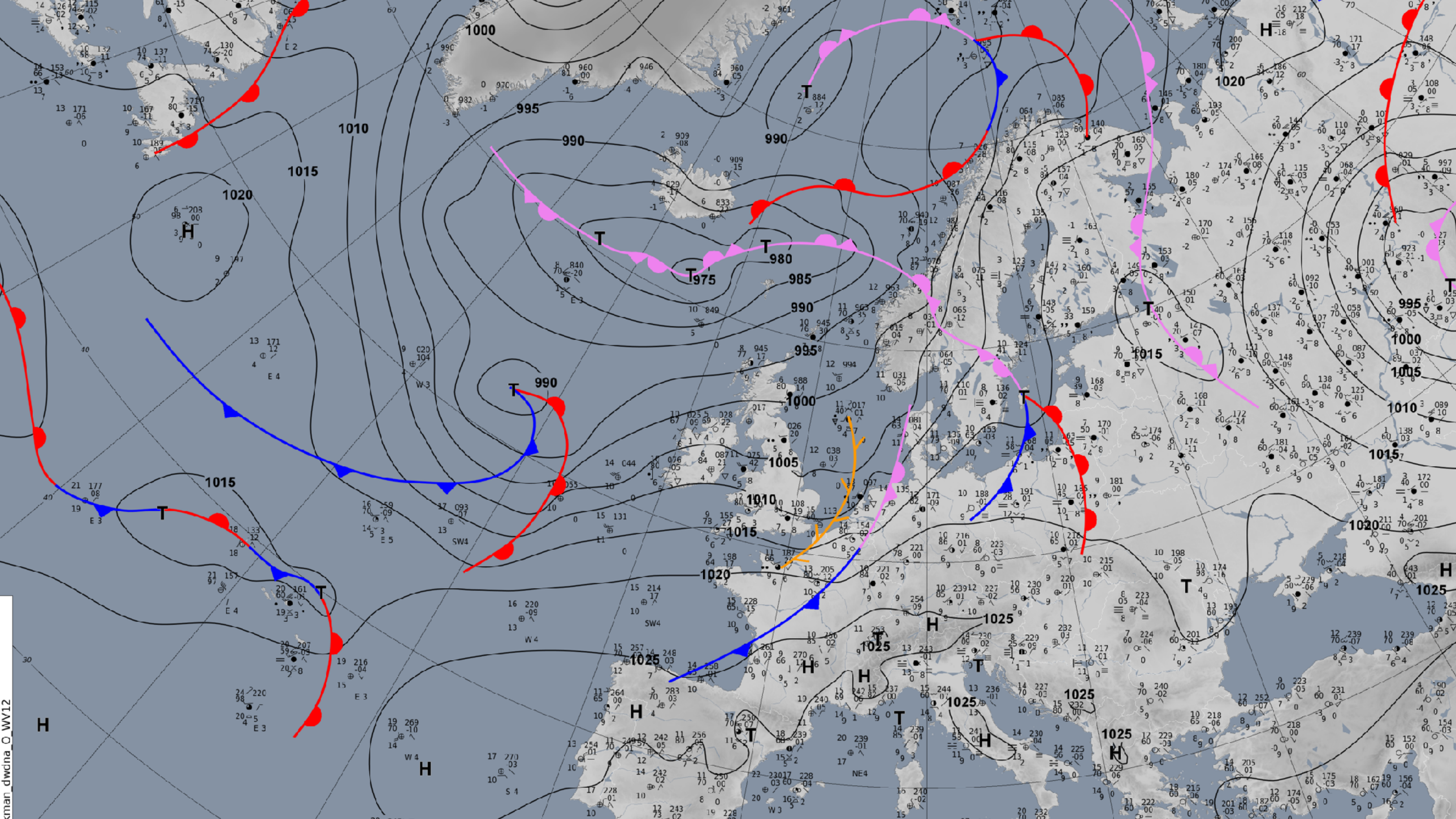
Die Ressourcenuniversität. Seit 1765.

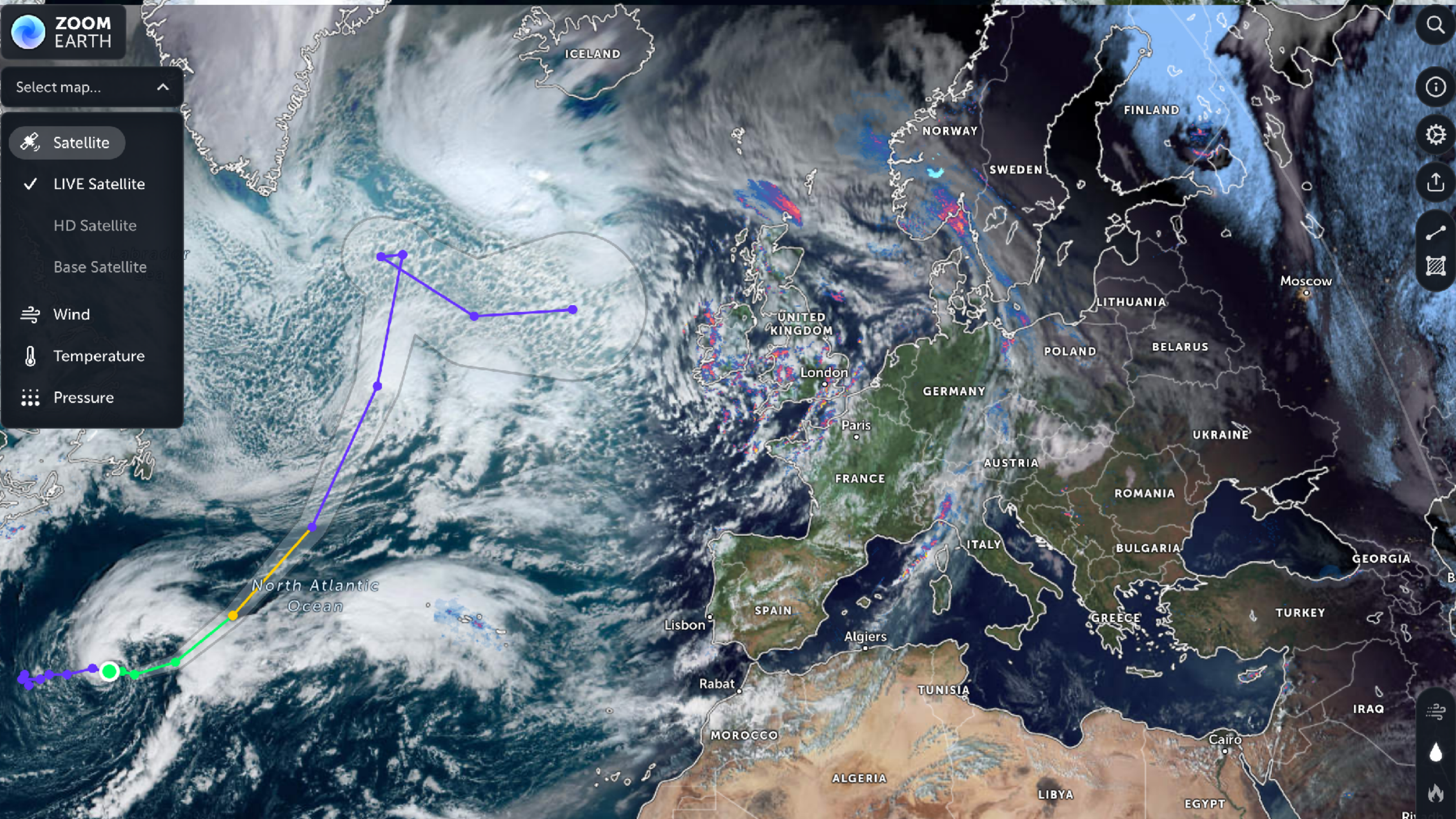
TU BERGAKADEMIE FREIBERG

Bodenwasser 3

Grundlagen der Hydrologie
Primer in Hydrology

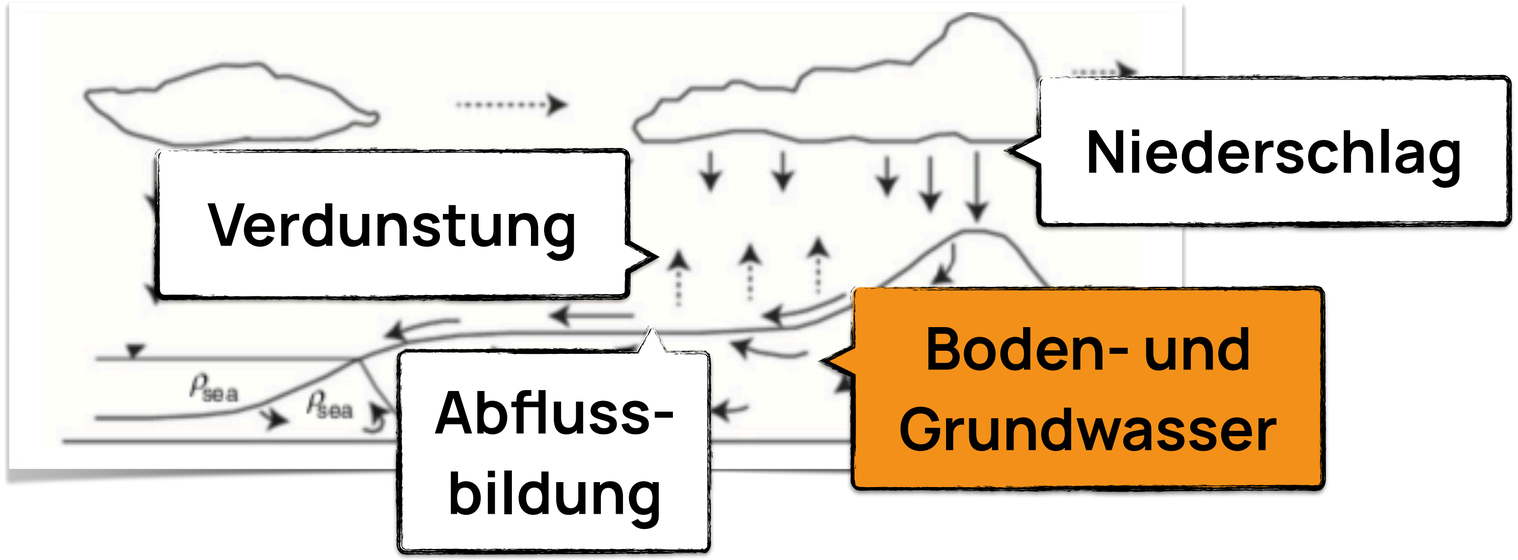
conrad.jackisch@tbt.tu-freiberg.de


1000
995
990
1010
1015
1020
H
T
980
975
985
990
995
1000
1005
1010
1015
1020
1025
H
T
1025
1025
1025
1025
1025
1025
H
H
H
H
H
H
T
T
T


ZOOM EARTH
Select map...
Satellite
LIVE Satellite
HD Satellite
Base Satellite
Wind
Temperature
Pressure
ICELAND
NORWAY
SWEDEN
FINLAND
Moscow
LITHUANIA
BELARUS
POLAND
UNITED KINGDOM
London
GERMANY
Paris
UKRAINE
AUSTRIA
FRANCE
ROMANIA
ITALY
BULGARIA
GEORGIA
SPAIN
Lisbon
GREECE
TURKEY
Algiers
Rabat
TUNISIA
IRAQ
MOROCCO
Cairo
ALGERIA
LIBYA
EGYPT
North Atlantic Ocean

Elemente des Wasserkreislaufs

heute…



Die terrestrische Wasserdynamik ist essentiell für unser Leben und alle Ökosysteme

Ziel der heutigen Vorlesung

Betrachtung von Wasser im Boden

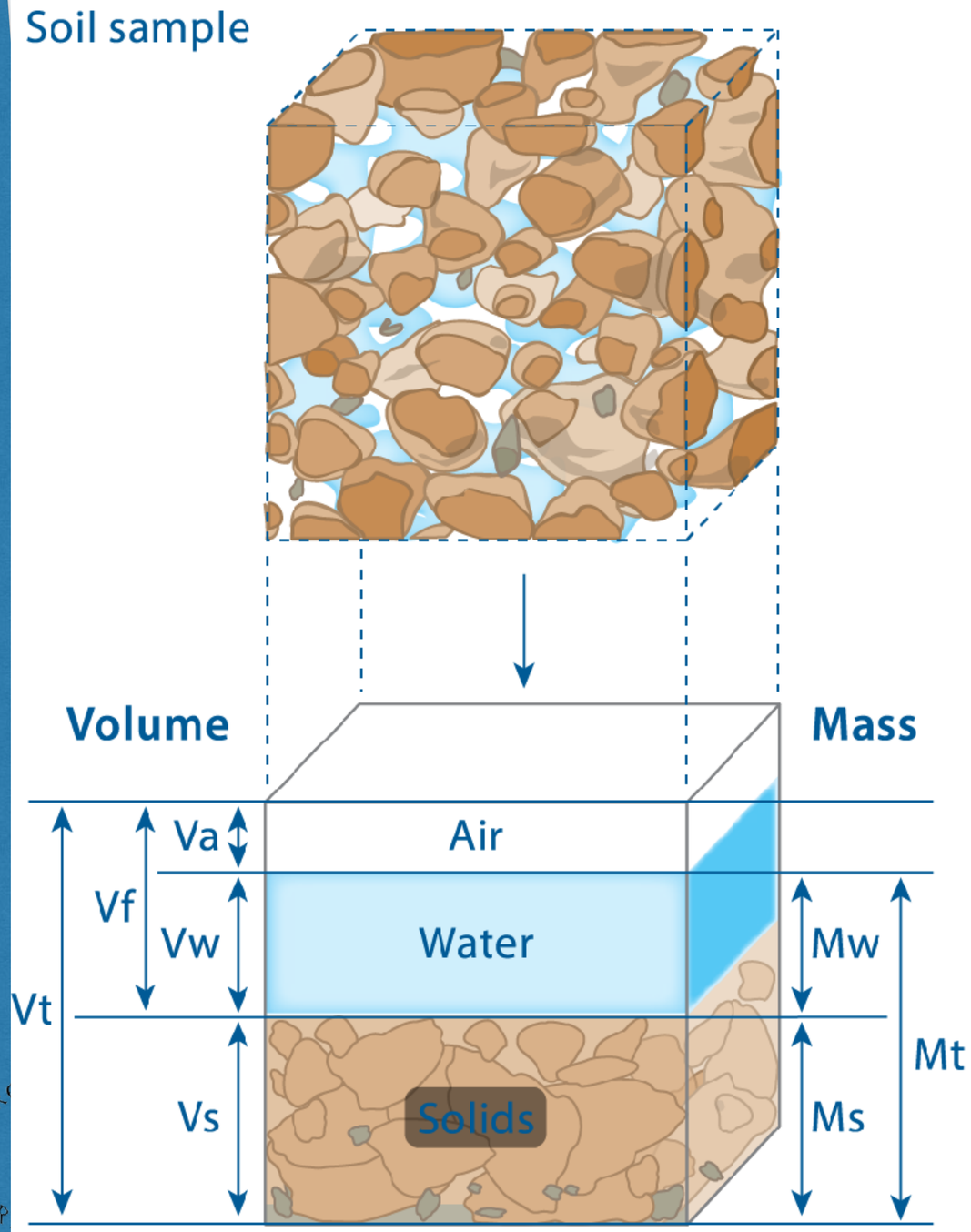
Ziele:

- Kenngrößen für Boden als poröses Medium im Wasserkreislauf kennen
- Wassergehalt, hydraulische Leitfähigkeit und Matrixpotenzial verstehen
- Potenzialkonzept für Bodenwasserdynamik verstehen

3

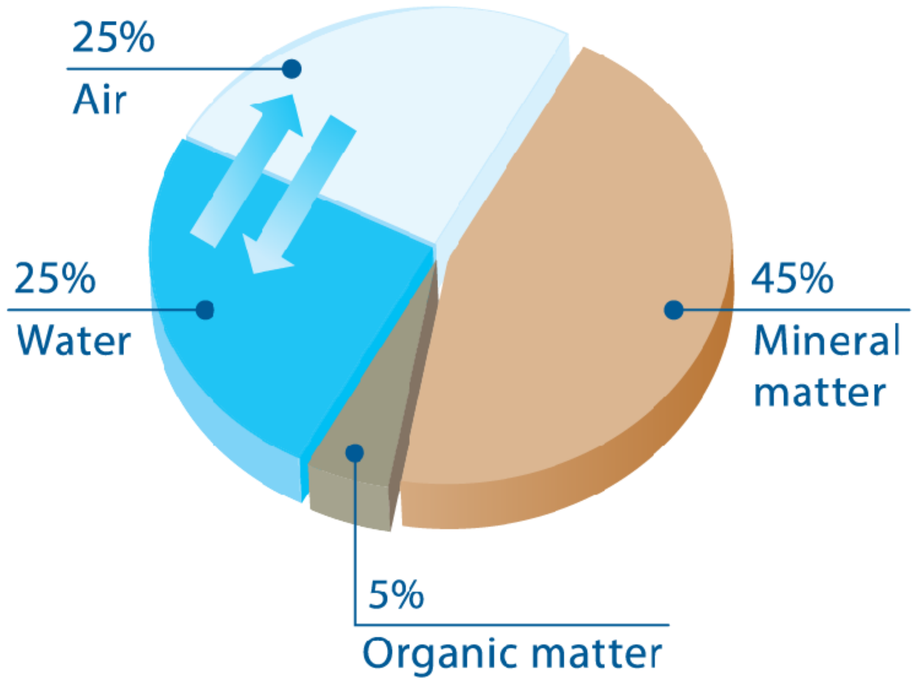
Kenngrößen

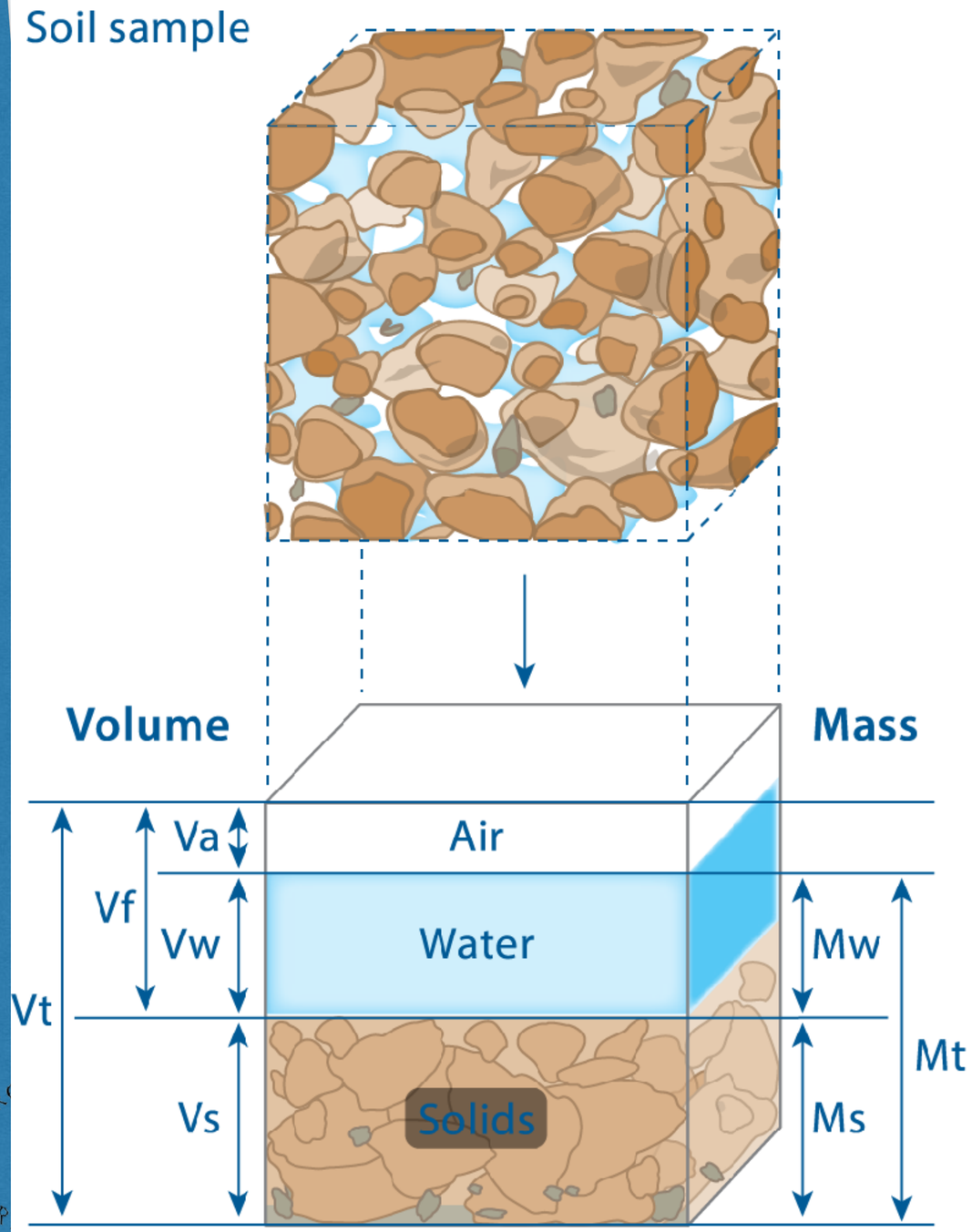
Boden als einfaches poröses Medium



- f: free
- t: total
- a: air
- w: water
- s: solids

- Wassergehalt: $\theta = V_w/V_t$
- rel. Sättigung: $\theta^* = V_w/V_f$





Kenngrößen

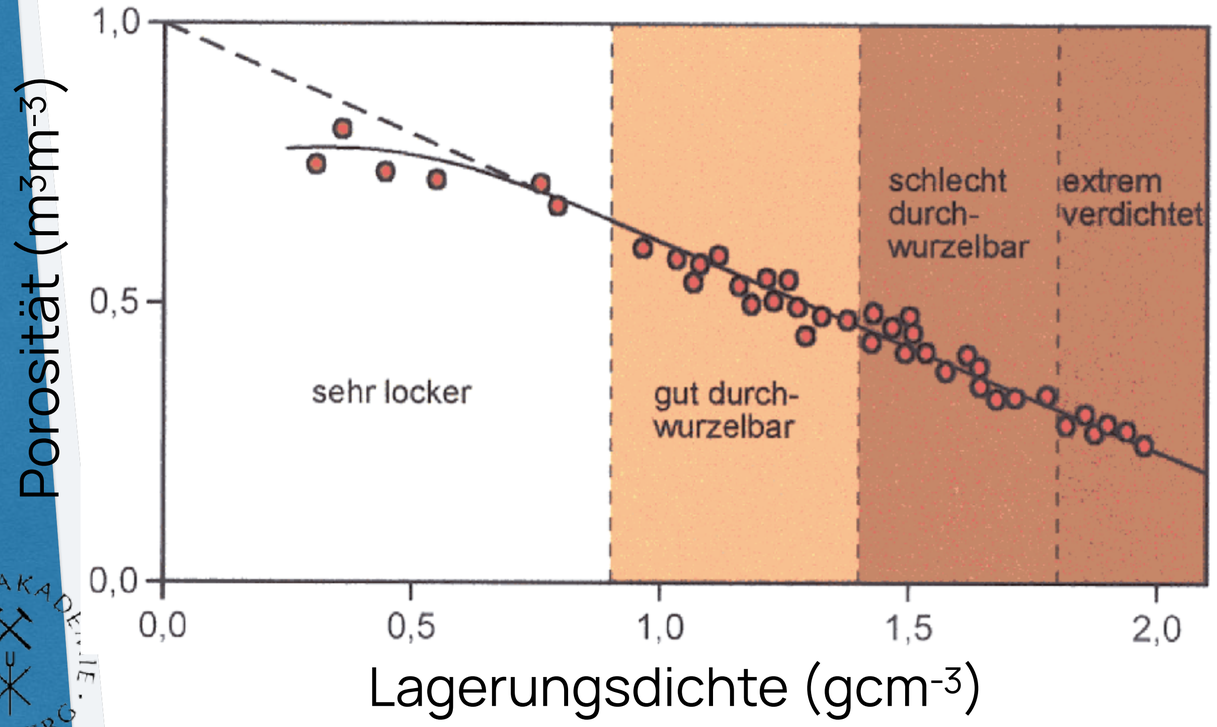
Boden als einfaches poröses Medium

- Lagerungsdichte: $BD = M_s/V_t$ (auch Trockenrohdichte)
- Porosität: $P = V_f/V_t = 1-(V_s/V_t)$
- Porenziffer: $\varepsilon = V_f/V_s$

