit  $K_w$

⇒ Der Zusammenhang zwischen diesen Größen und dem Wasserfluß wird durch das **Darcy-Gesetz** beschrieben:

$$J_w = -K_w \cdot \frac{\Delta\psi_h}{\Delta z}$$

$J_w$  = Wassermenge, die pro Zeiteinheit durch einen Fließquerschnitt perkoliert (Wasserflußdichte) ( $\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$ )

$K_w$  = hydraulische Leitfähigkeit ( $\text{cm}/\text{s}$ )

$\Delta\psi_h$  = Differenz des hydraulischen Potentials ( $\text{cm}$ )

$\Delta z$  = Entfernung zwischen 2 Punkten ( $\text{cm}$ )

$$J_w = \frac{Q_w}{A \cdot t}$$

$J_w$  = Wasserflußdichte ( $\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$ )

$Q_w$  = Wassermenge ( $\text{cm}^3$ )

$A$  = Fließquerschnitt ( $\text{cm}^2$ )

$t$  = Zeit ( $\text{s}$ )



## Bsp: Darcy-Gesetz

### Aufgabe:

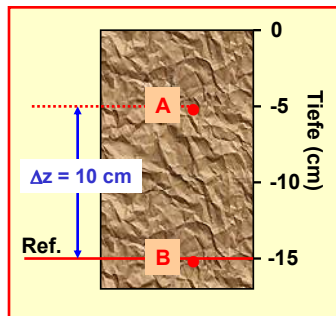
⇒ Wieviel Wasser (in  $\text{cm}^3$ ) fließt im folgenden Beispiel innerhalb von  $10^4$  Sekunden durch eine Fläche von  $10 \text{ cm}^2$ ? Die mittlere hydraulische Leitfähigkeit betrage  $10^{-2} \text{ cm/s}$ .

$\psi_m$  am Punkt A ist  $-10 \text{ cm}$

$\psi_m$  am Punkt B ist  $-100 \text{ cm}$ .

$$\psi_{h(A)} = \psi_{m(A)} + \psi_{z(A)} = -10 + 10 = 0 \text{ cm}$$

$$\psi_{h(B)} = \psi_{m(B)} + \psi_{z(B)} = -100 + 0 = -100 \text{ cm}$$



$$\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z} = \frac{0 \text{ cm} - (-100 \text{ cm})}{10 \text{ cm}} = 10$$

$$Q_w = -K_w \cdot A \cdot t \cdot \frac{\Delta\psi_h}{\Delta z} = -10^{-2} \frac{\text{cm}}{\text{s}} \cdot 10 \text{ cm}^2 \cdot 10^4 \text{ s} \cdot 10 = -10^4 \text{ cm}^3$$

## Hydraulische Leitfähigkeit

⇒ Die Wasserleitfähigkeit wird stark beeinflusst durch:

1. Wassergehalt
2. Körnung und Gefüge

⇒ Bei Wassersättigung ist die Leitfähigkeit  $K_s$  am höchsten.

1. abh. von Textur
2. abh. von Struktur

Bodenart	Gesättigte Wasserleitfähigkeit (cm/s)
Sand	$4 \cdot 10^{-1}$ bis $4 \cdot 10^{-3}$
Schluff	$4 \cdot 10^{-1}$ bis $5 \cdot 10^{-5}$
Lehm	$4 \cdot 10^{-1}$ bis $1 \cdot 10^{-5}$
Ton	$4 \cdot 10^{-1}$ bis $1 \cdot 10^{-7}$