- Annahme $\varrho_s = 2.65\ gcm^{-3}$ (Quarz)
- $P = 1-(M_s/\varrho_s)/V_t$

Kenngrößen

Boden als einfaches poröses Medium



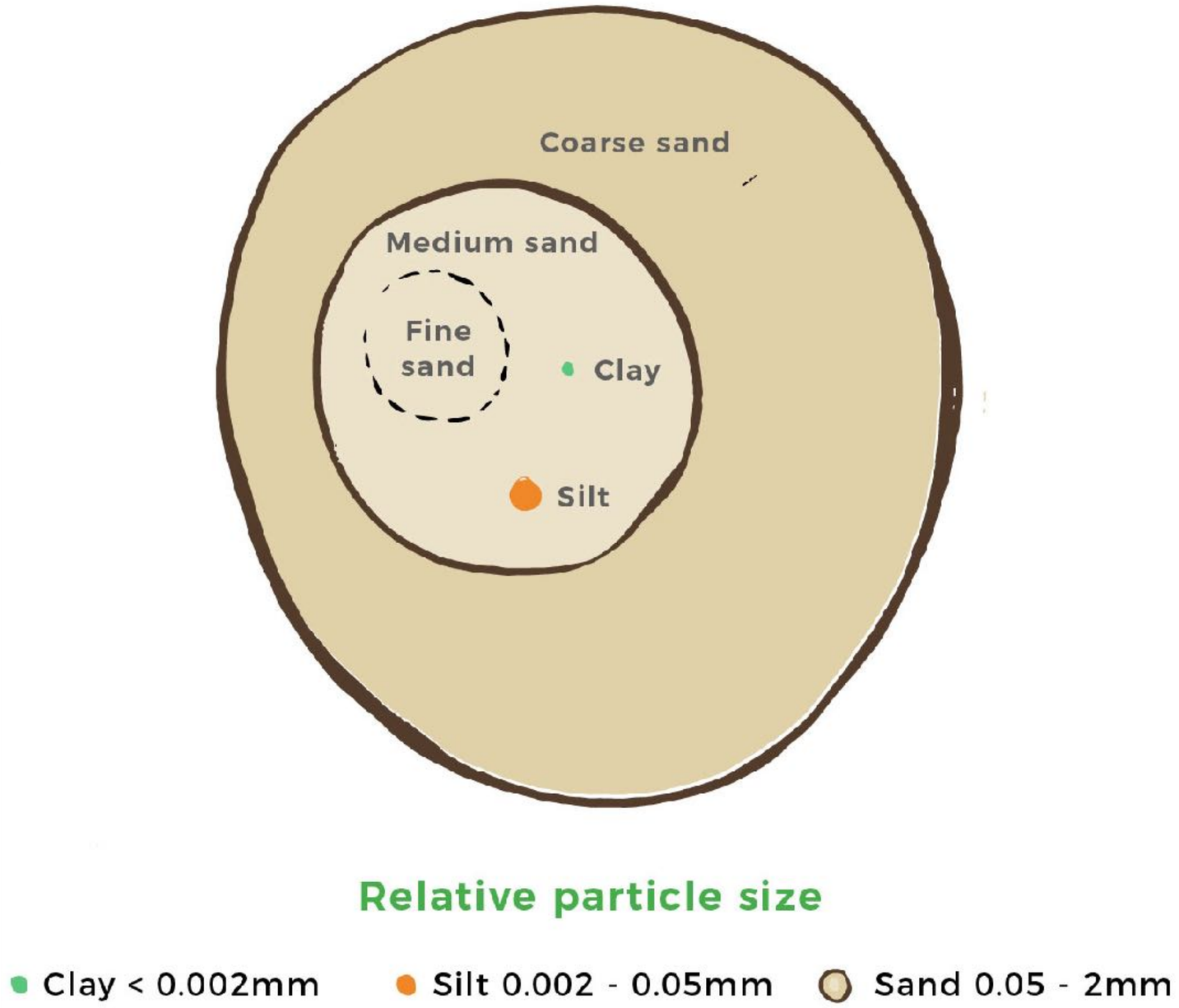
- Lagerungsdichte: $BD = M_s/V_t$ (auch Trockenrohdichte)
- Porosität: $P = V_f/V_t = 1-(V_s/V_t)$
- Porenziffer: $\varepsilon = V_f/V_s$

- Annahme $\varrho_s = 2.65\ gcm^{-3}$ (Quarz)
- $P = 1-(M_s/\varrho_s)/V_t$

Feste Phase

Bodenpartikel

Klassifizierung nach Größe

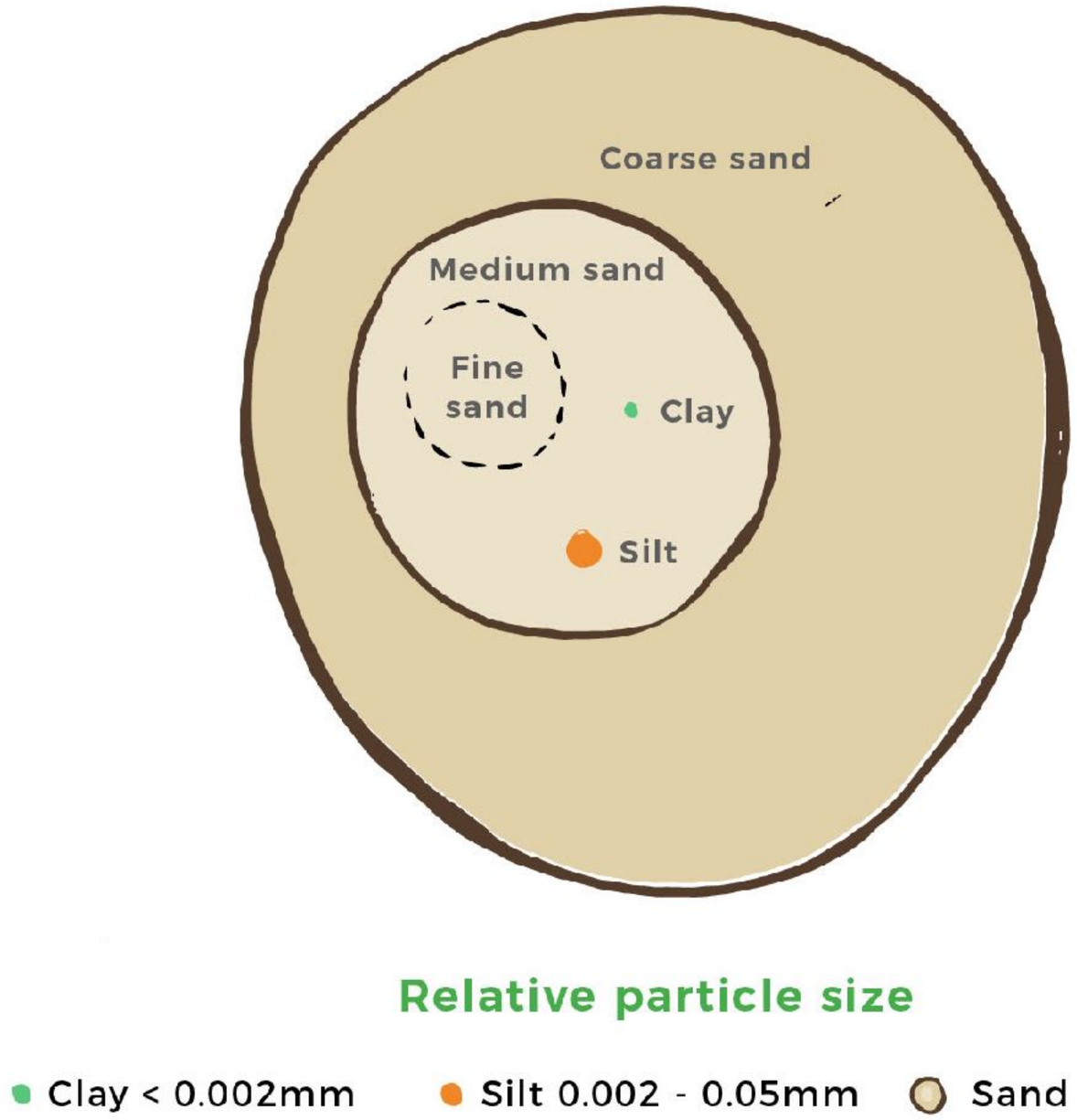


https://knowledge.growobservatory.org/index.html@p=478.html

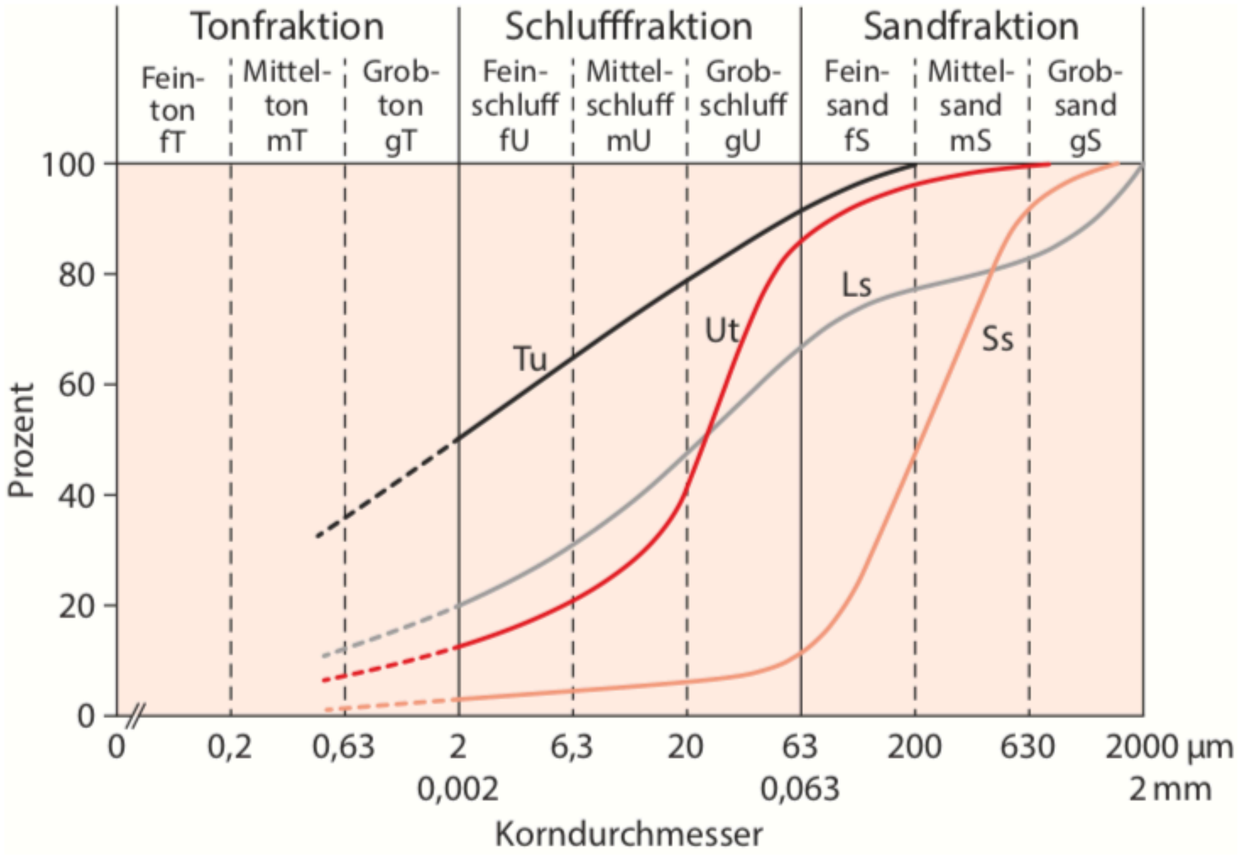
Amelung et al. (2018), Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

Feste Phase

Bodenpartikel



Klassifizierung nach Größe

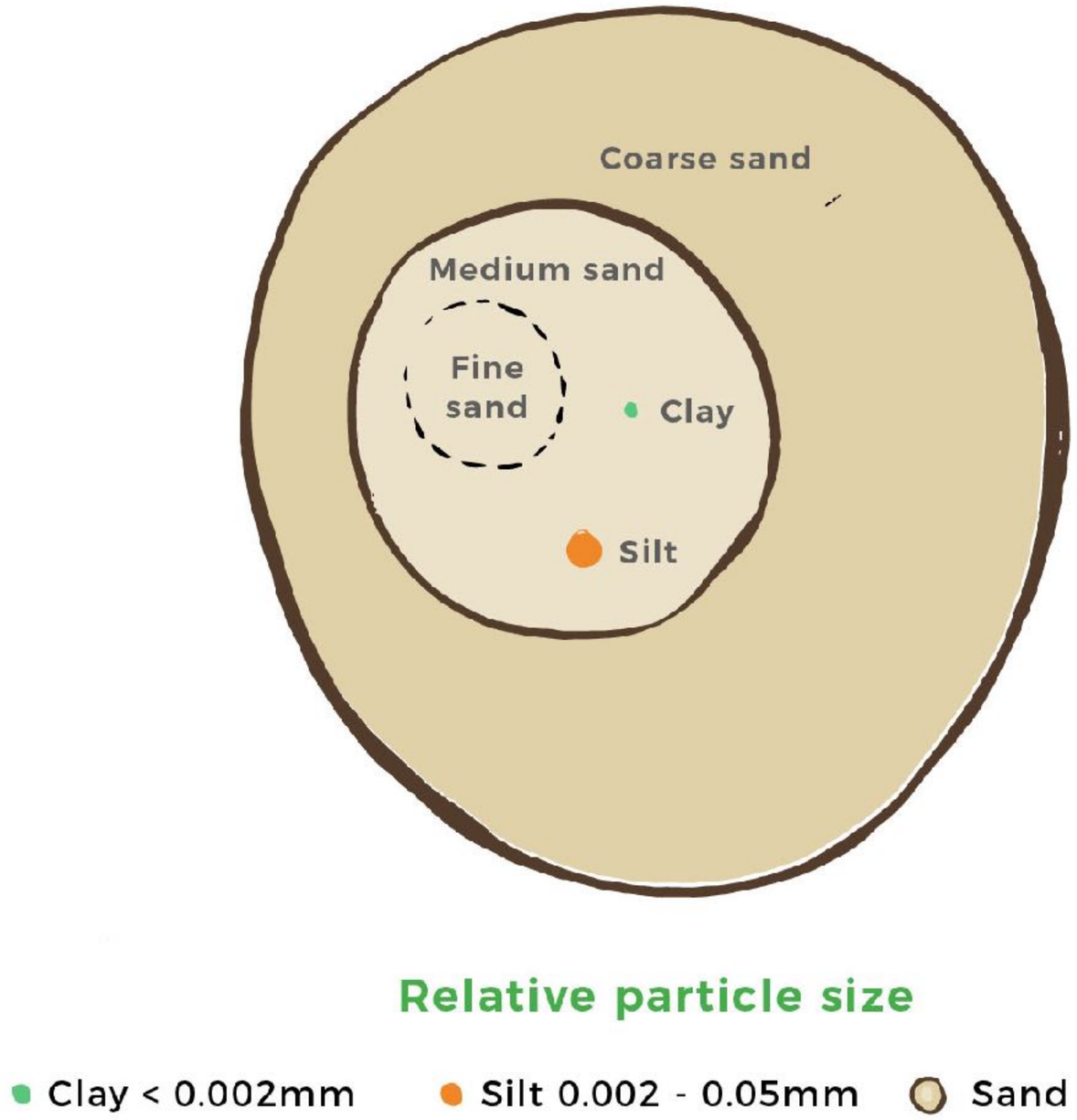


https://knowledge.growobservatory.org/index.html@p=478.html

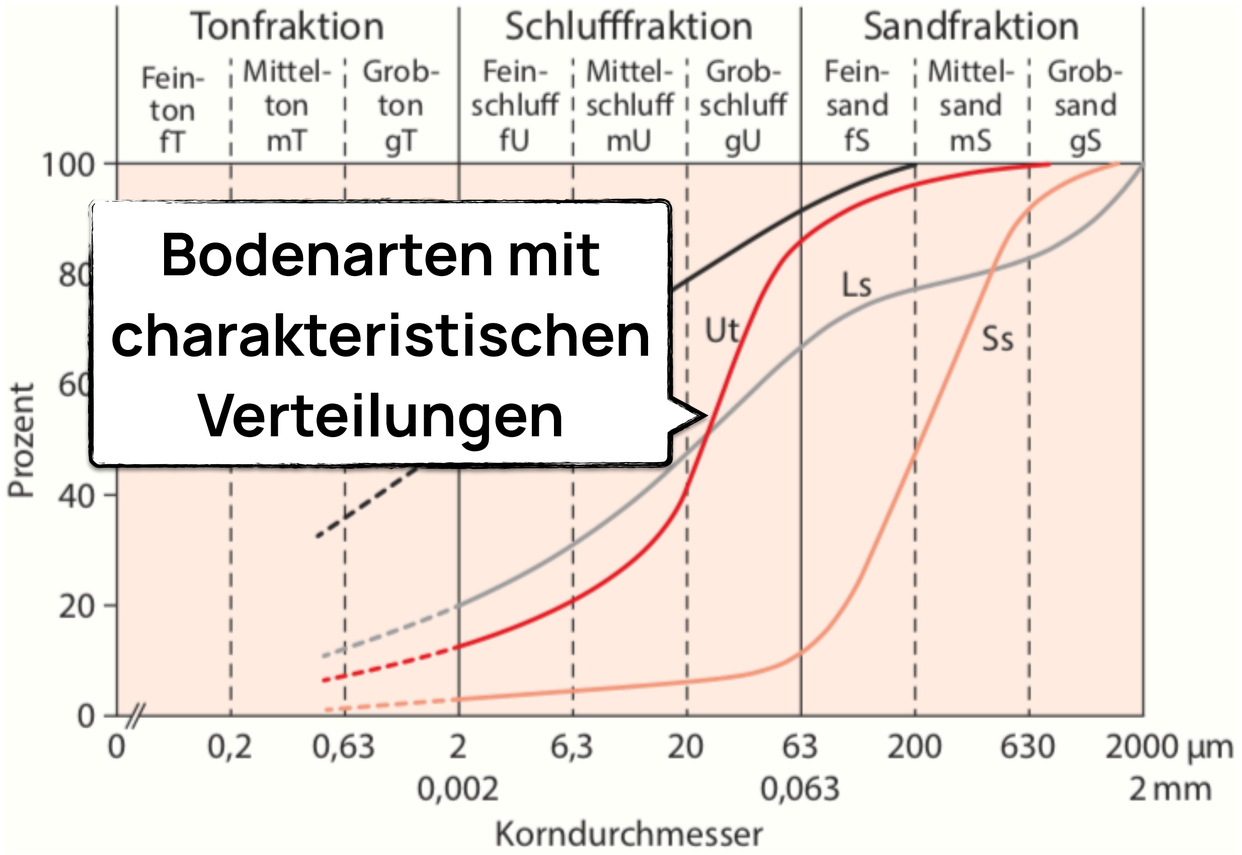
Amelung et al. (2018), Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

Feste Phase

Bodenpartikel



Klassifizierung nach Größe

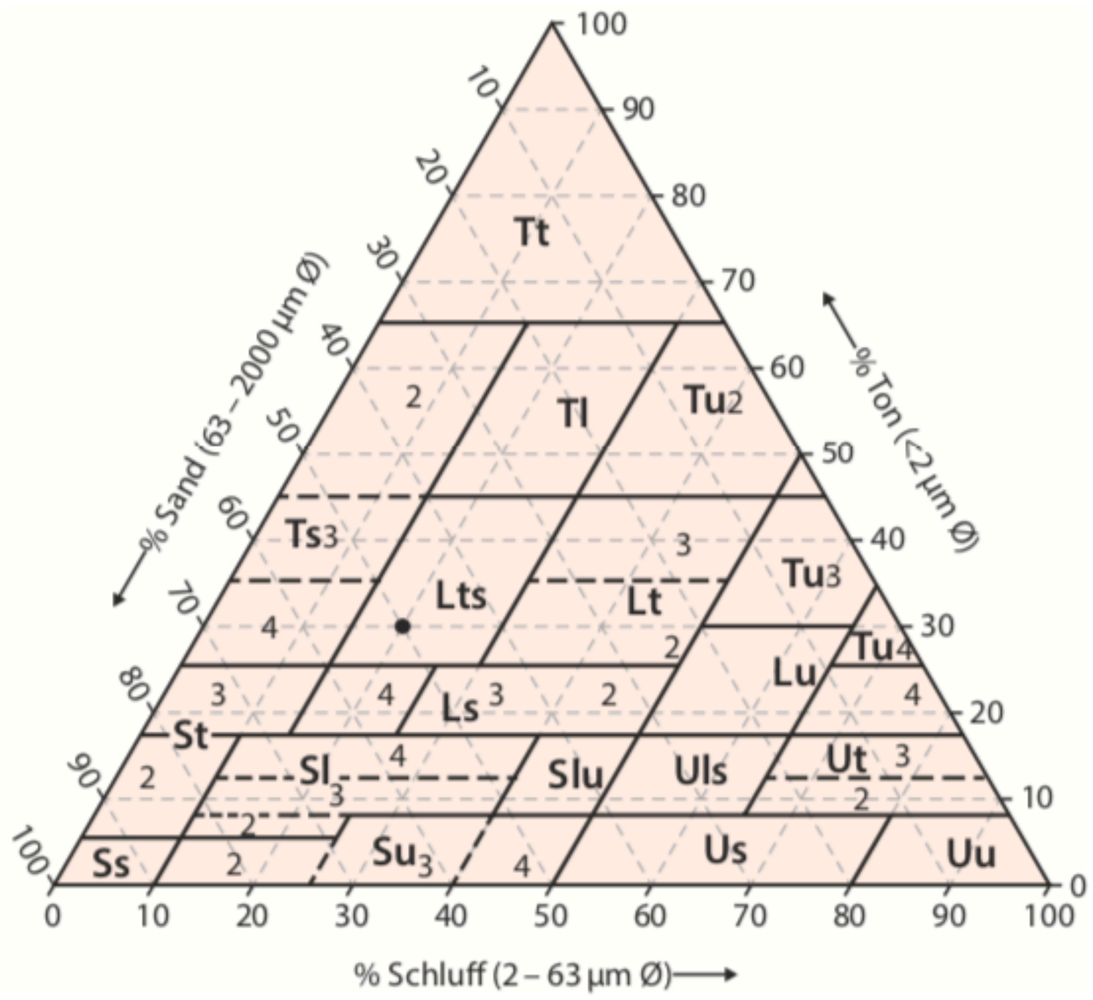


https://knowledge.growobservatory.org/index.html@p=478.html

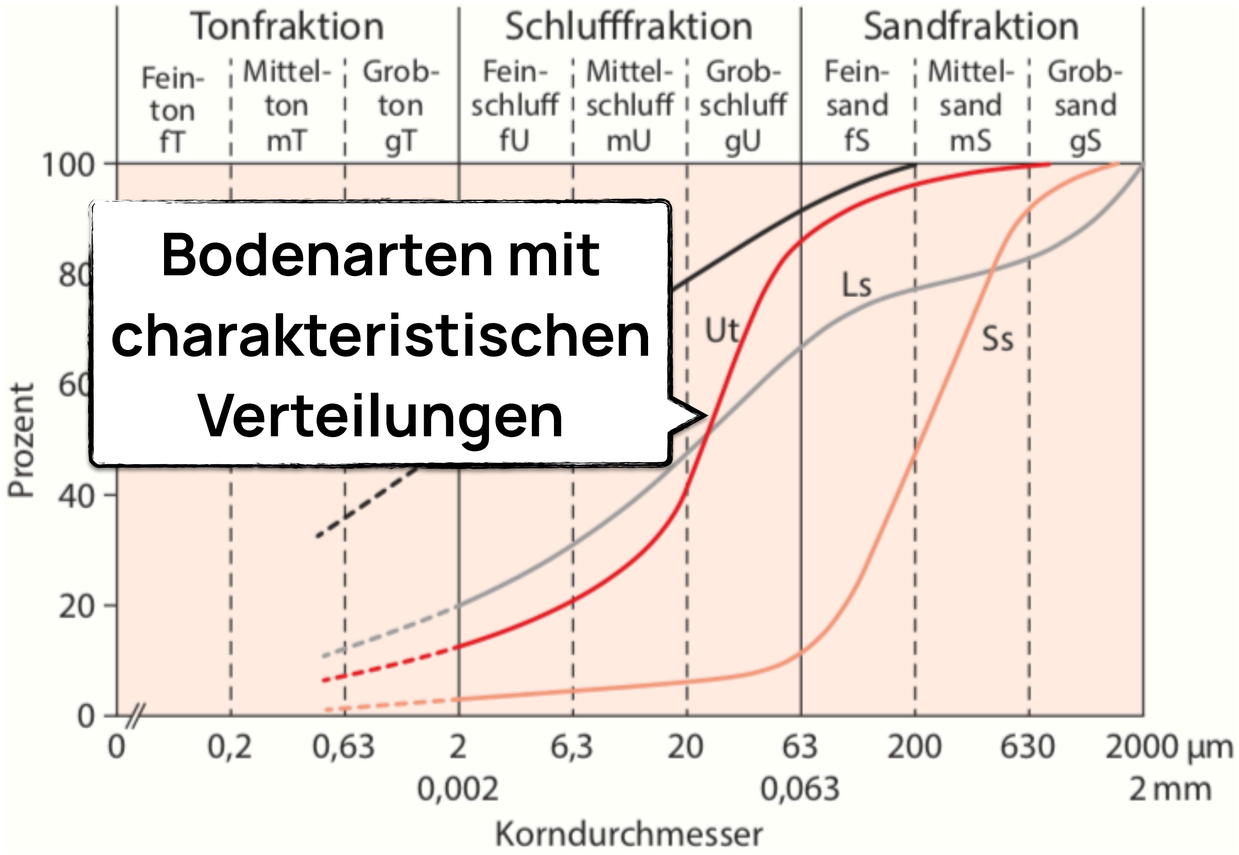
Amelung et al. (2018), Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

Feste Phase

Bodenpartikel



Klassifizierung nach Größe



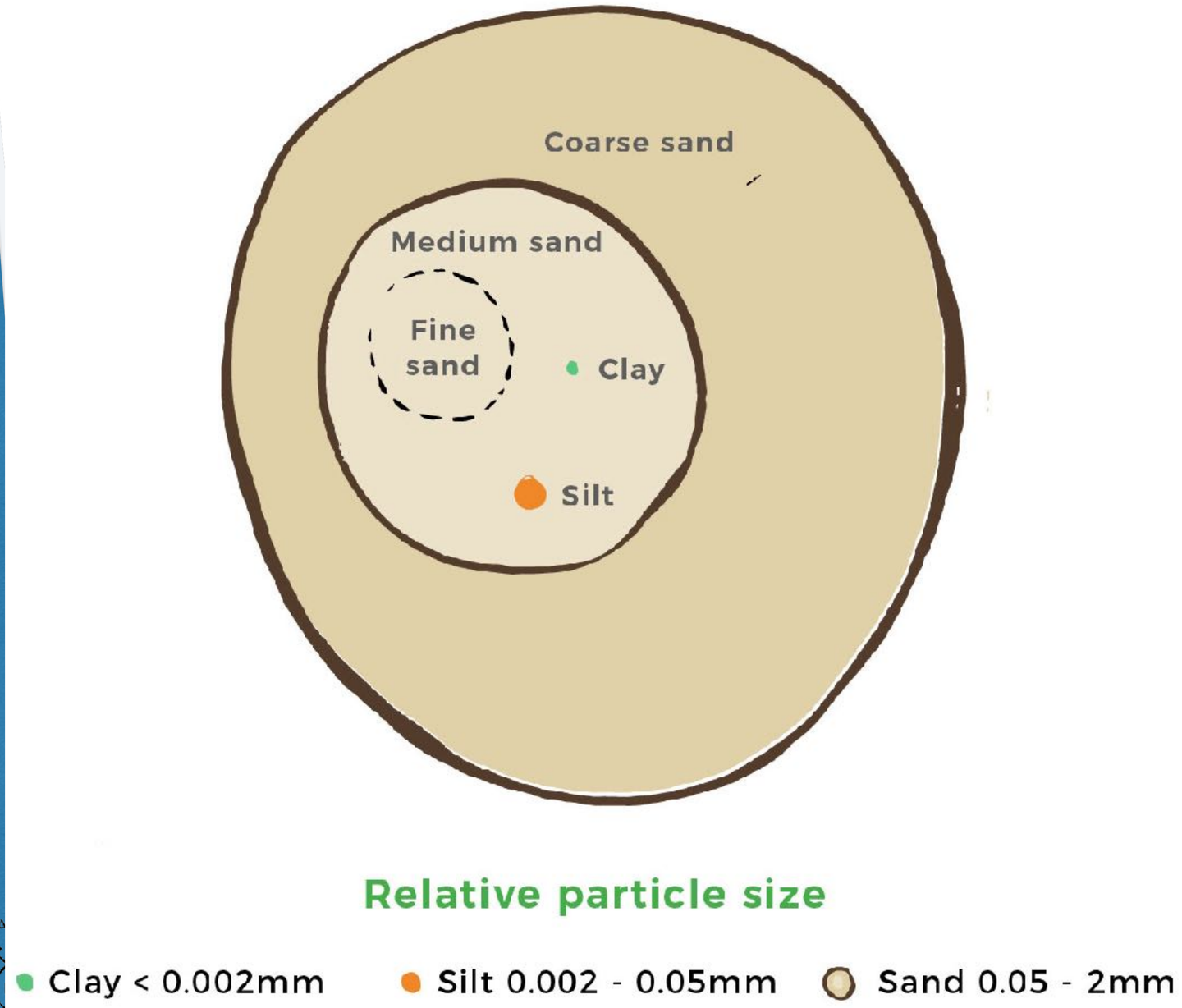
Bodenarten mit charakteristischen Verteilungen

https://knowledge.growobservatory.org/index.html@p=478.html

Amelung et al. (2018), Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

Feste Phase

Bodenpartikel



Mit Korngröße skaliert insb. die Oberfläche

Tab. 6.1 Beziehung zwischen Korngröße, Kornzahl und Gesamtoberfläche bei Zerteilung einer Kugel mit einem Radius von $r = 1$ cm in kugelförmige Teilchen

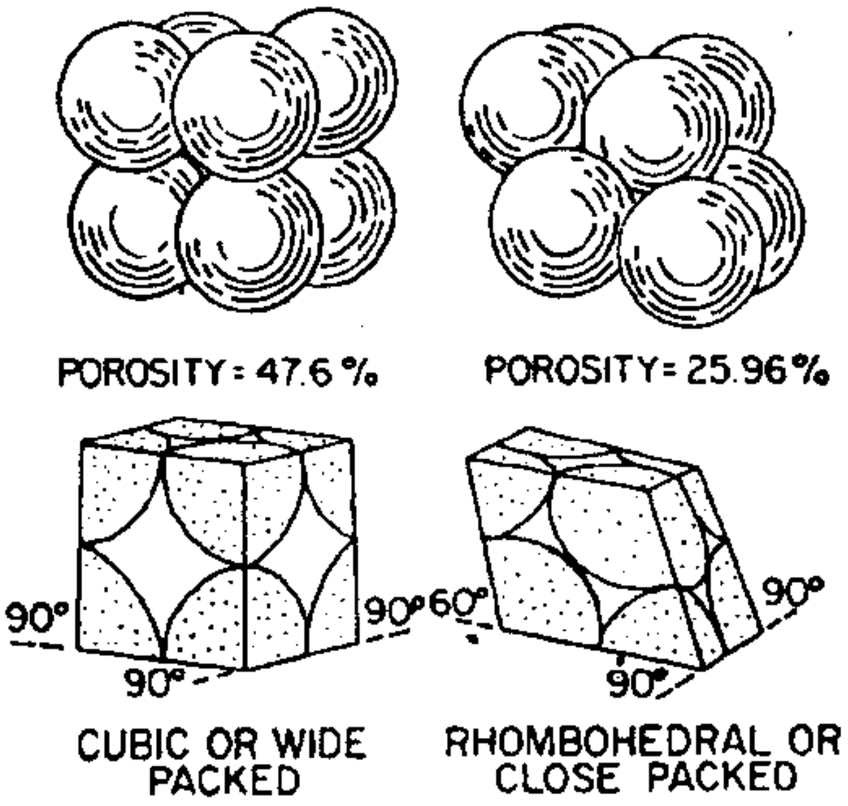
Kugelradius		Kugelzahl	Gesamt-oberfläche (cm^2)
10	mm	10^0	$1{,}26 \cdot 10^1$
1	mm	10^3	$1{,}26 \cdot 10^2$
0,1	mm	10^6	$1{,}26 \cdot 10^3$
0,01	mm	10^9	$1{,}26 \cdot 10^4$
1	µm	10^{12}	$1{,}26 \cdot 10^5$
0,1	µm	10^{15}	$1{,}26 \cdot 10^6$

https://knowledge.growobservatory.org/index.html@p=478.html

Amelung et al. (2018), Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

Feste Phase › Porenraum

Kugelpackung mit Porenraum

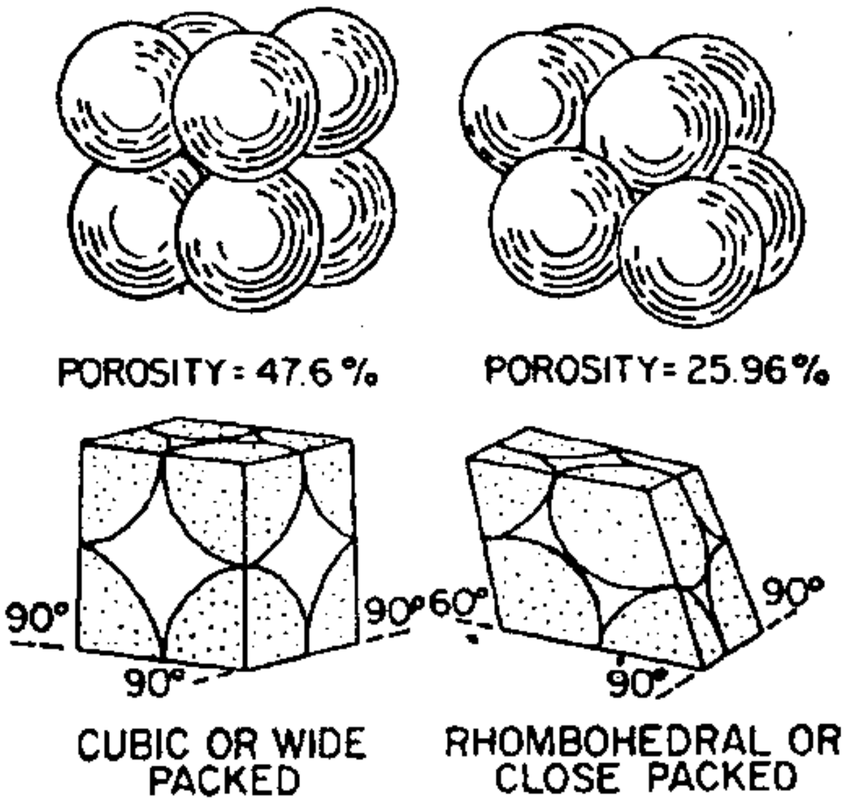


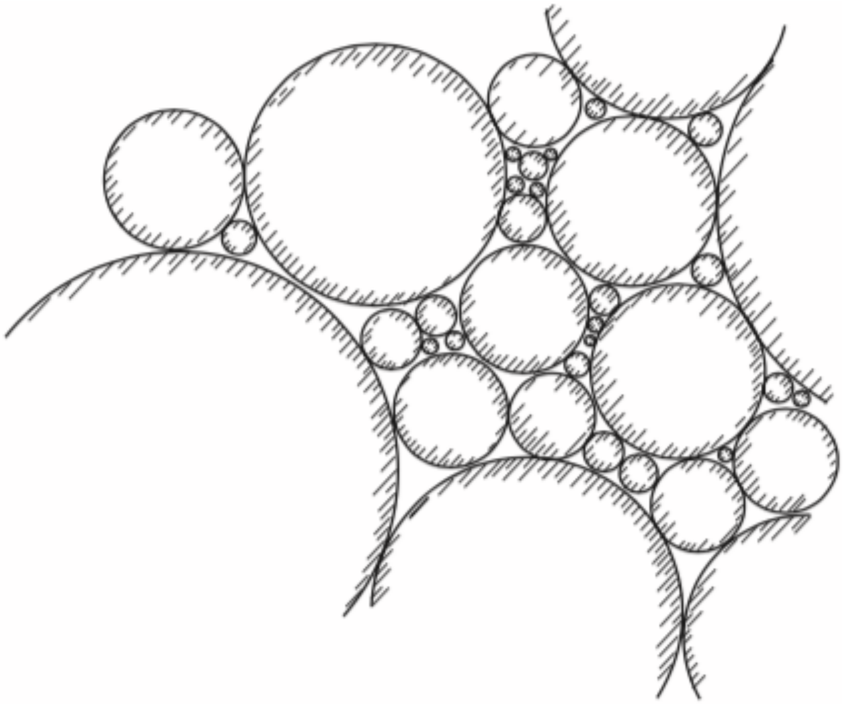
Je nach Korngrößenverteilung und Verdichtung andere Porenverteilung

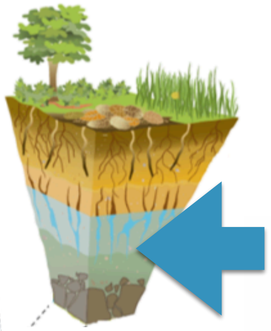
Feste Phase › Porenraum

Kugelpackung mit Porenraum

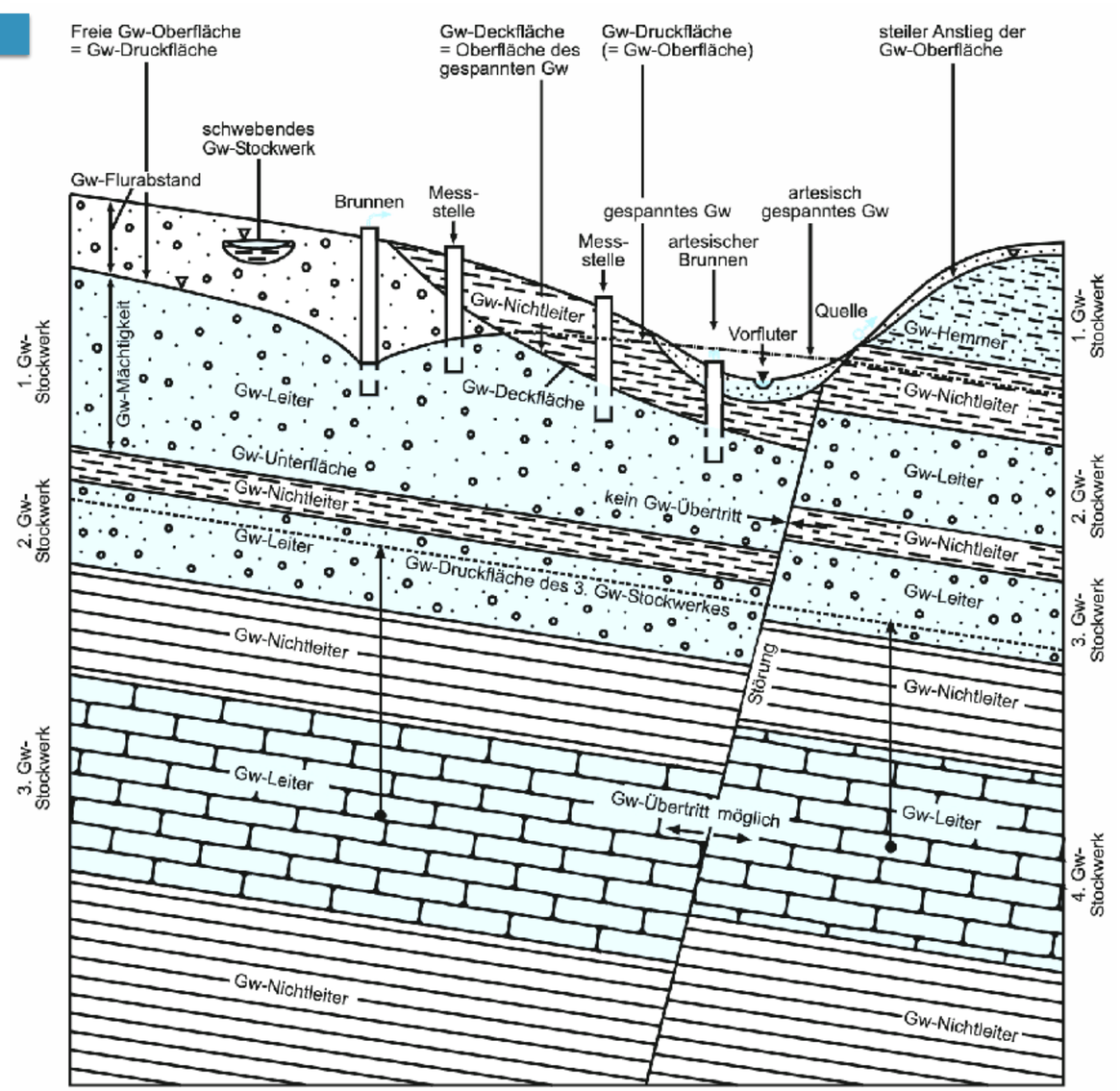
Je nach Korngrößenverteilung und Verdichtung andere Porenverteilung







Grundwasser



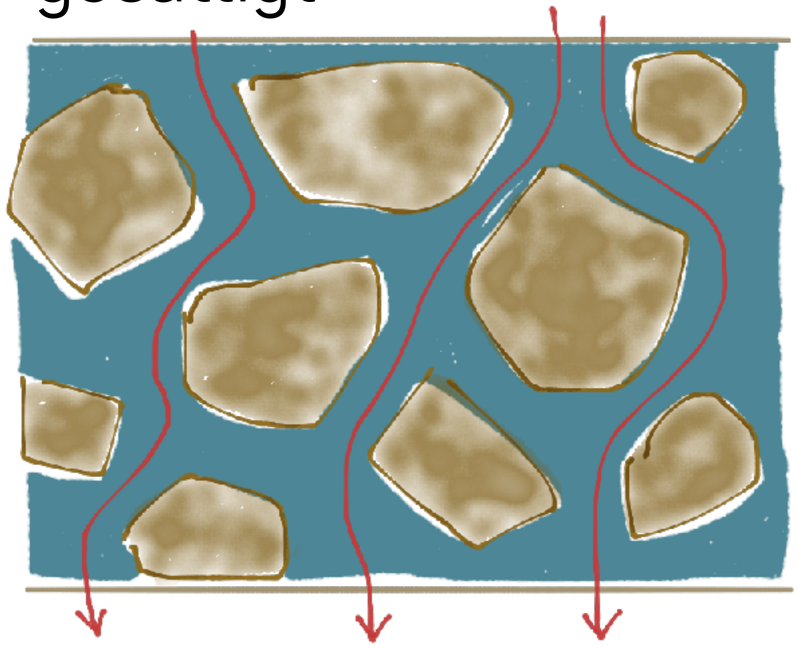
Unterirdisches Wasser, das die Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegung ausschließlich oder nahezu ausschließlich durch die Schwerkraft und den durch die Bewegung selbst ausgelösten Reibungs-kräften bestimmt wird.

Hölting, B. and Coldewey, W. G.: Hydrogeologie, Spektrum Akademischer Verlag, https://doi.org/10.1007/978-3-8274-2354-2, 2013.

Grundwasser

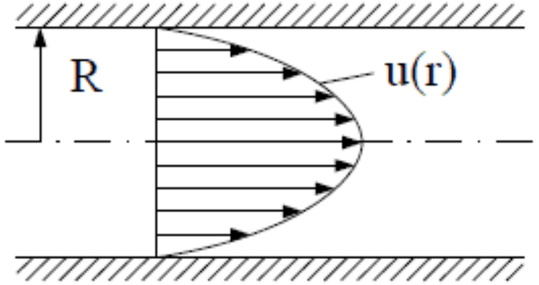
gesättigte hydraulische Leitfähigkeit

gesättigt:



Leitfähigkeit K

- K = 1/Reibungswiderstand
- $K_f = K_{sat}$



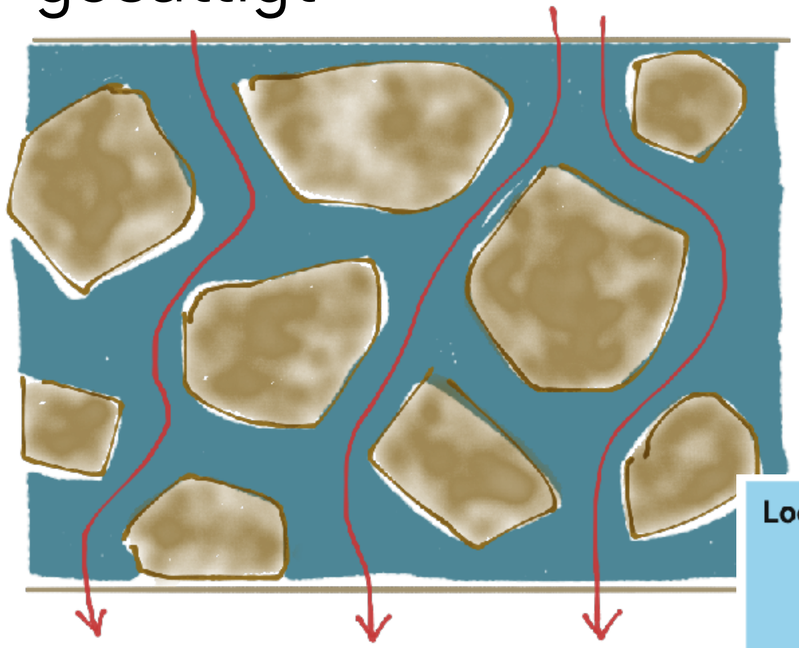
$$\dot{V} = \frac{dV}{dt} = \frac{\pi \cdot r^4}{8 \cdot \eta} \frac{\Delta p}{l}$$

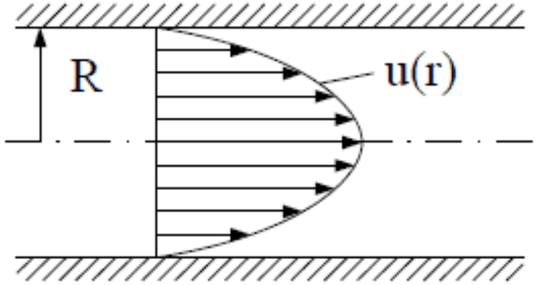
- Hagen-Poiseuille

Grundwasser

gesättigte hydraulische Leitfähigkeit

gesättigt:





$\dot{V} =$

- Ha

Leitfähigkeit K

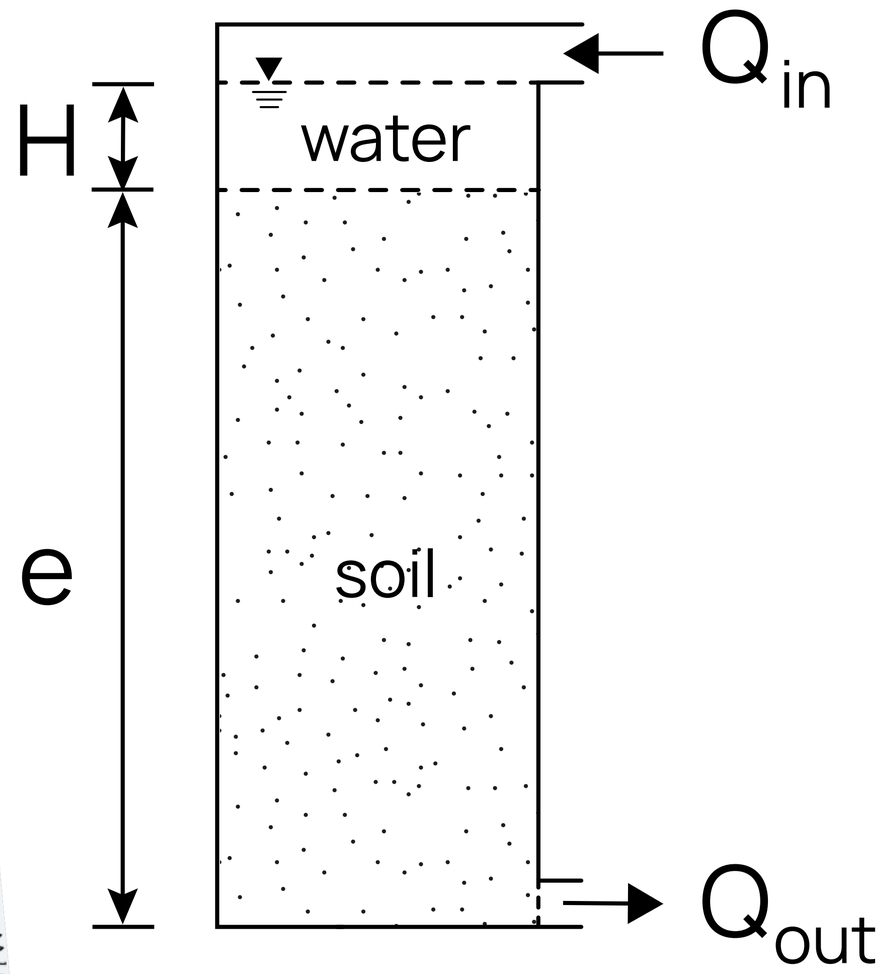
- K = 1/Reibungswiderstand
- $K_f = K_{sat}$

Lockergestein	Gesamtporen-anteil n_P %	effektiver Porenanteil n_{Peff} %	Durchlässigkeits-beiwert k_f m/s
sandiger Kies	25 – 35	20 – 25	$3 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-4}$
kiesiger Sand	28 – 35	15 – 20	$1 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-4}$
mittlerer Sand	30 – 38	10 – 15	$4 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-4}$
schluffiger Sand	33 – 40	8 – 12	$2 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-5}$
sandiger Schluff	35 – 45	5 – 10	$5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-6}$
toniger Schluff	40 – 55	3 – 8	$5 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-8}$
schluffiger Ton	45 – 65	2 – 5	$\sim 10^{-8}$

TU BERGAKADEMIE · FREIBERG

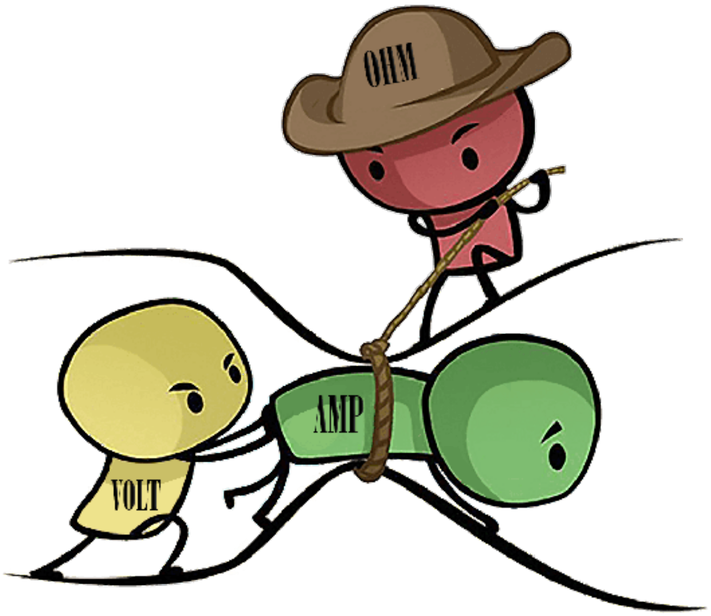
Bodenwasserbewegung

Darcy Gesetz für gesättigte, stationäre Filterströmung



Lineares Fließmodell

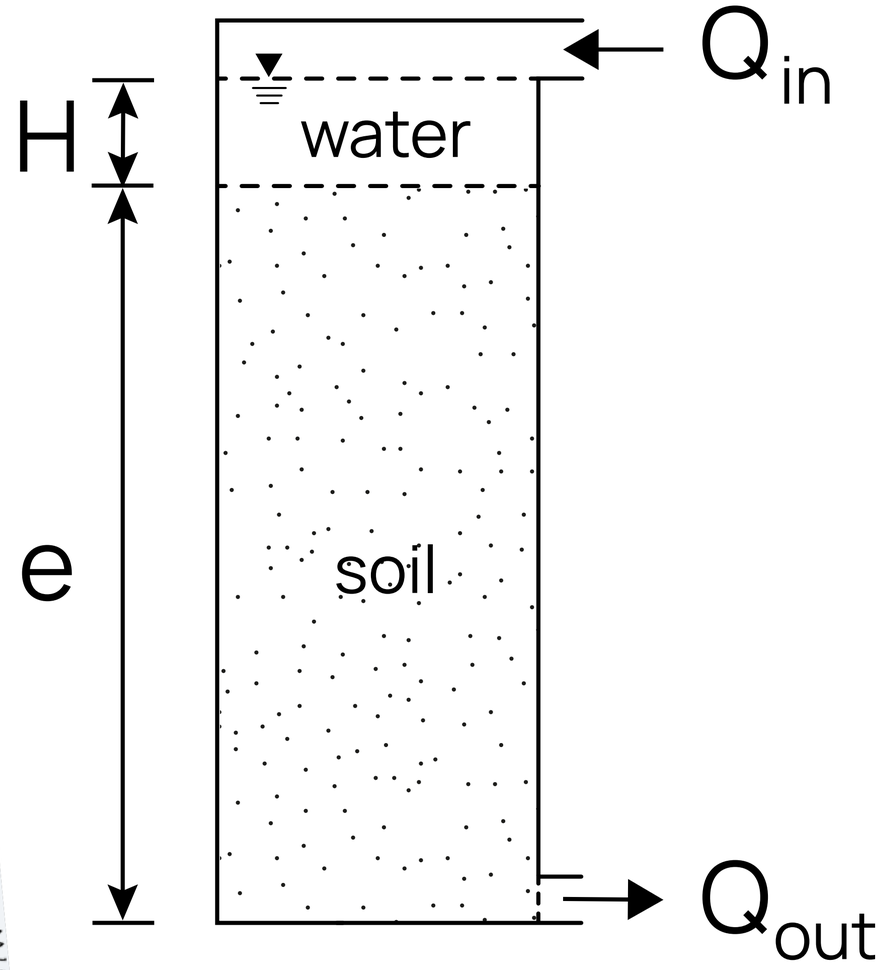
- Analogie zu Ohm'schen Gesetz



$I = U/R$

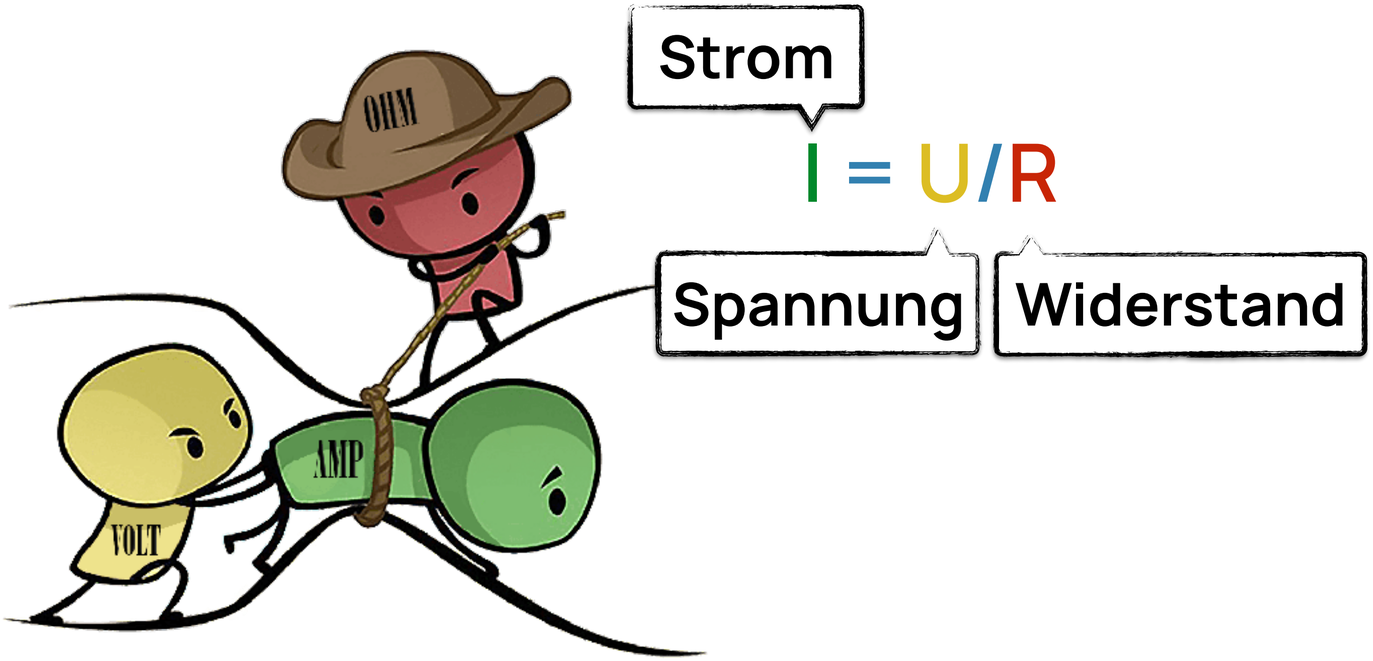
Bodenwasserbewegung

Darcy Gesetz für gesättigte, stationäre Filterströmung



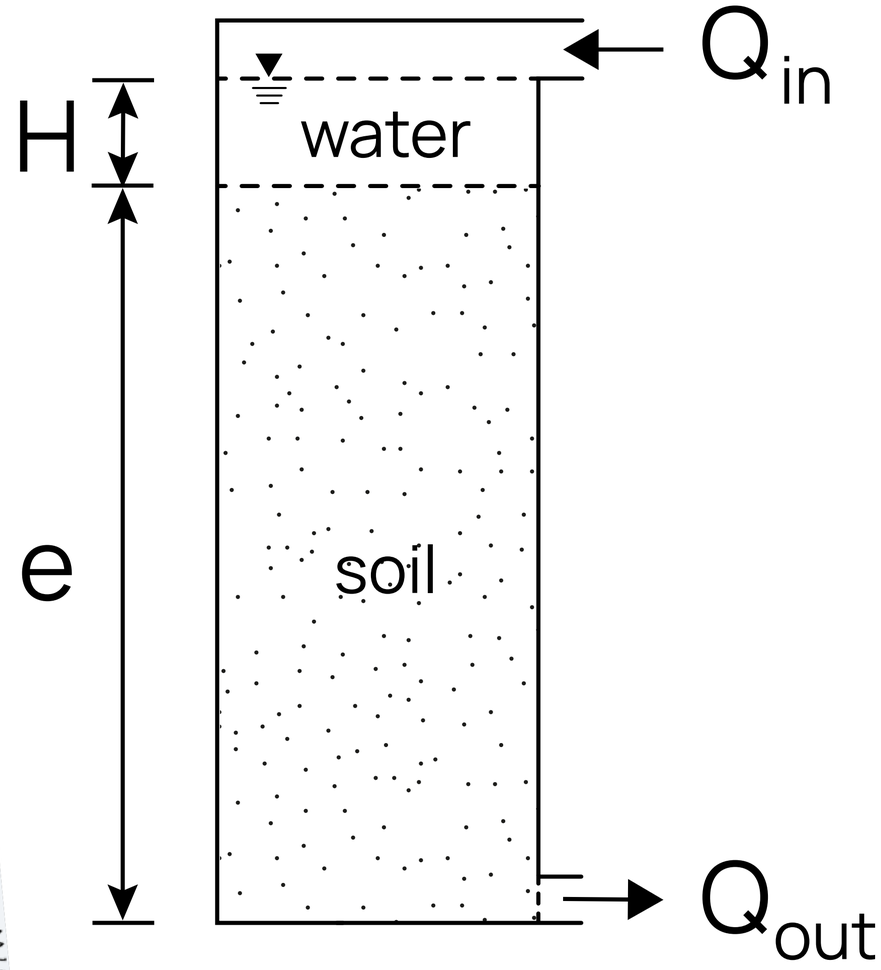
Lineares Fließmodell

- Analogie zu Ohm'schen Gesetz



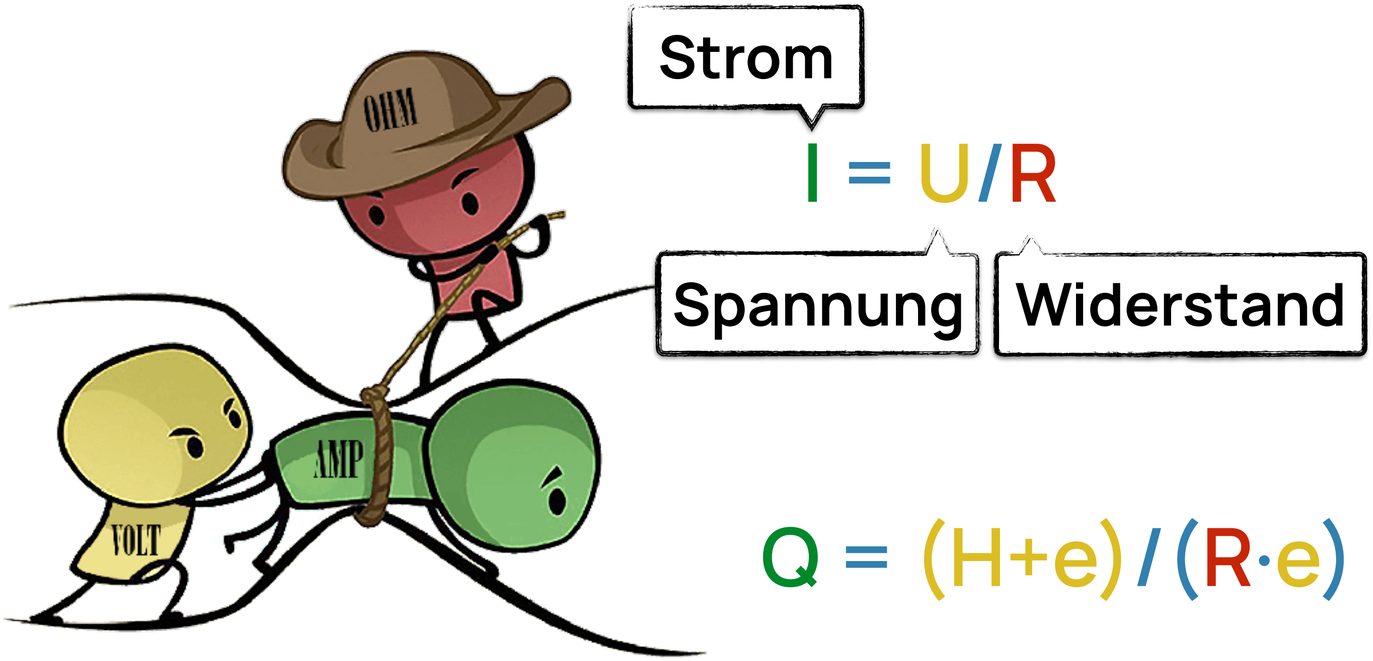
Bodenwasserbewegung

Darcy Gesetz für gesättigte, stationäre Filterströmung



Lineares Fließmodell

- Analogie zu Ohm'schen Gesetz



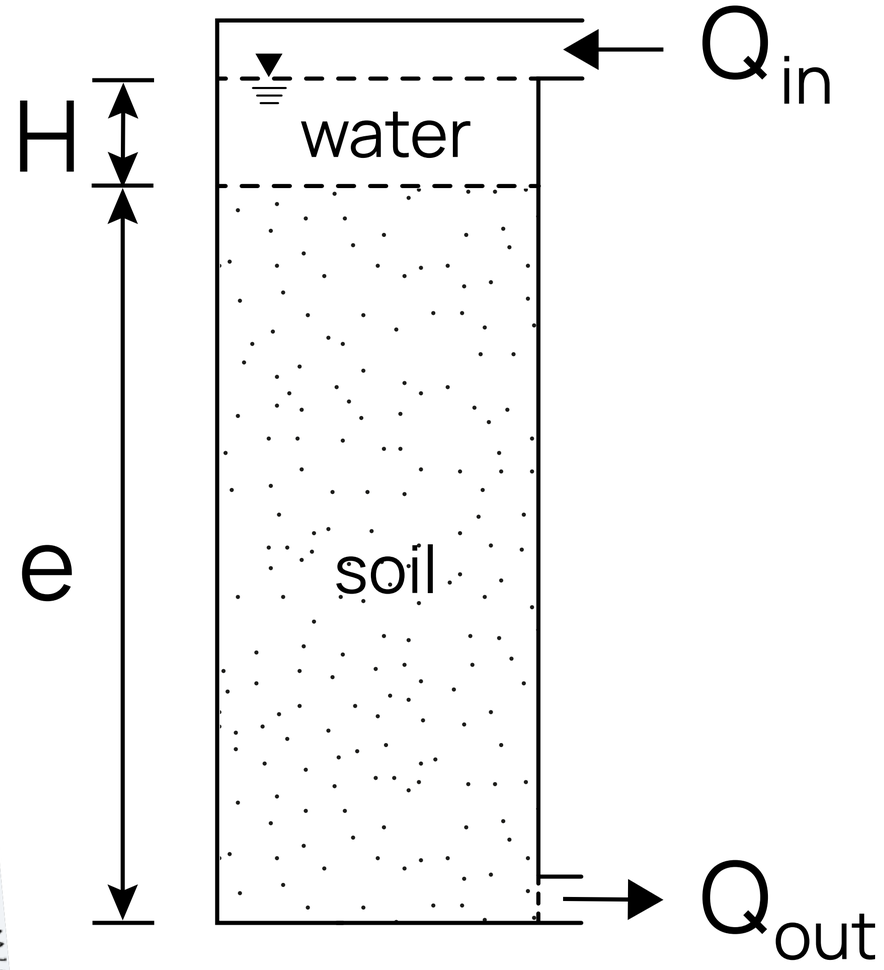
$$I = U/R$$

$$Q = (H+e)/(R \cdot e)$$

TU BERGAKADEMIE FREIBERG

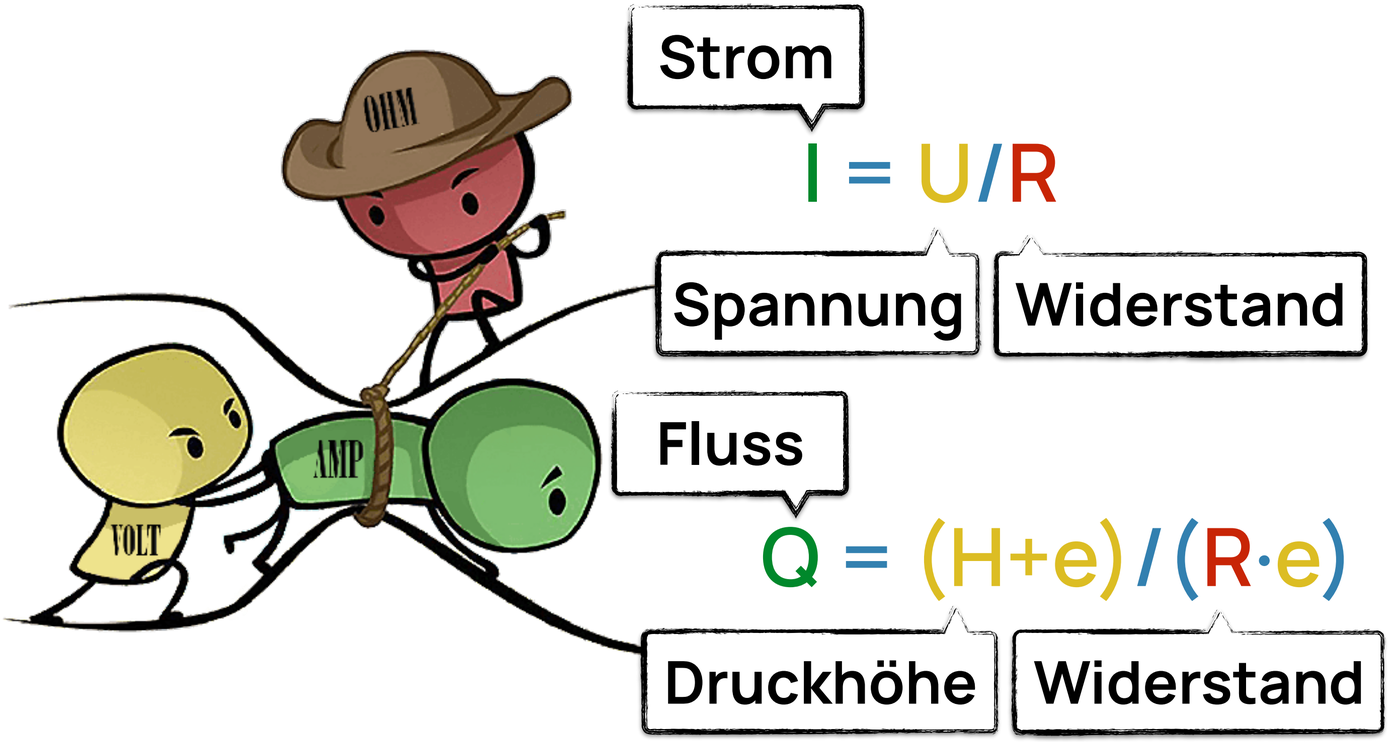
Bodenwasserbewegung

Darcy Gesetz für gesättigte, stationäre Filterströmung



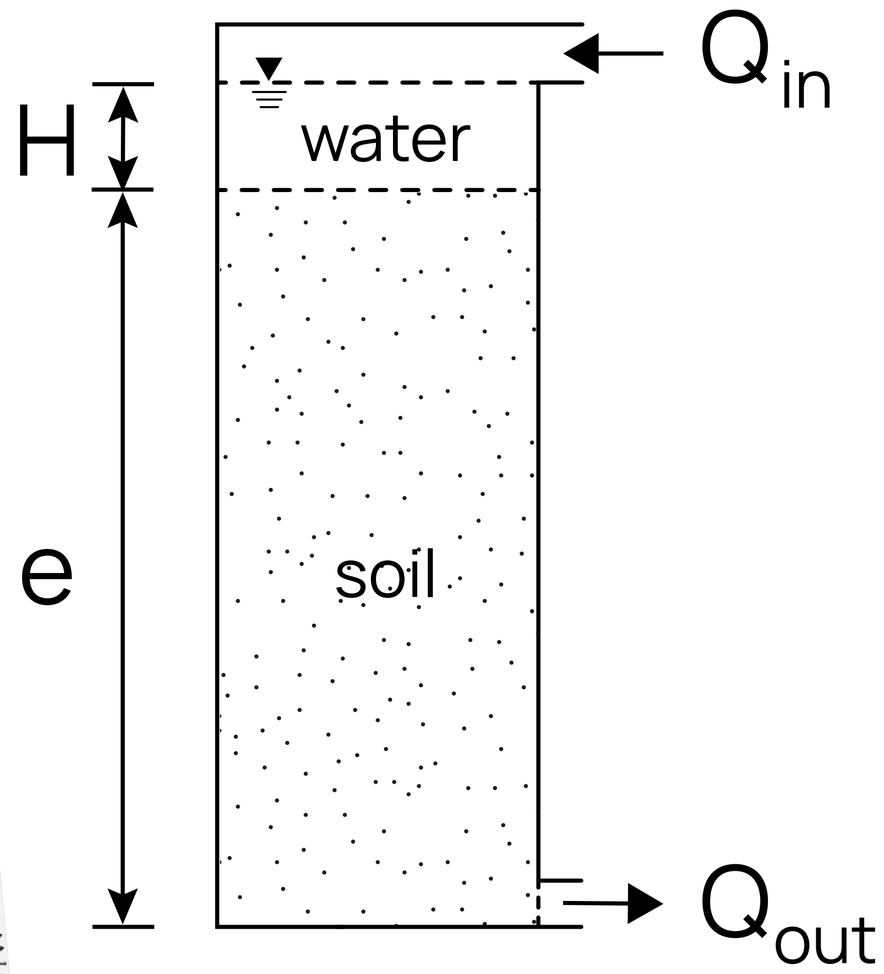
Lineares Fließmodell

- Analogie zu Ohm'schen Gesetz



Bodenwasserbewegung

Darcy Gesetz für gesättigte, stationäre Filterströmung



Lineares Fließmodell

- Analogie zu Ohm'schen Gesetz

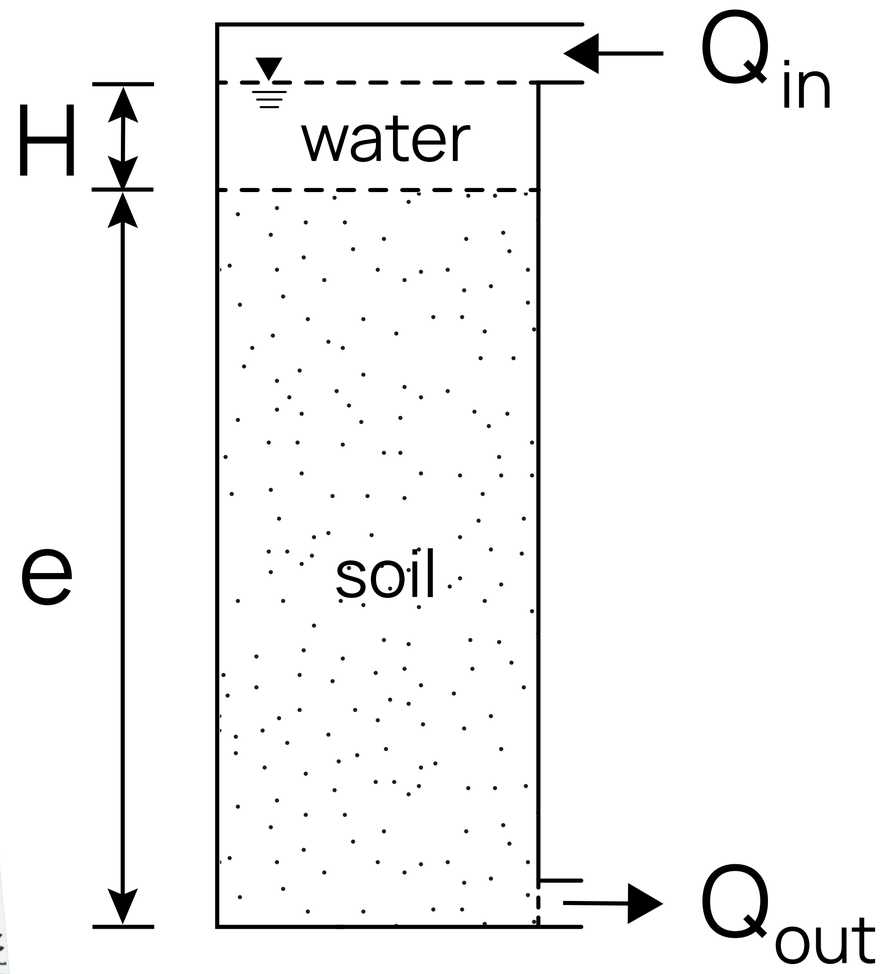
$$Q = (H+e) / (R \cdot e)$$

- Praktikablere Schreibweise:

$$Q = K \cdot (H+e) / e = K \cdot \nabla H$$

Bodenwasserbewegung

Darcy Gesetz für gesättigte, stationäre Filterströmung



Lineares Fließmodell

- Analogie zu Ohm'schen Gesetz

$$Q = (H+e) / (R \cdot e)$$

- Praktikablere Schreibweise:

$$Q = K \cdot (H+e) / e = K \cdot \nabla H$$

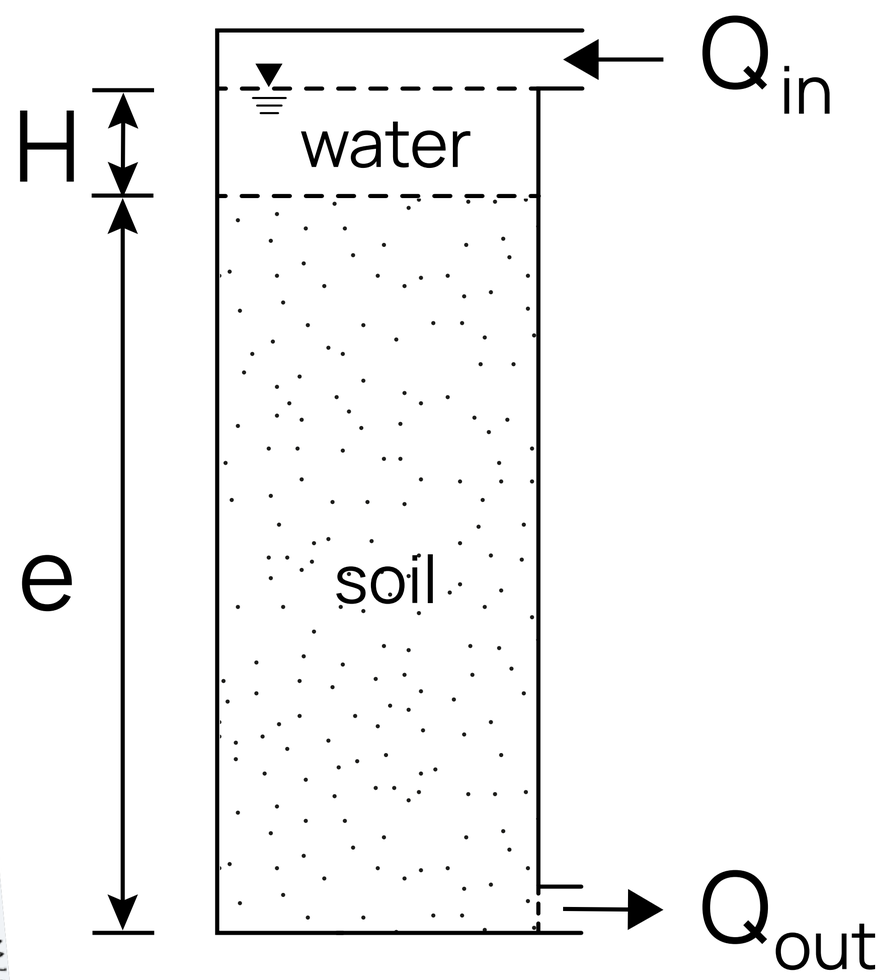
Fluss **Leitfähigkeit** **Gradient**

Bodenwasserbewegung

Darcy Gesetz für gesättigte, stationäre Filterströmung

$\theta = Por$, $K = K_{sat}$

$Q_{in} = Q_{out}$



Lineares Fließmodell

- Analogie zu Ohm'schen Gesetz

$$Q = (H+e) / (R \cdot e)$$

- Praktikablere Schreibweise:

$$Q = K \cdot (H+e) / e = K \cdot \nabla H$$

Fluss

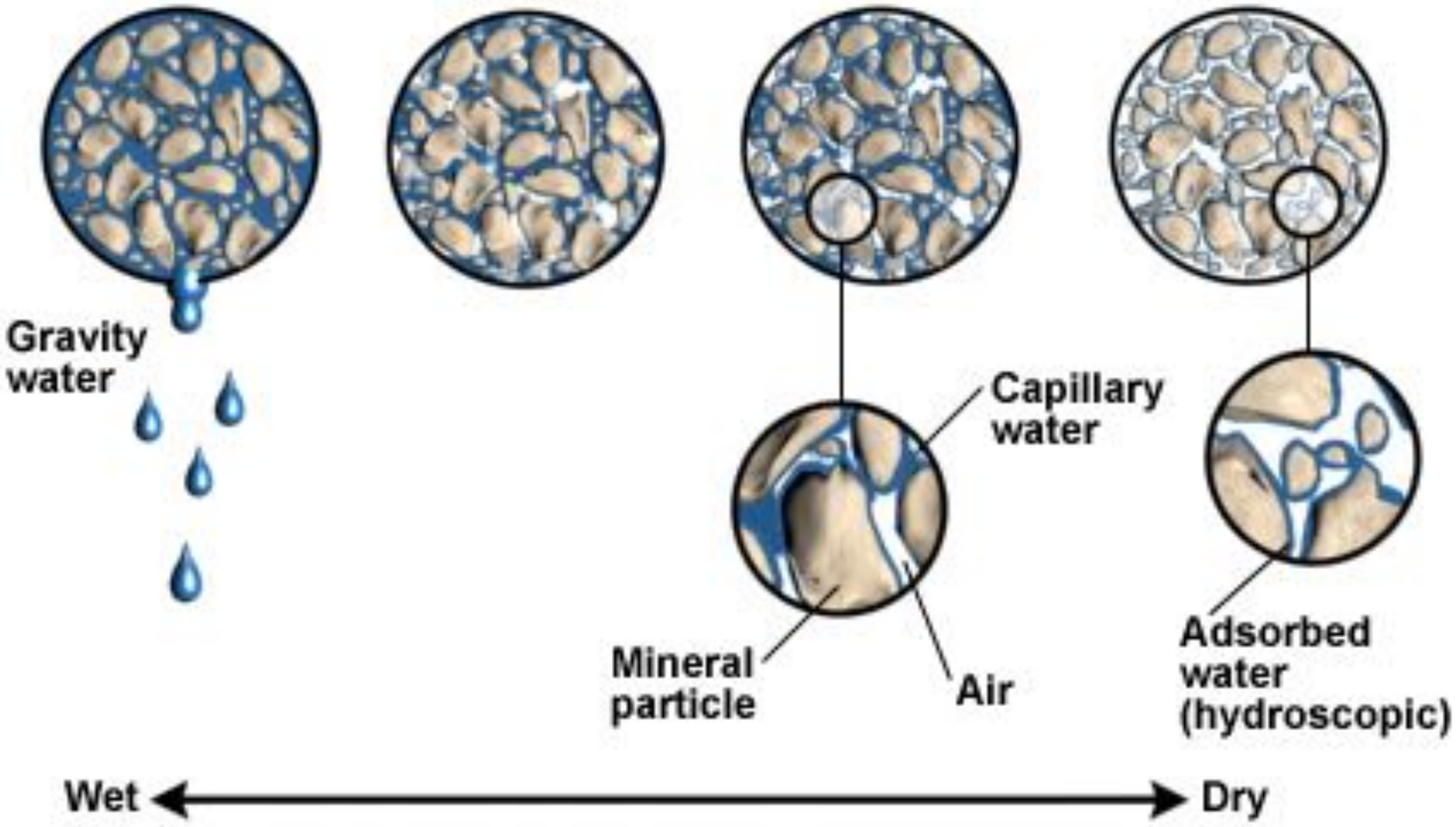
Leitfähigkeit

Gradient

Vadose Zone

Un-/Teilgesättigter Boden

Je nach “Füllung” des Porenraumes andere Wasserdynamik



https://www.meted.ucar.edu/hydro/basic_int/runoff

Porenraum

Kapillarität

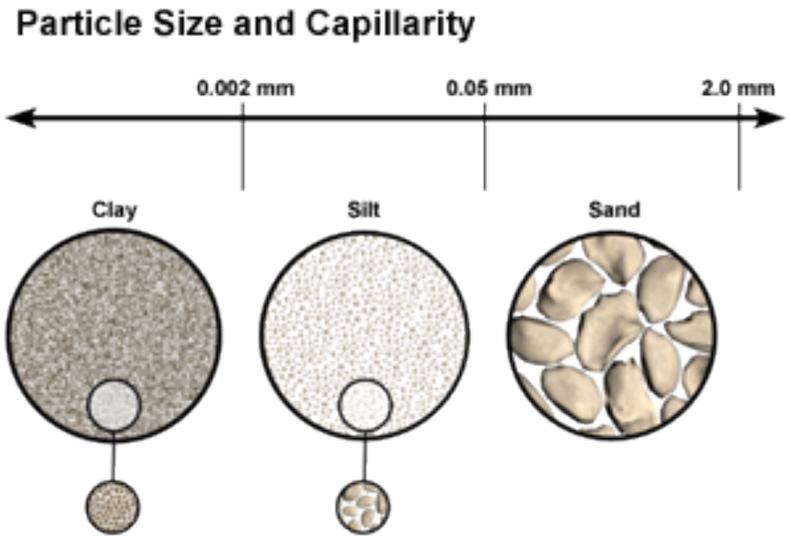
Wasser steigt in den Poren des Bodens gegen die Schwerkraft auf.

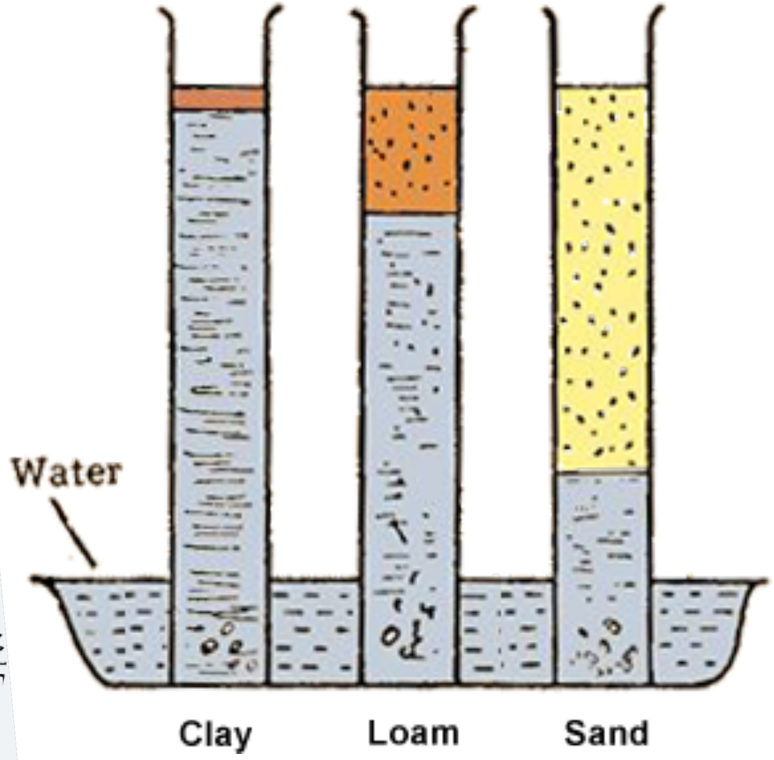
https://www.usgs.gov/special-topic/water-science-school/science/capillary-action-and-water?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects

Porenraum

Kapillarität

Wasser steigt in den Poren des Bodens gegen die Schwerkraft auf.

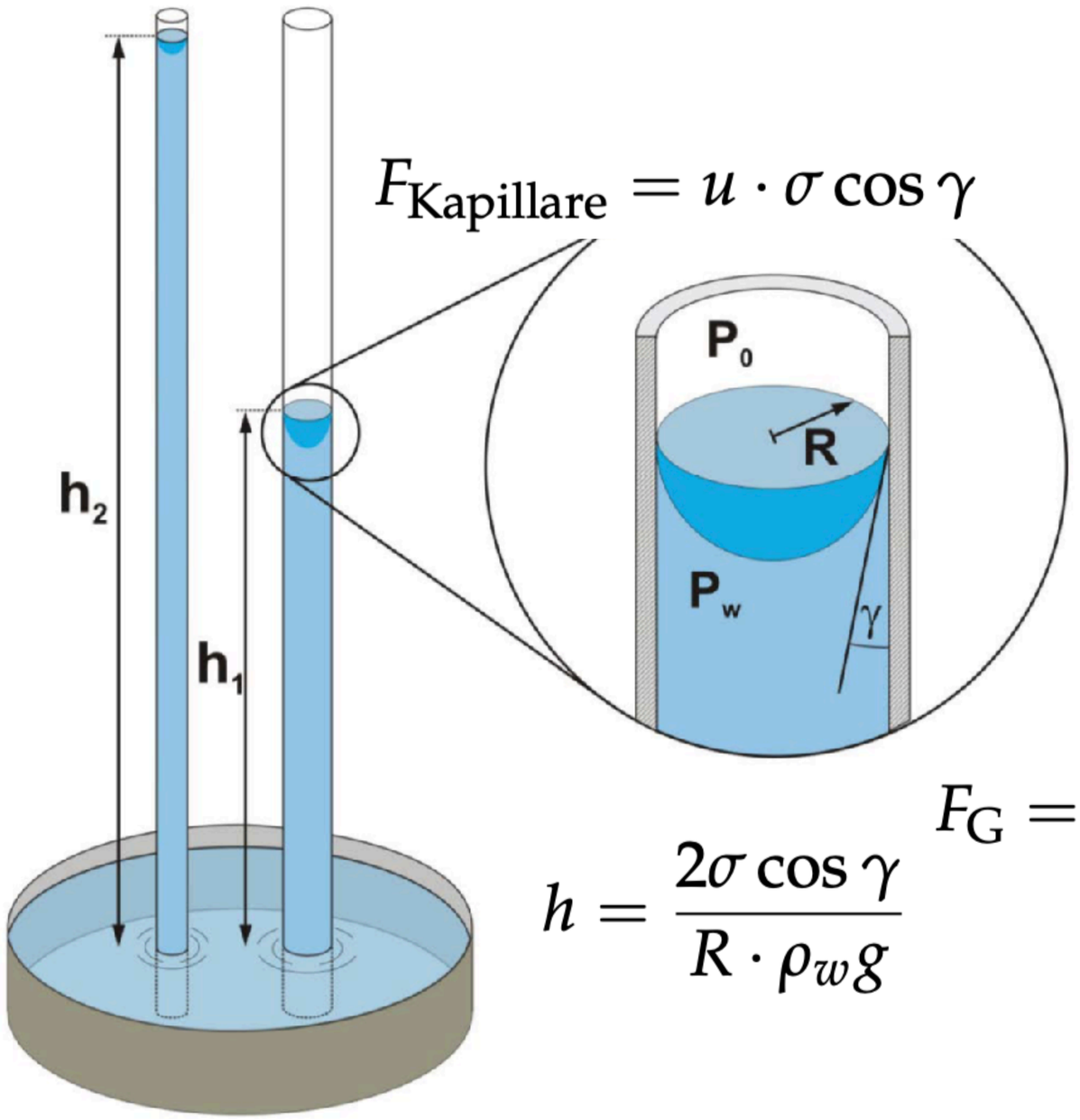




https://www.usgs.gov/special-topic/water-science-school/science/capillary-action-and-water?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects

Porenraum

Kapillarität



$$F_G = A \cdot h \cdot \rho_w \cdot g$$

$$h = \frac{2\sigma \cos \gamma}{R \cdot \rho_w g}$$

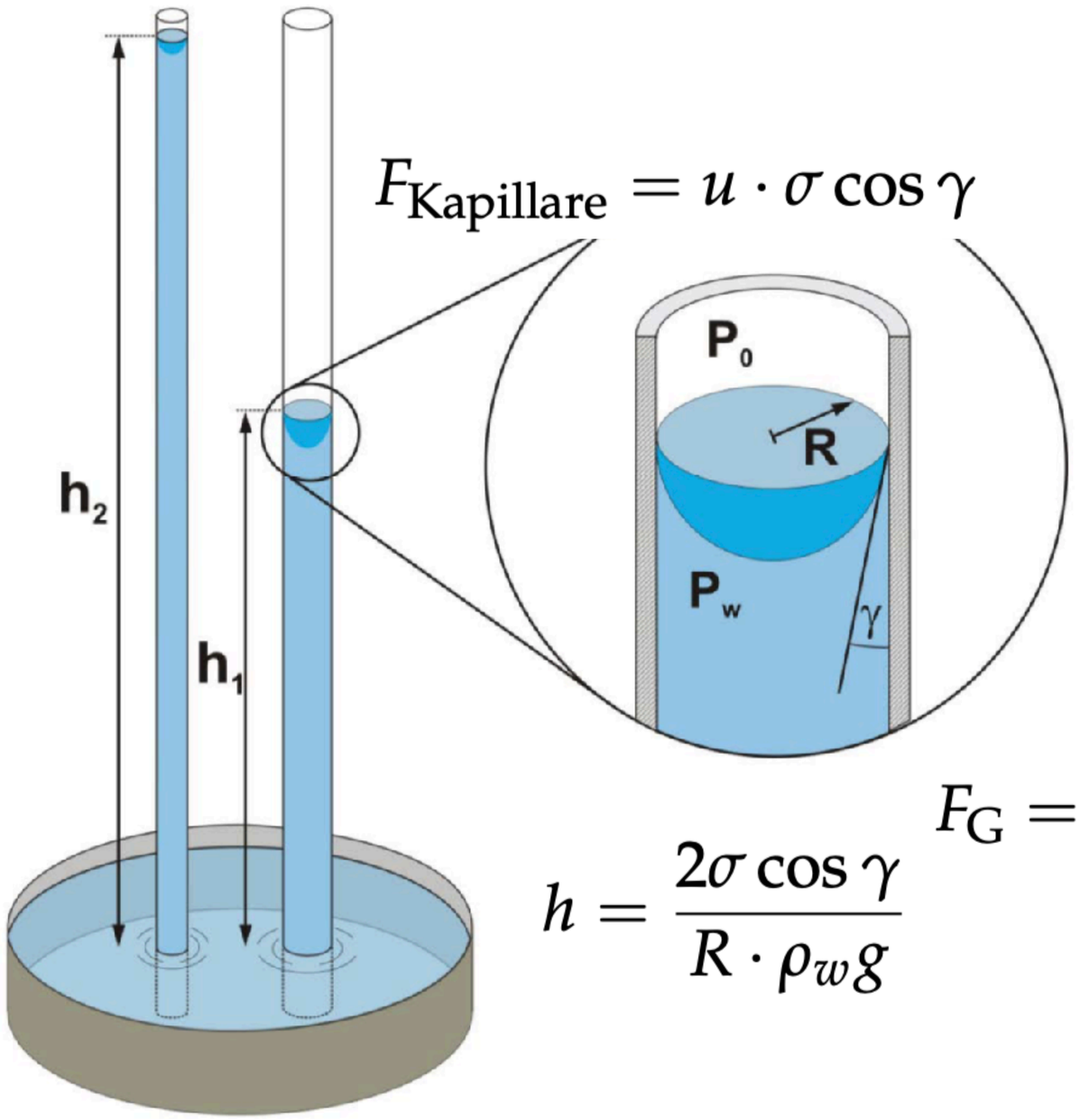
Die Young-Laplace Gleichung steckt hinter diesem Phänomen:

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R}$$

- Sie übersetzt eine Oberflächeneigenschaft in eine Druckdifferenz

Porenraum

Kapillarität



$$h = \frac{2\sigma \cos \gamma}{R \cdot \rho_w g}$$

$$F_G = A \cdot h \cdot \rho_w \cdot g$$

- Masse

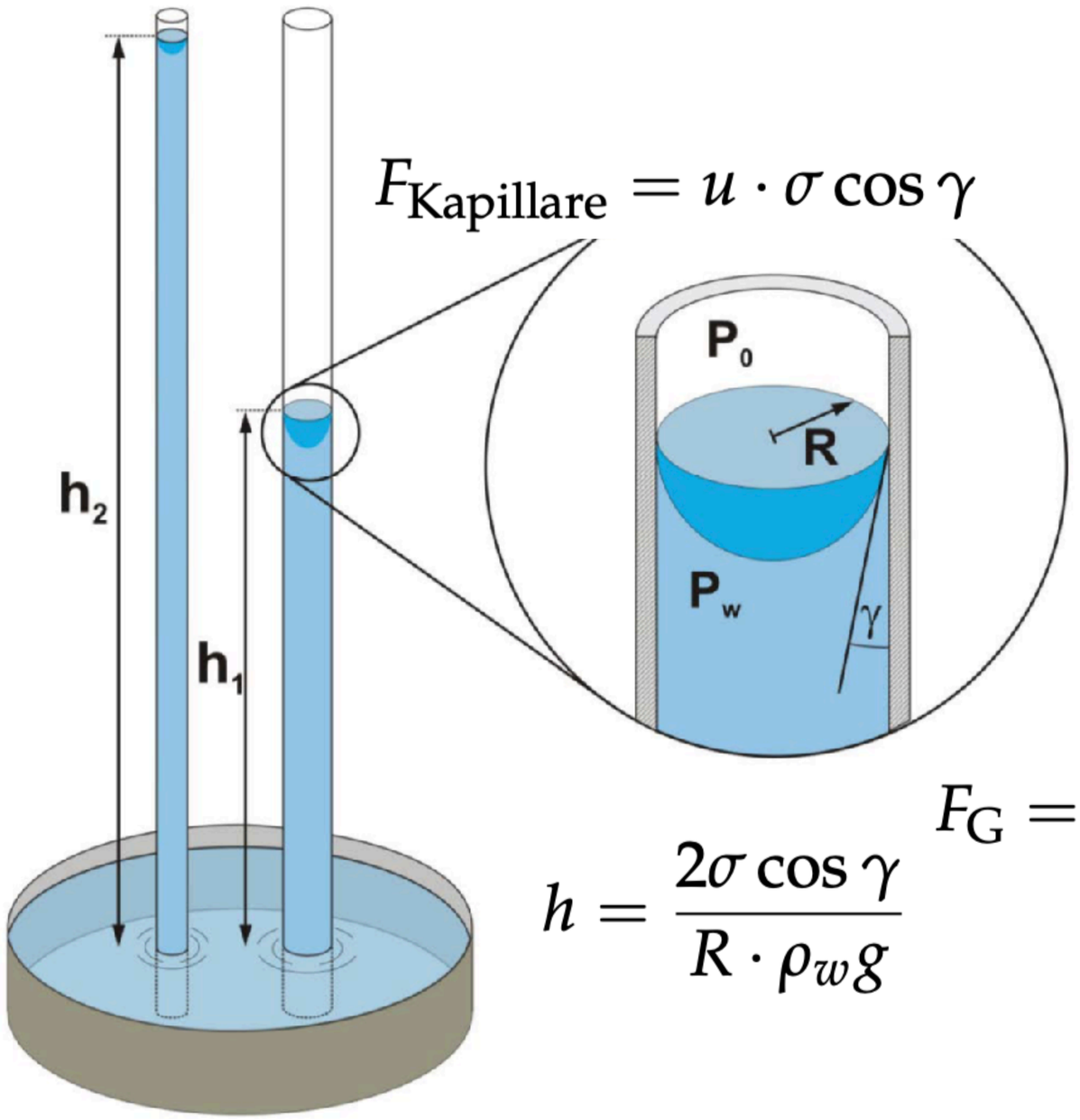
Die Young-Laplace Gleichung steckt hinter diesem Phänomen:

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R}$$

- Sie übersetzt eine Oberflächeneigenschaft in eine Druckdifferenz

Porenraum

Kapillarität



$$h = \frac{2\sigma \cos \gamma}{R \cdot \rho_w g}$$

$$F_G = A \cdot h \cdot \rho_w \cdot g$$

- Gravitation
- Masse

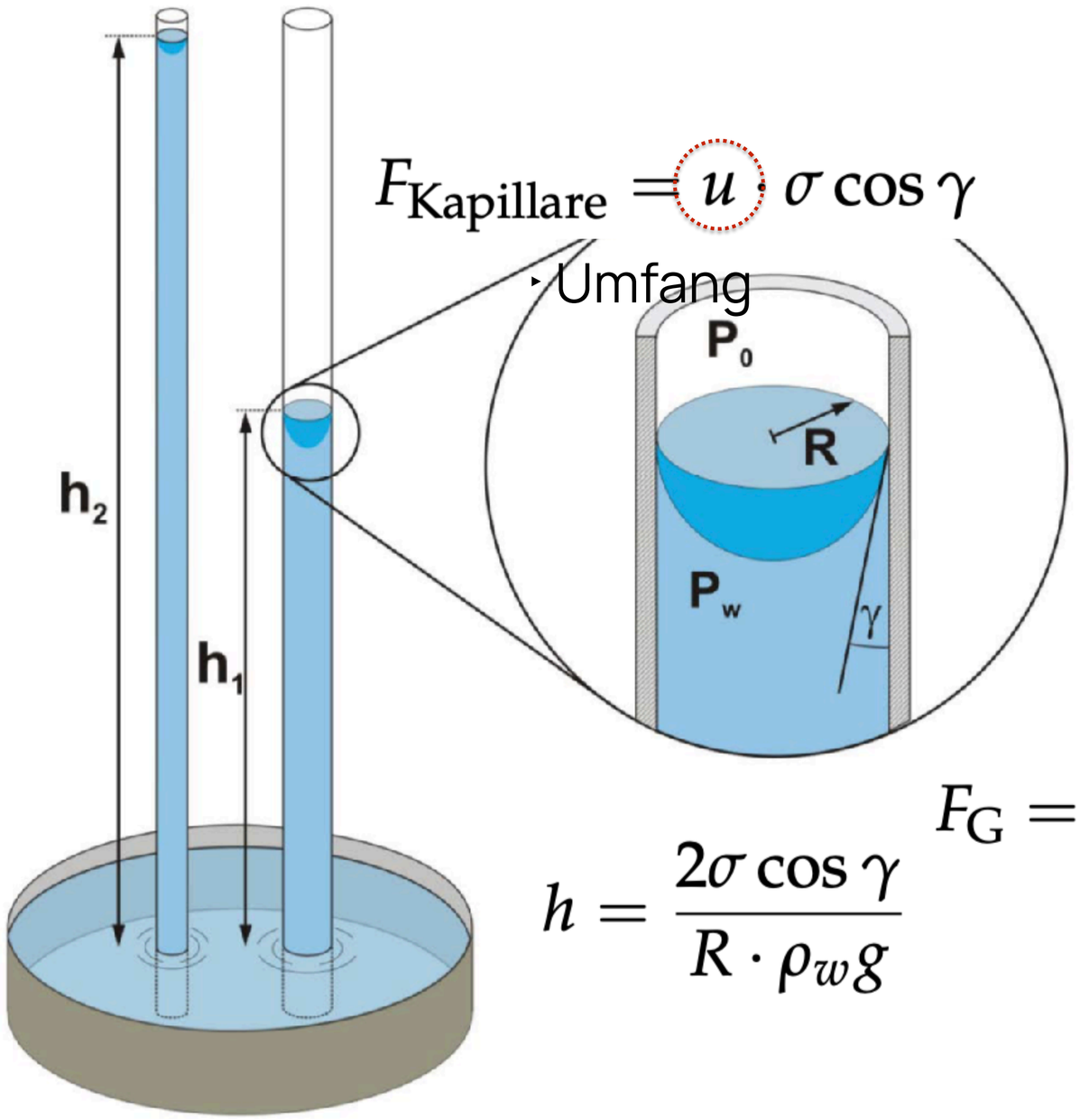
Die Young-Laplace Gleichung steckt hinter diesem Phänomen:

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R}$$

- Sie übersetzt eine Oberflächeneigenschaft in eine Druckdifferenz

Porenraum

Kapillarität



$$F_{\text{Kapillare}} = u \cdot \sigma \cos \gamma$$

- Umfang

$$h = \frac{2\sigma \cos \gamma}{R \cdot \rho_w g}$$

$$F_G = A \cdot h \cdot \rho_w \cdot g$$

- Gravitation
- Masse

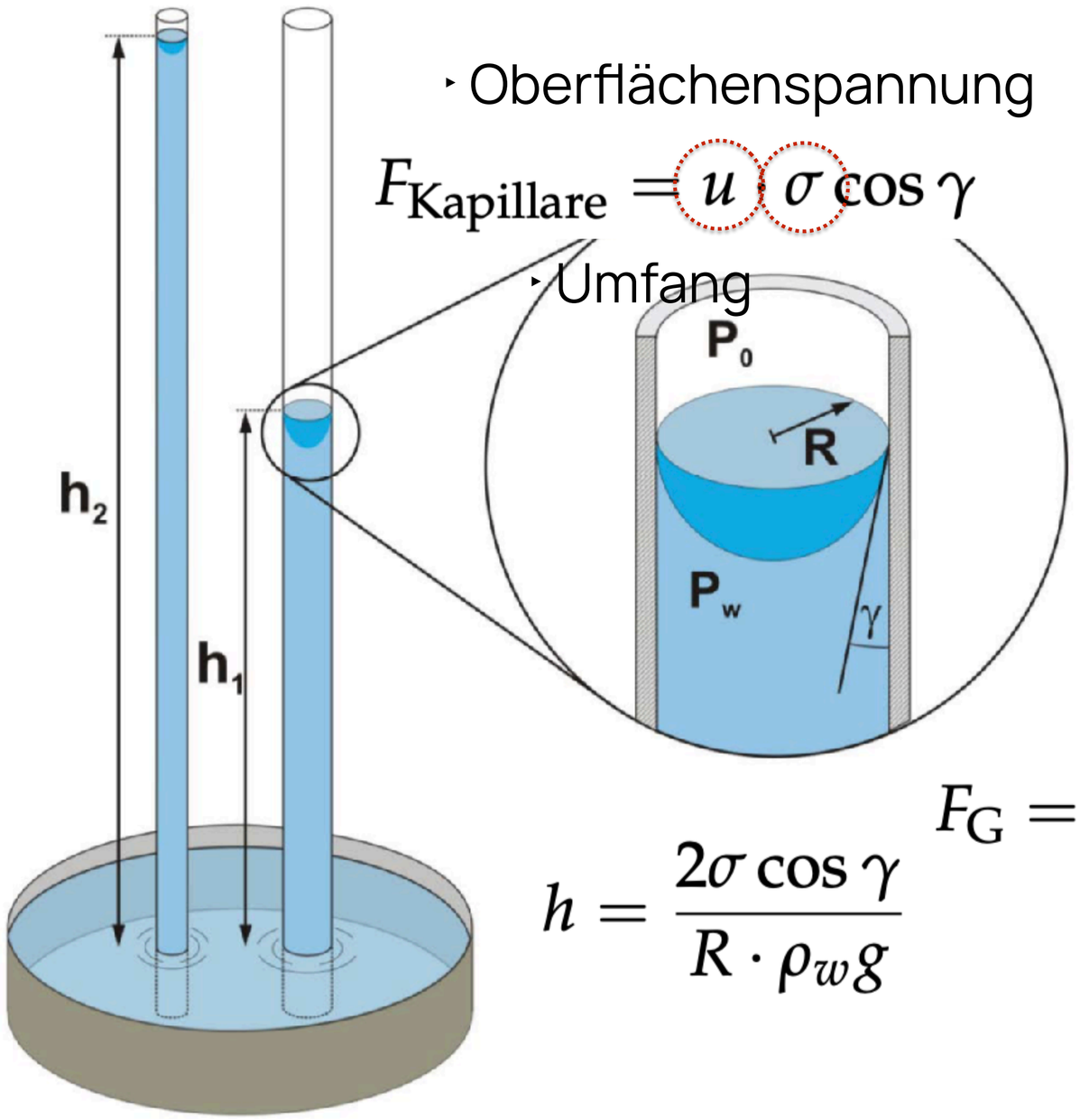
Die Young-Laplace Gleichung steckt hinter diesem Phänomen:

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R}$$

- Sie übersetzt eine Oberflächeneigenschaft in eine Druckdifferenz

Porenraum

Kapillarität



- Oberflächenspannung

$$F_{\text{Kapillare}} = u \cdot \sigma \cos\gamma$$

- Umfang

$$h = \frac{2\sigma\cos\gamma}{R \cdot \rho_w g}$$

- Gravitation

$$F_G = A \cdot h \cdot \rho_w \cdot g$$

- Masse

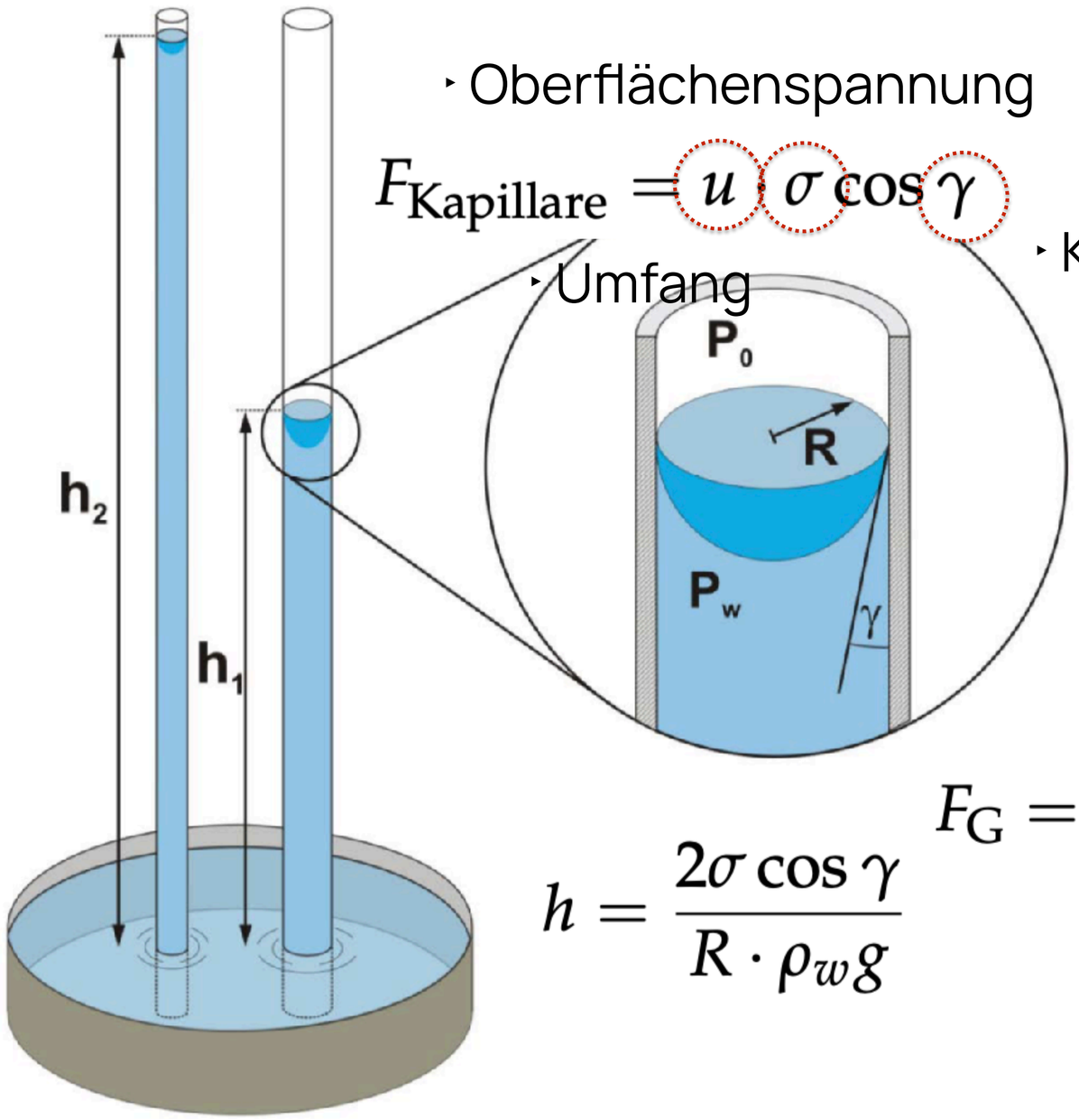
Die Young-Laplace Gleichung steckt hinter diesem Phänomen:

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R}$$

- Sie übersetzt eine Oberflächeneigenschaft in eine Druckdifferenz

Porenraum

Kapillarität



- Oberflächenspannung

$$F_{\text{Kapillare}} = u \cdot \sigma \cos \gamma$$

- Kontaktwinkel
- Umfang

$$h = \frac{2\sigma \cos \gamma}{R \cdot \rho_w g}$$

- Gravitation

$$F_G = A \cdot h \cdot \rho_w \cdot g$$

- Masse

Die Young-Laplace Gleichung steckt hinter diesem Phänomen:

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R}$$

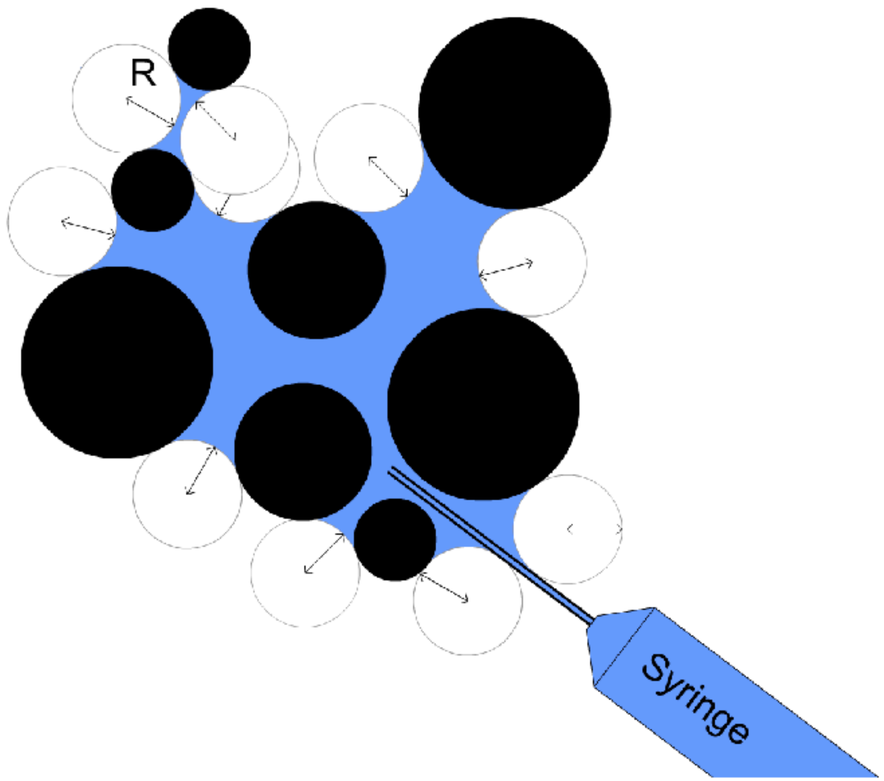
- Sie übersetzt eine Oberflächeneigenschaft in eine Druckdifferenz

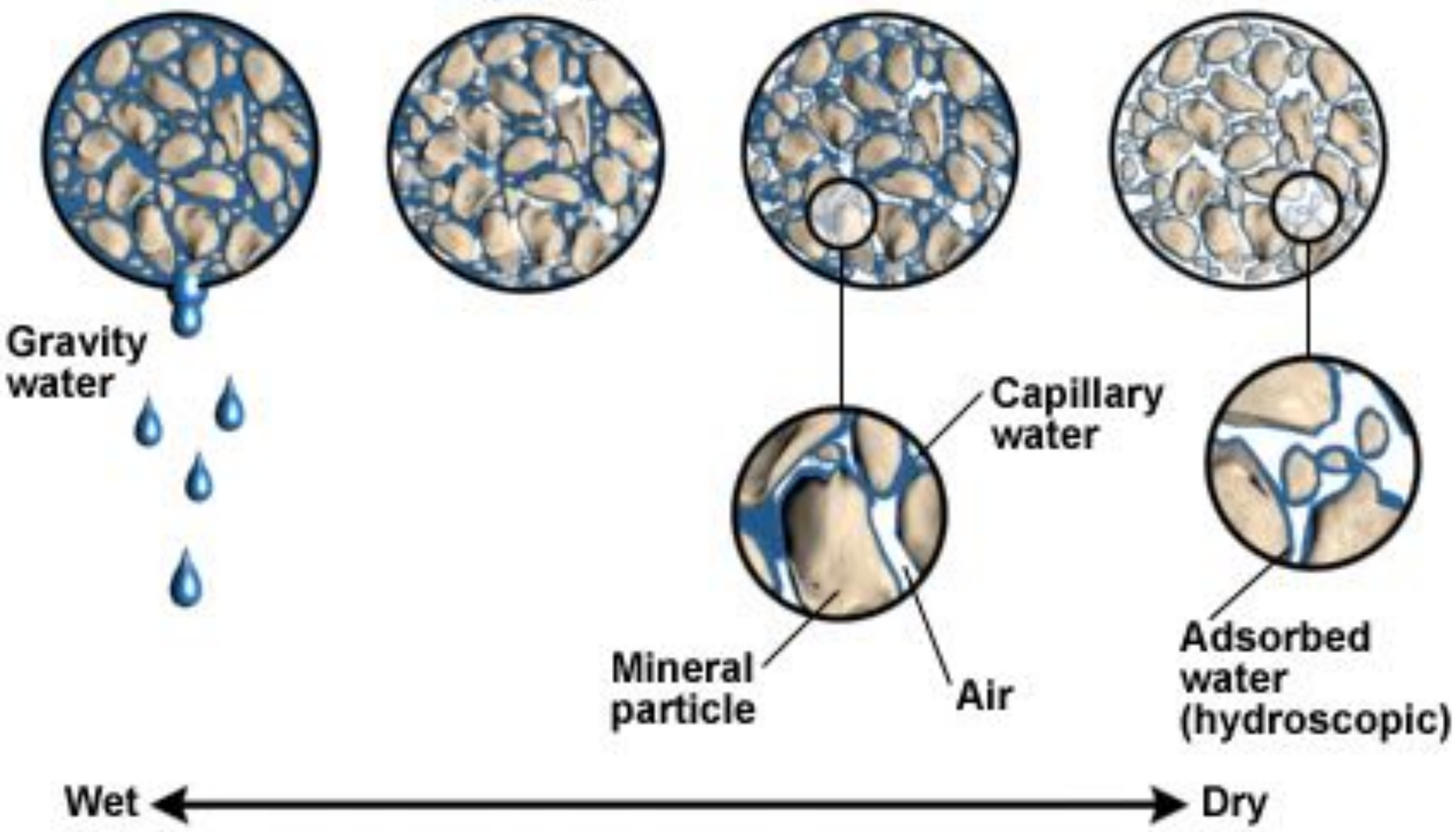
Porenraum

Wasserspannung / Matrixpotenzial

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R}$$

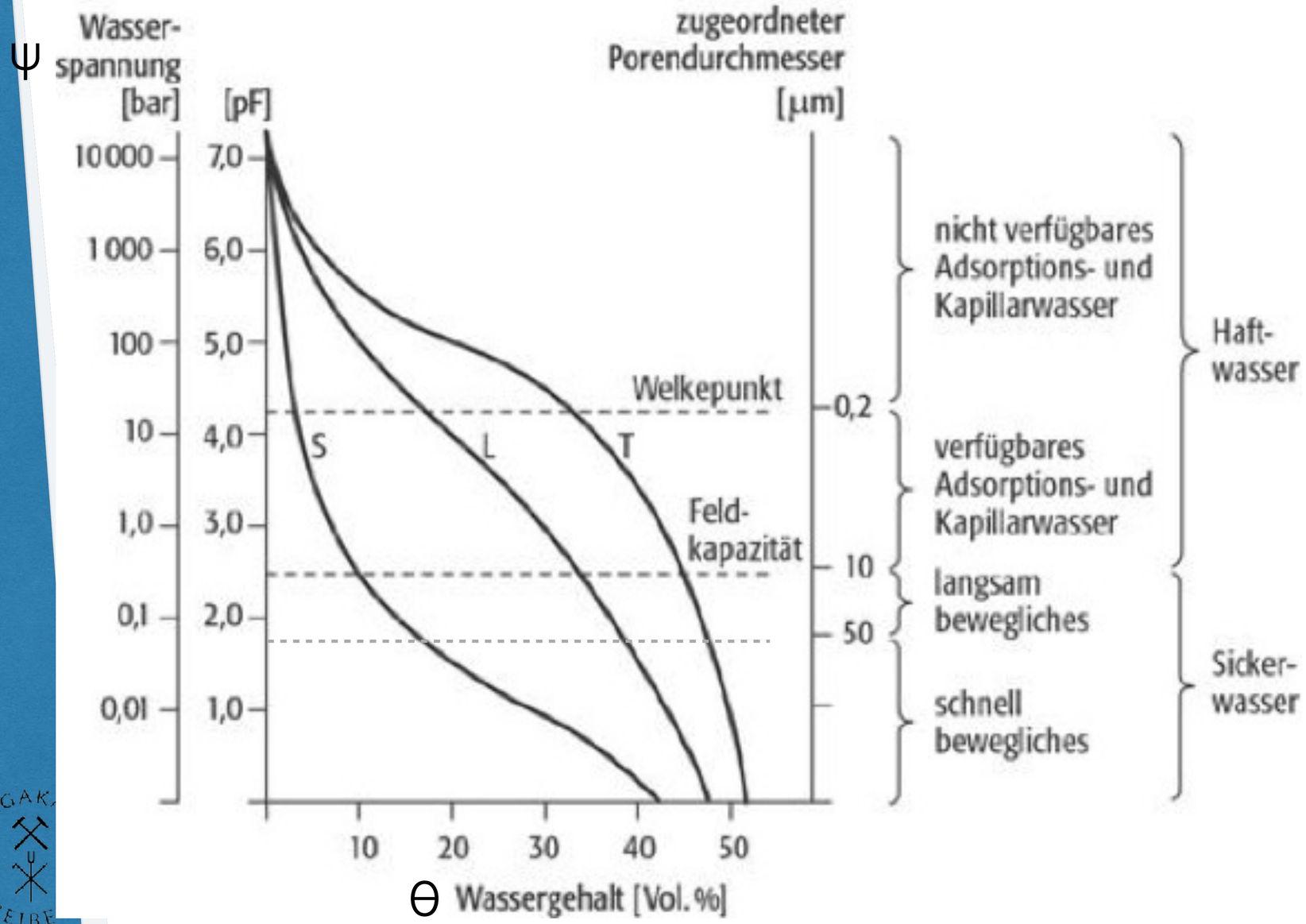
Young-Laplace Gleichung





Porenraum

Dynamische Kapillarität



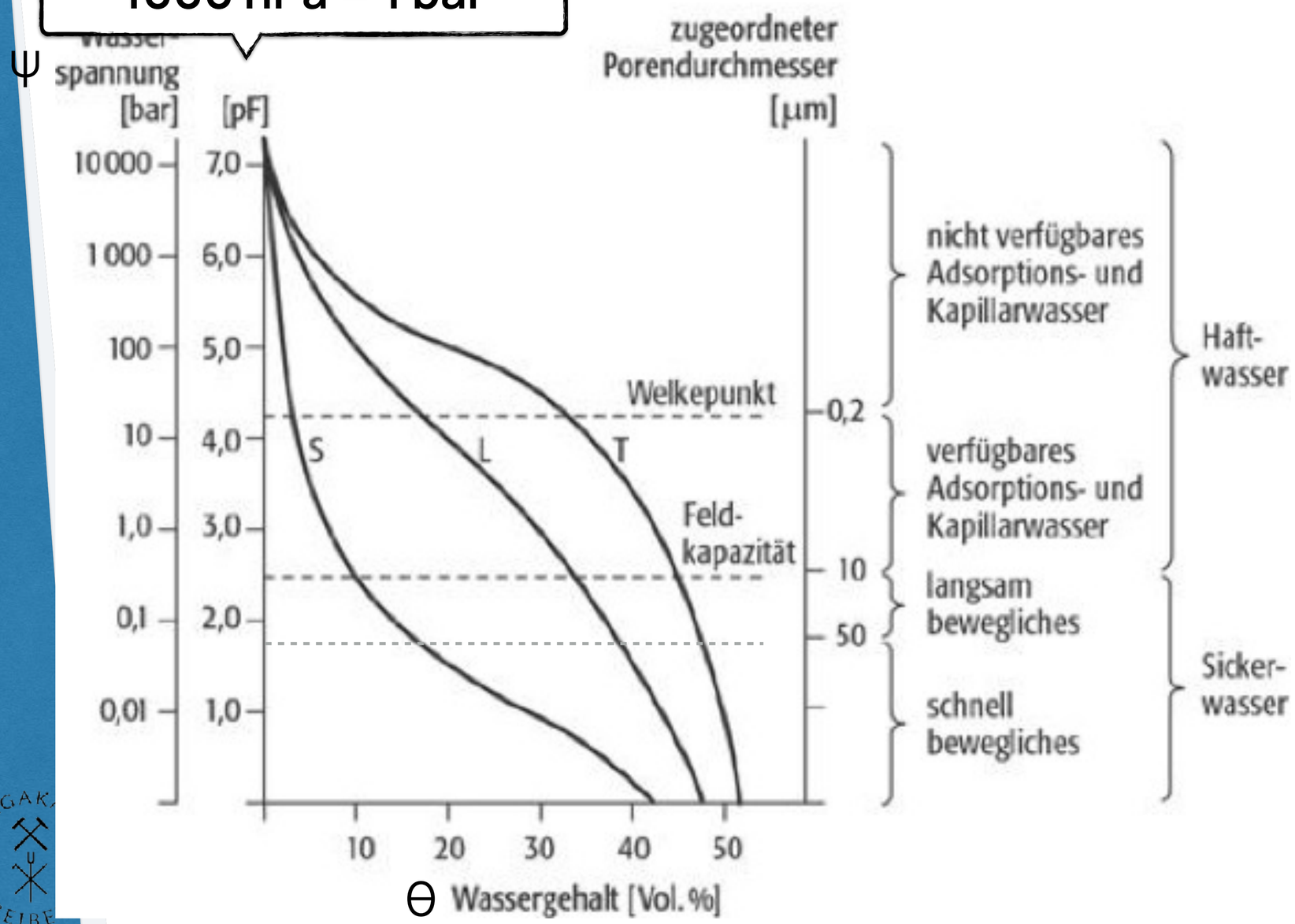
Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- Zusammenhang von Wassergehalt und Kapillarität (Saugspannung)
- Feldkapazität (FK) zwischen pF 1.8 und 2.5
- permanenter Welkepunkt (PWP) bei pF 4.2

Porenraum

Dynamische Kapillarität

pF = log10(ψ in hPa)
1000 hPa = 1 bar

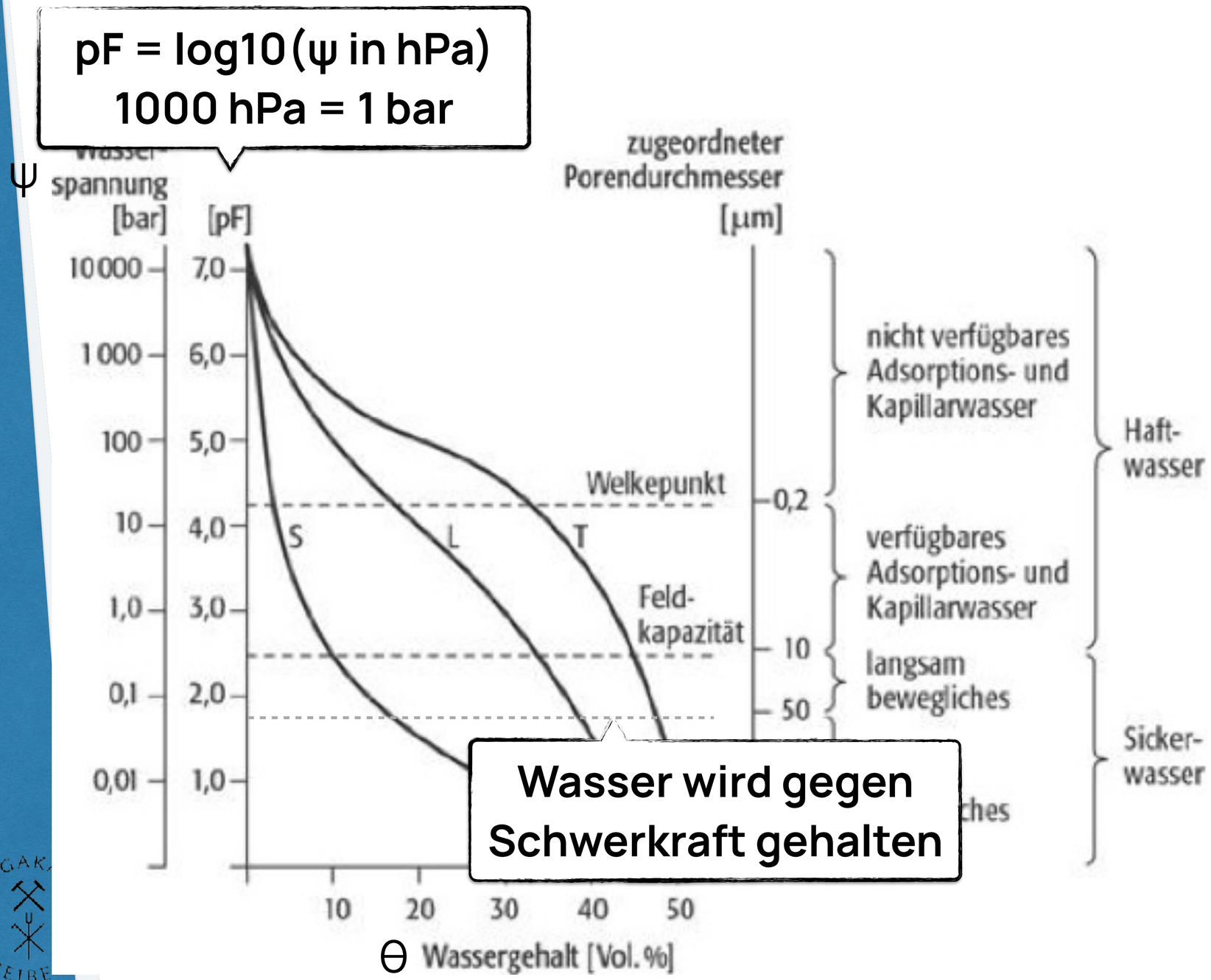


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- Zusammenhang von Wassergehalt und Kapillarität (Saugspannung)
- Feldkapazität (FK) zwischen pF 1.8 und 2.5
- permanenter Welkepunkt (PWP) bei pF 4.2

Porenraum

Dynamische Kapillarität

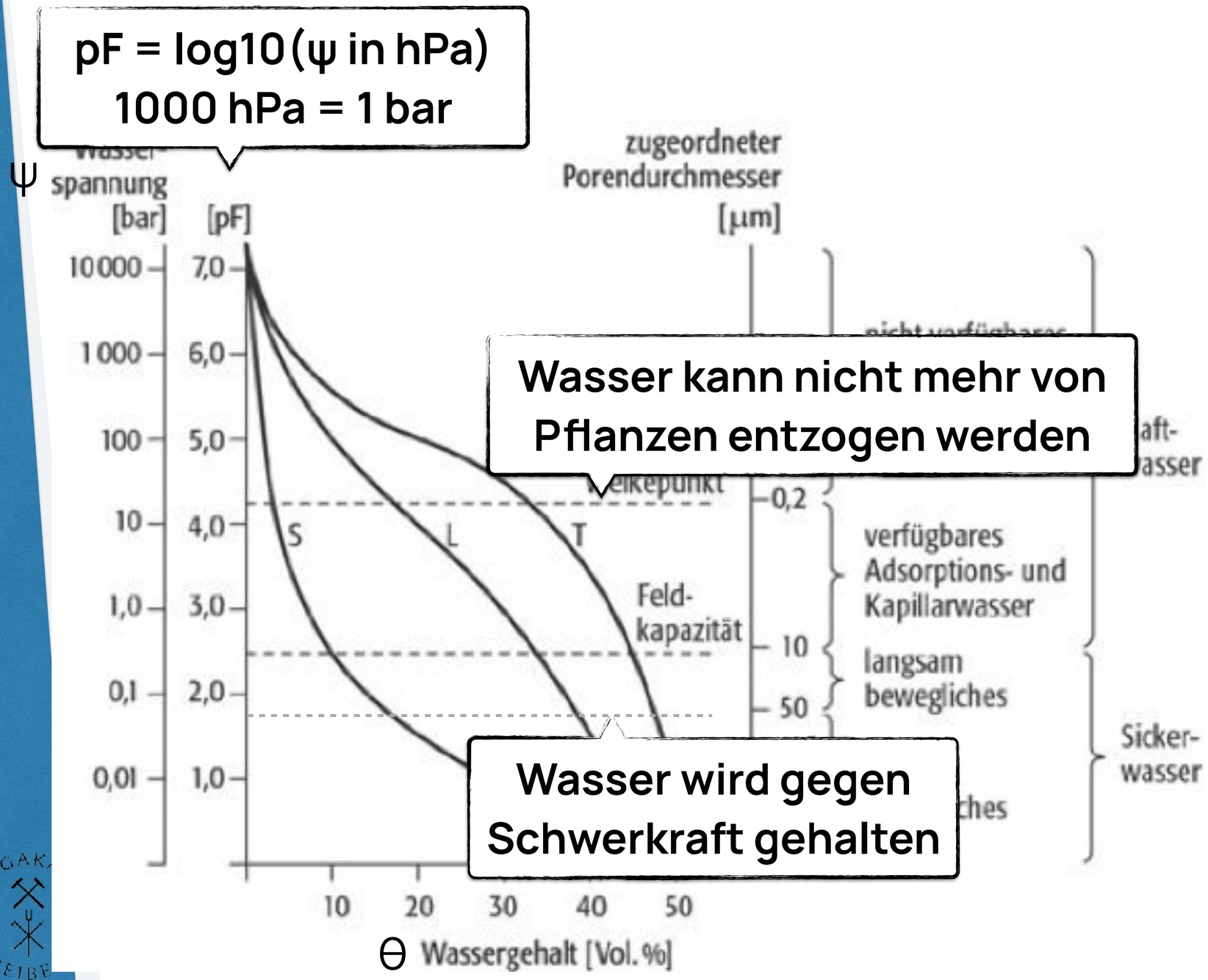


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- Zusammenhang von Wassergehalt und Kapillarität (Saugspannung)
- Feldkapazität (FK) zwischen pF 1.8 und 2.5
- permanenter Welkepunkt (PWP) bei pF 4.2

Porenraum

Dynamische Kapillarität

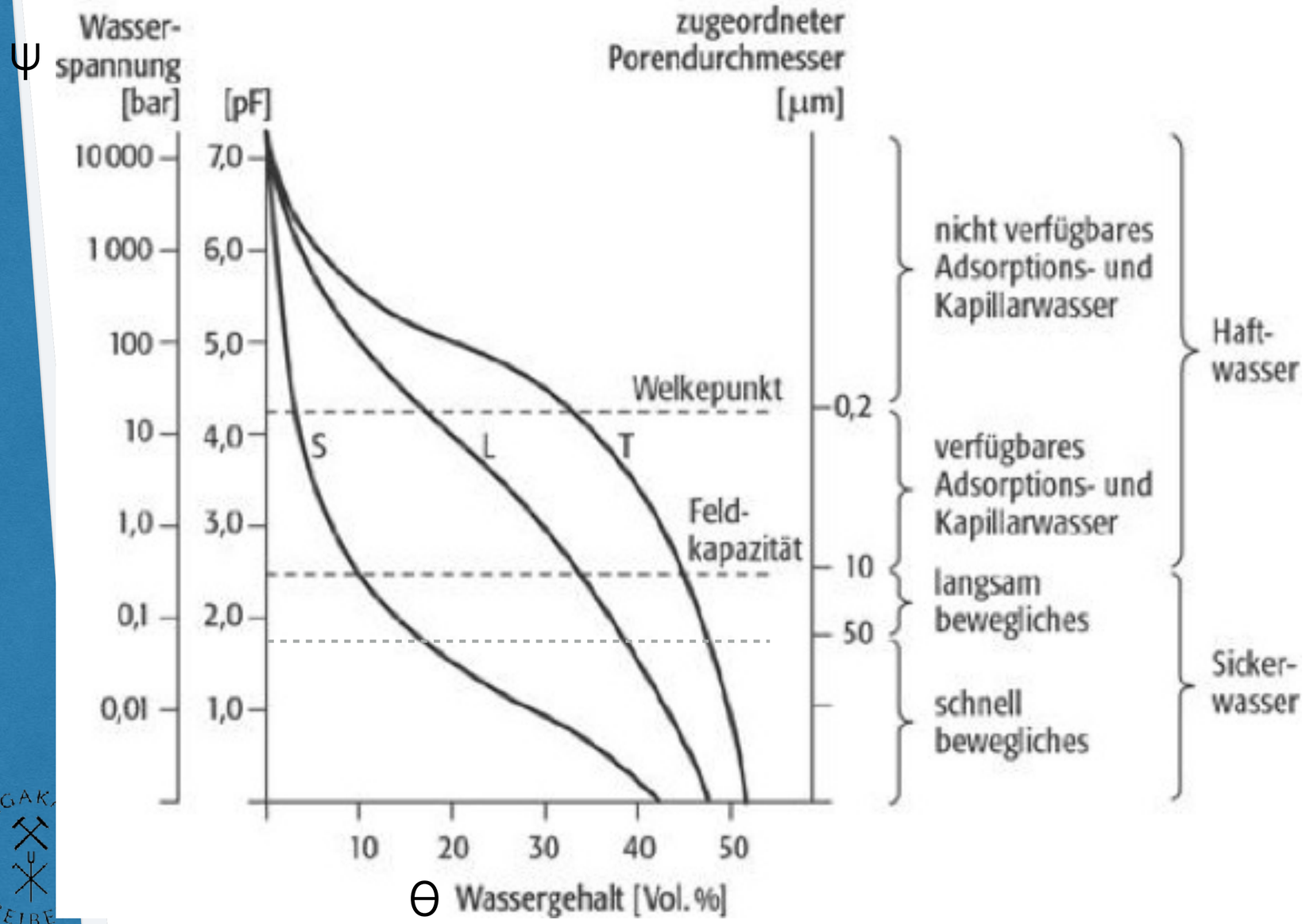


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- Zusammenhang von Wassergehalt und Kapillarität (Saugspannung)
- Feldkapazität (FK) zwischen pF 1.8 und 2.5
- permanenter Welkepunkt (PWP) bei pF 4.2

Porenraum

Dynamische Kapillarität

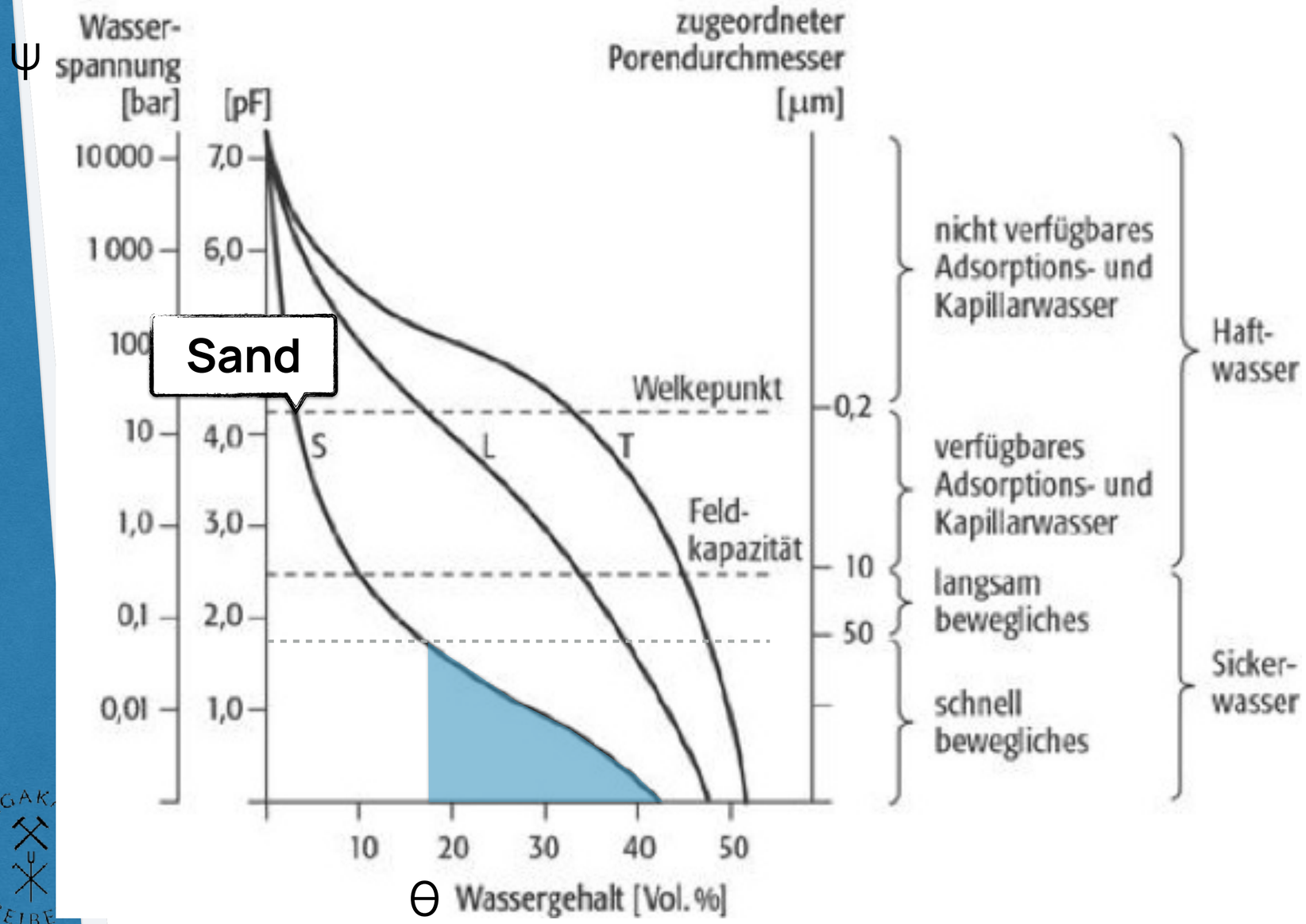


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- nutzbare FK:
  nFK = θ(FK) – θ(PWP)
- Luftkapazität:
  LK = θ(Sat) – θ(FK)

Porenraum

Dynamische Kapillarität

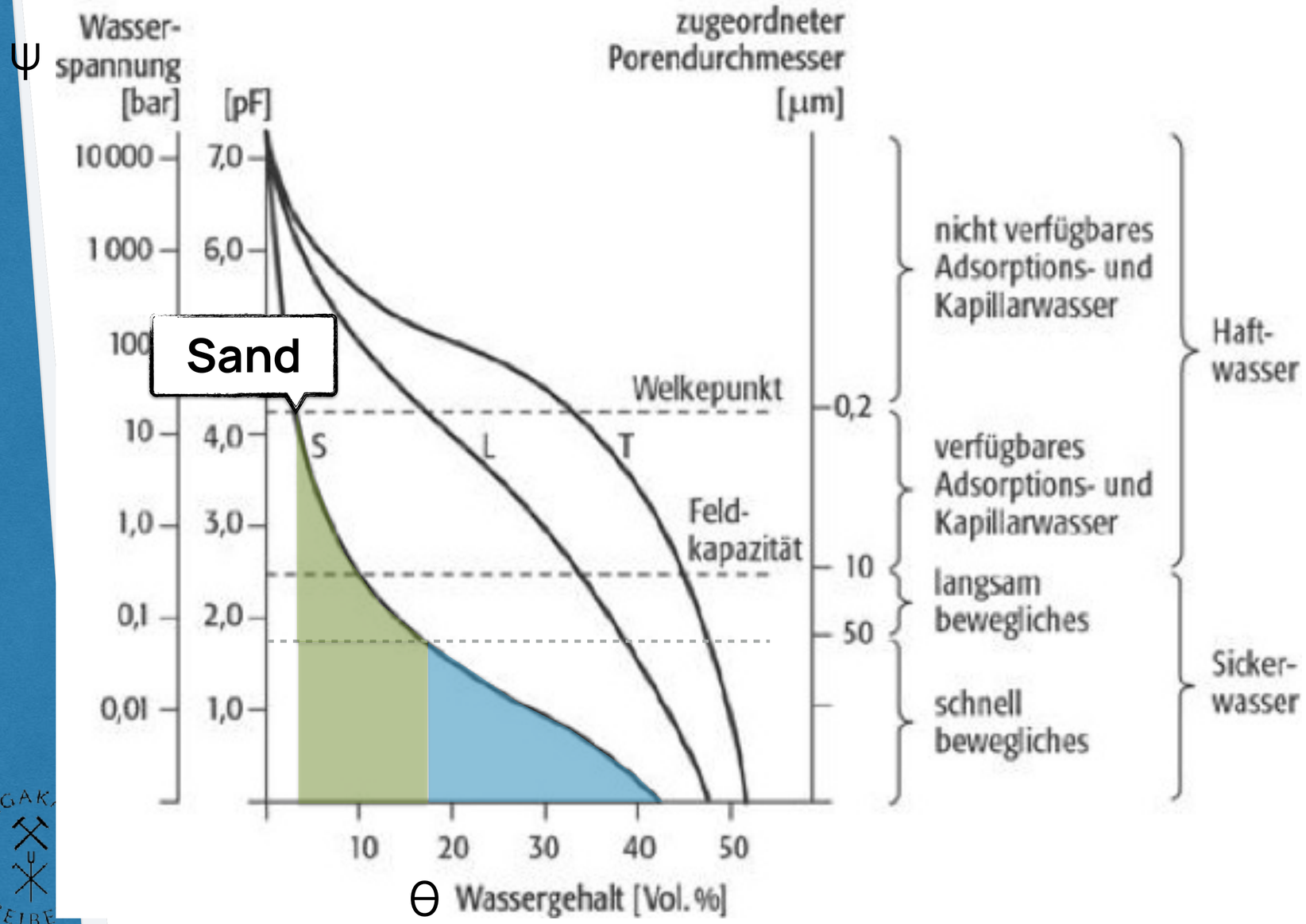


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- nutzbare FK:
  nFK = θ(FK) – θ(PWP)
- Luftkapazität:
  LK = θ(Sat) – θ(FK)

Porenraum

Dynamische Kapillarität

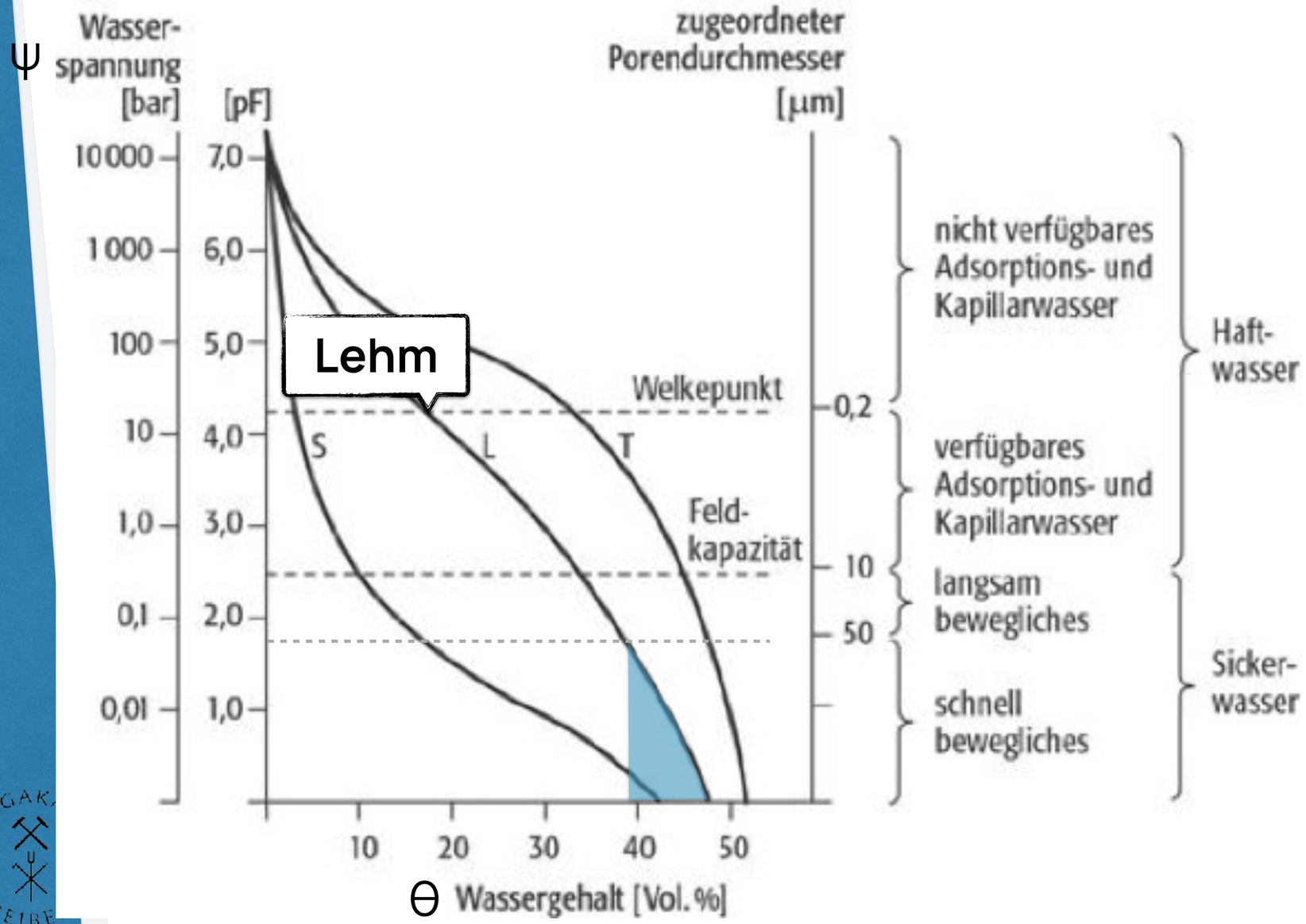


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- nutzbare FK:
  nFK = θ(FK) – θ(PWP)
- Luftkapazität:
  LK = θ(Sat) – θ(FK)

Porenraum

Dynamische Kapillarität

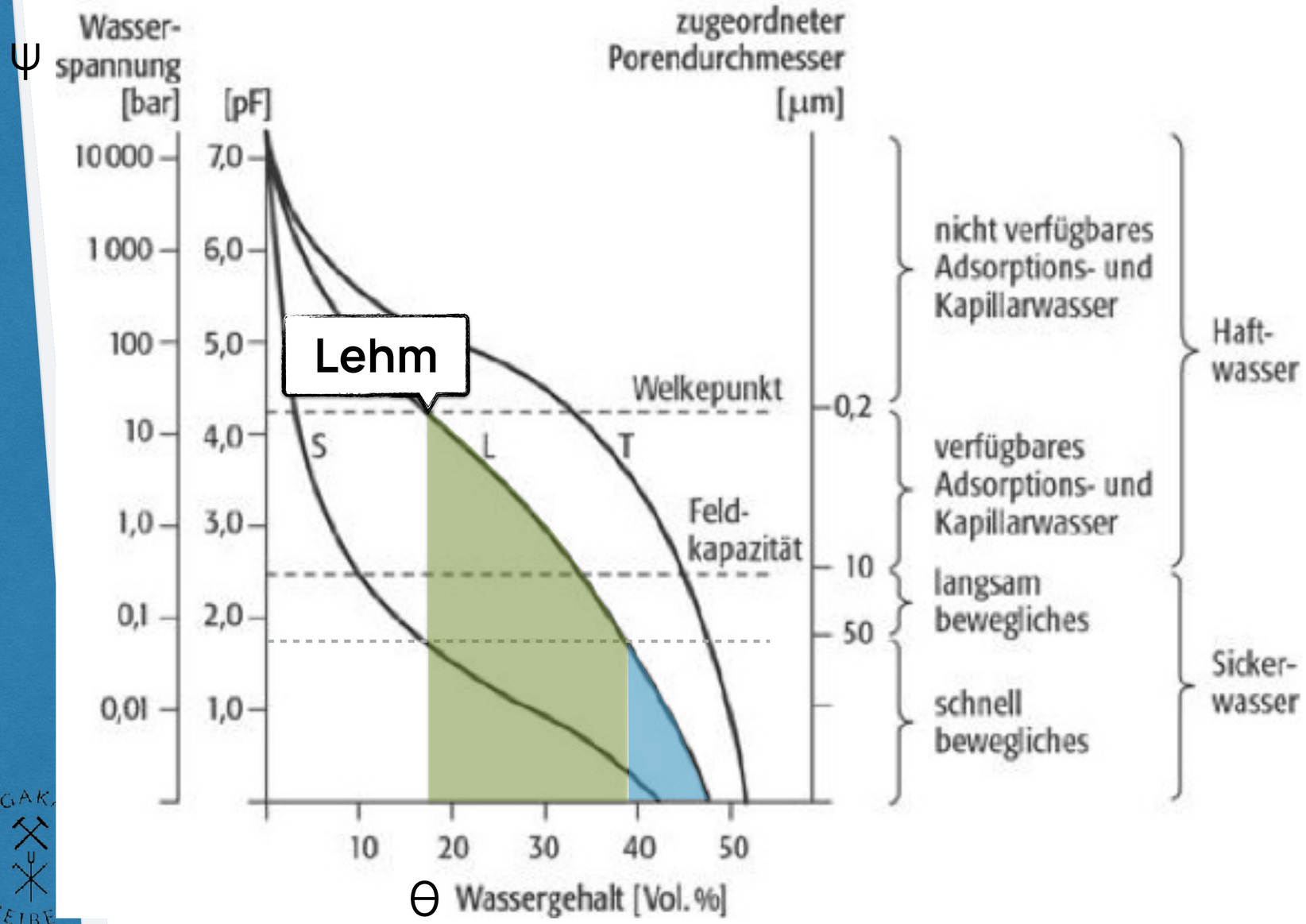


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- nutzbare FK:
  nFK = θ(FK) – θ(PWP)
- Luftkapazität:
  LK = θ(Sat) – θ(FK)

Porenraum

Dynamische Kapillarität

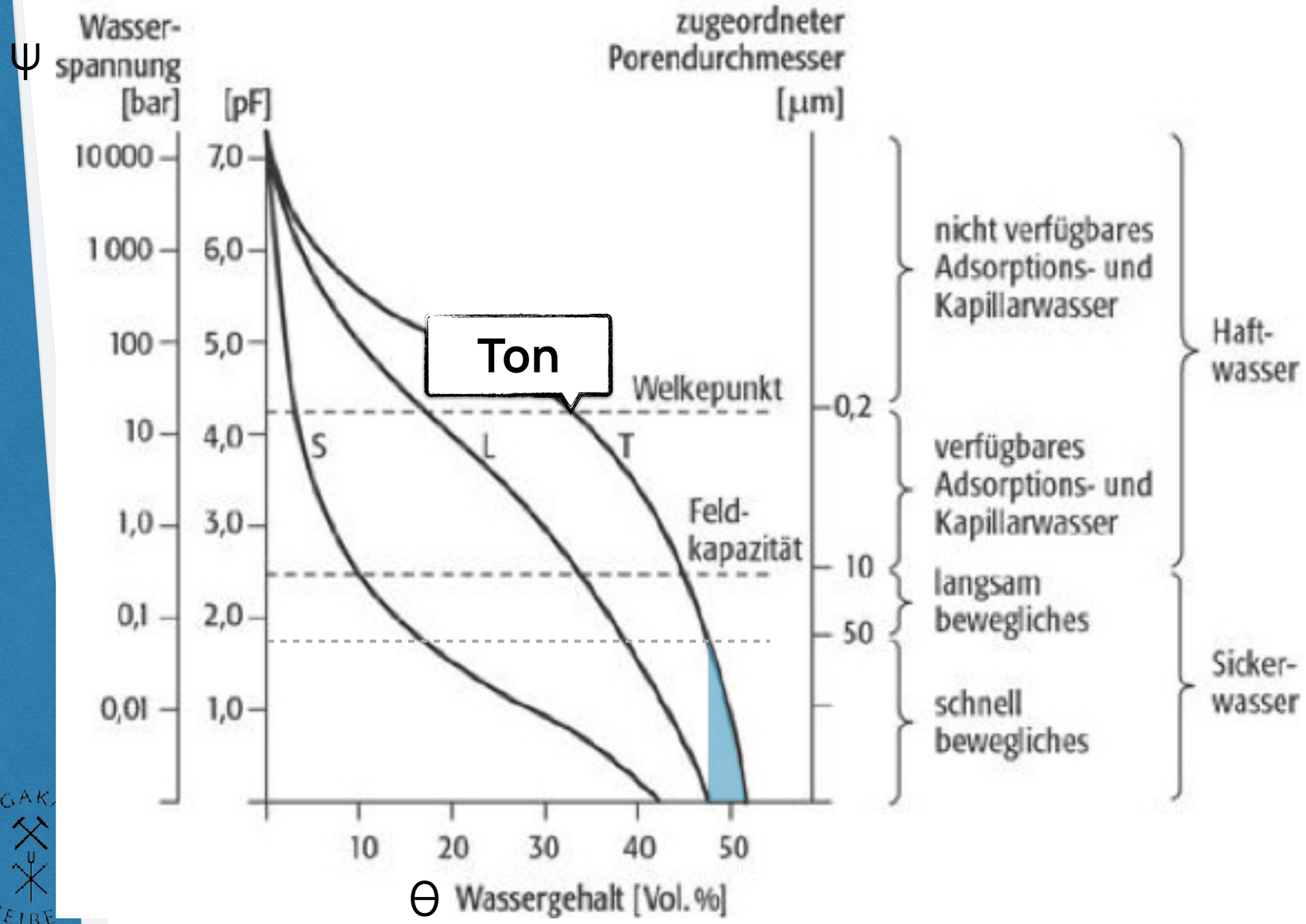


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- nutzbare FK:
  nFK = θ(FK) – θ(PWP)
- Luftkapazität:
  LK = θ(Sat) – θ(FK)

Porenraum

Dynamische Kapillarität

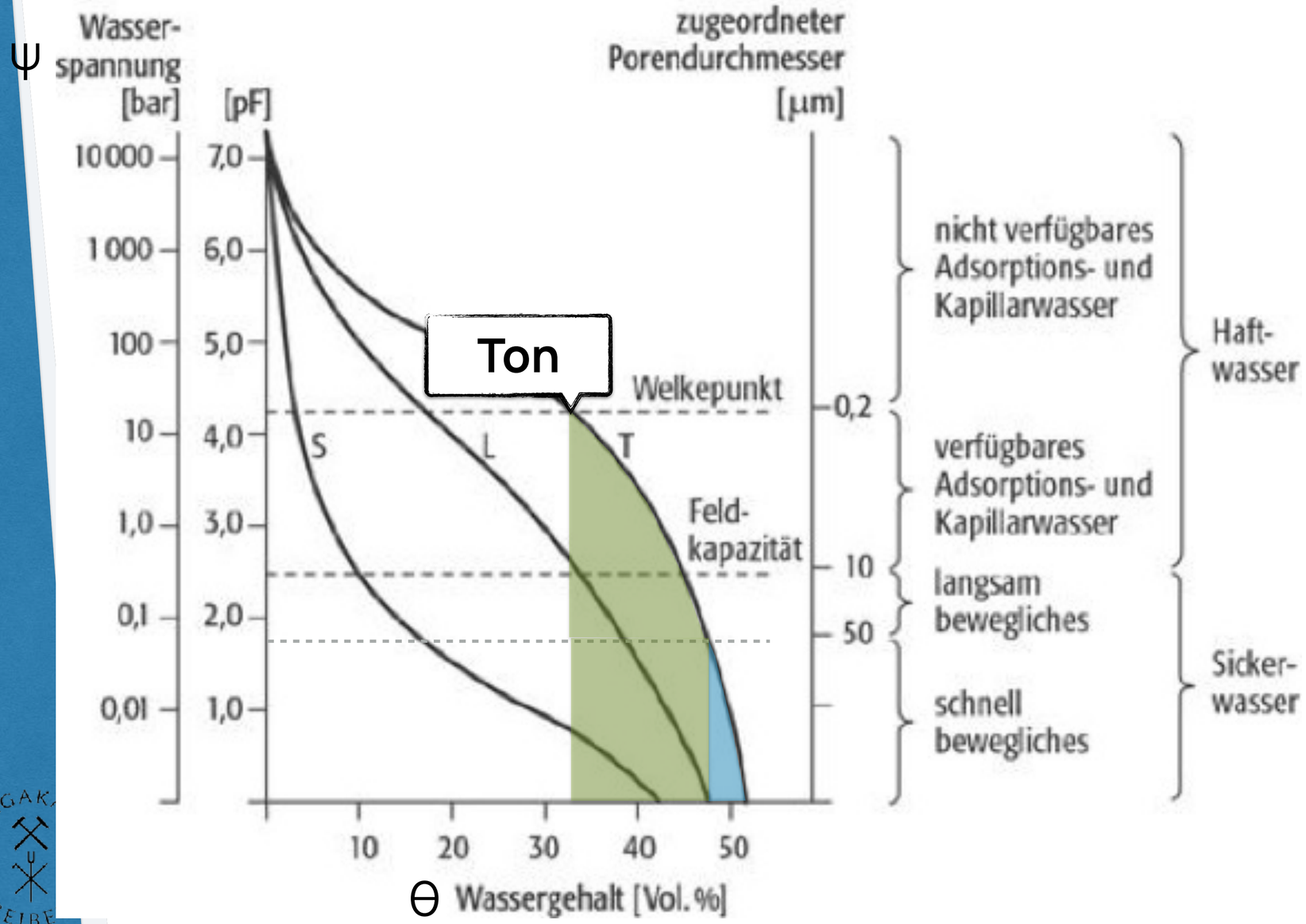


Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- nutzbare FK:
  $nFK = \Theta(FK) - \Theta(PWP)$
- Luftkapazität:
  $LK = \Theta(Sat) - \Theta(FK)$

Porenraum

Dynamische Kapillarität



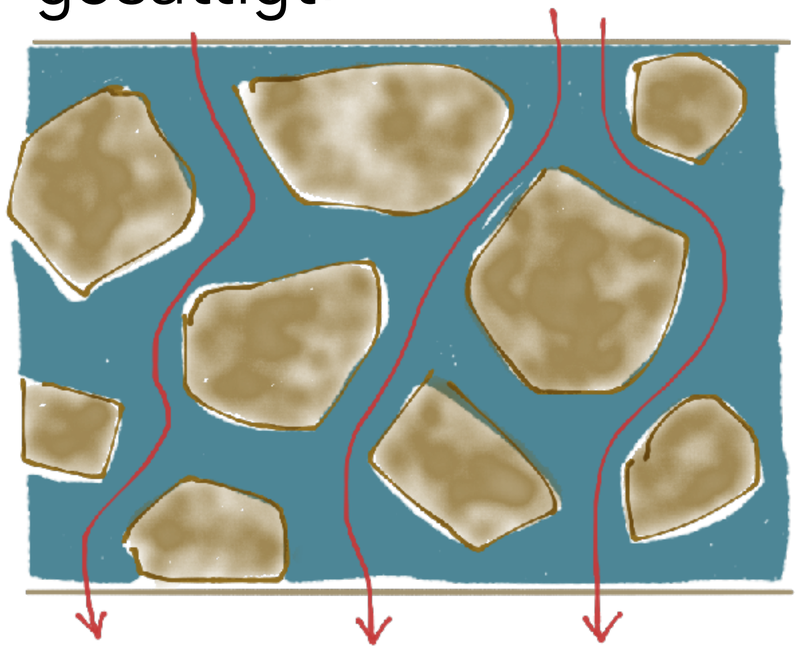
Wasserspannungs-/ Wasserretentionskurve:

- nutzbare FK:
  nFK = Θ(FK) – Θ(PWP)
- Luftkapazität:
  LK = Θ(Sat) – Θ(FK)

Bodenwasserbewegung

Erweiterung des Darcy Gesetzes: Ungesättigte, stationäre Filterströmung

gesättigt:



Lineares Fließmodell

- K als Materialeigenschaft des Filtermaterials/Boden (const.):

$$Q = K \cdot (H+e)/e = K \cdot \nabla H$$

- K ändert sich jedoch ebenfalls mit dem Wassergehalt:
  - längere Fließwege
  - dünnere Querschnitte

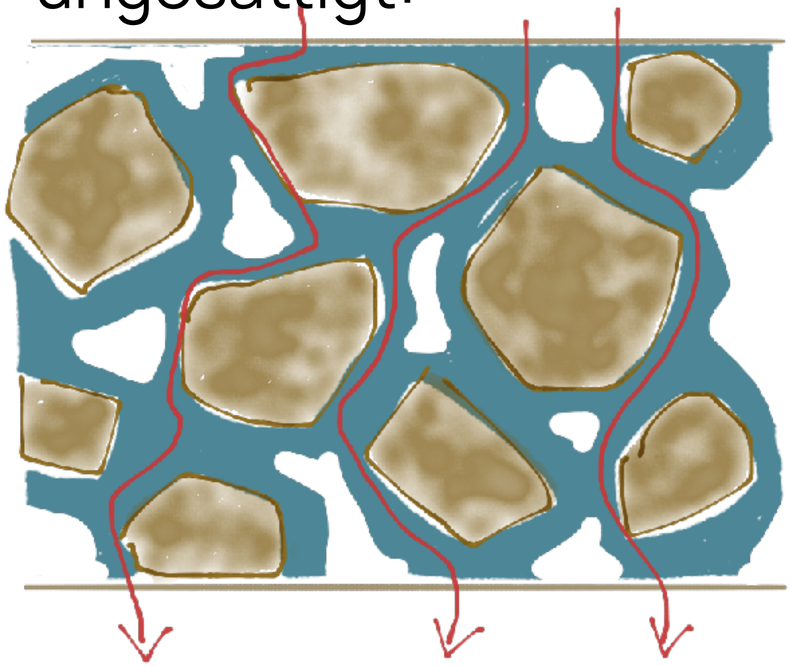
$$Q = K(\theta) \cdot \nabla H$$

- Darcy-Buckingham Gleichung

Bodenwasserbewegung

Erweiterung des Darcy Gesetzes: Ungesättigte, stationäre Filterströmung

ungesättigt:



Lineares Fließmodell

- K als Materialeigenschaft des Filtermaterials/Boden (const.):

$$Q = K \cdot (H+e)/e = K \cdot \nabla H$$

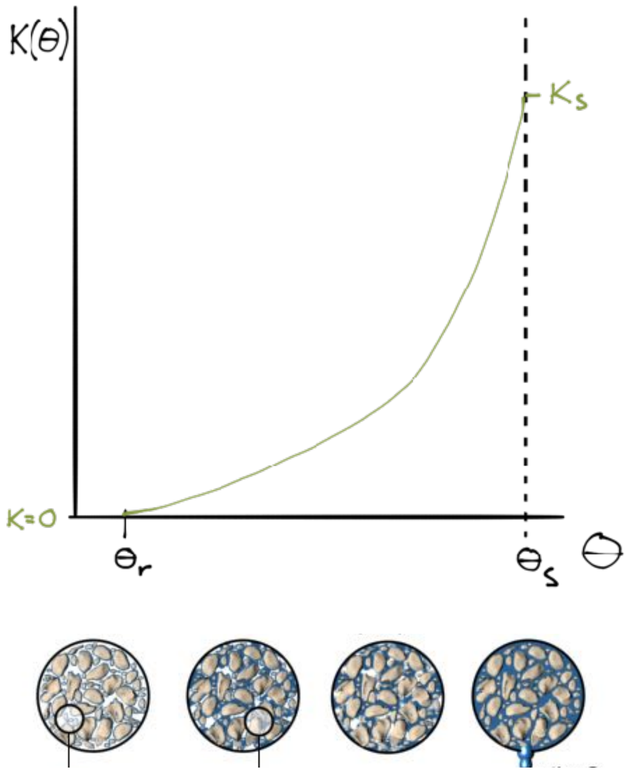
- K ändert sich jedoch ebenfalls mit dem Wassergehalt:
  - längere Fließwege
  - dünnere Querschnitte

$$Q = K(\theta) \cdot \nabla H$$

- Darcy-Buckingham Gleichung

Bodenwasserbewegung

Erweiterung des Darcy Gesetzes: Ungesättigte, stationäre Filterströmung



Lineares Fließmodell

- K als Materialeigenschaft des Filtermaterials/Boden (const.):

$$Q = K \cdot (H+e)/e = K \cdot \nabla H$$

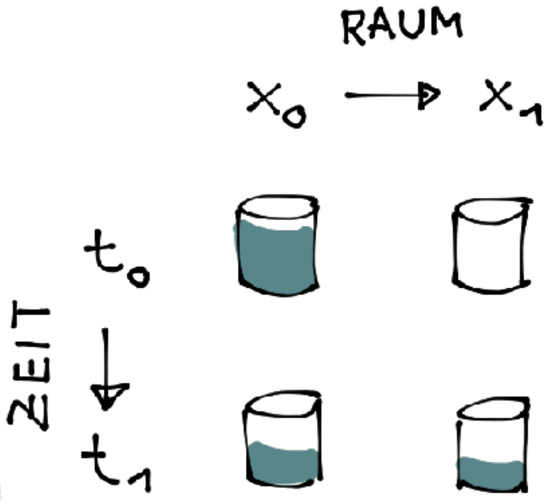
- K ändert sich jedoch ebenfalls mit dem Wassergehalt:
  - längere Fließwege
  - dünnere Querschnitte

$$Q = K(\theta) \cdot \nabla H$$

- Darcy-Buckingham Gleichung

Bodenwasserbewegung

Erweiterung des Darcy Gesetzes: Ungesättigte, instationäre Filterströmung



geschlossene Wasserbilanz:

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{dQ}{dx}$$

- Änderung des Wassergehalts in der Zeit muss der Änderung des Flusses im Raum entspechen…

noch immer lineares Fließmodell

- K als Materialeigenschaft und als Funktion des Wassergehalts:

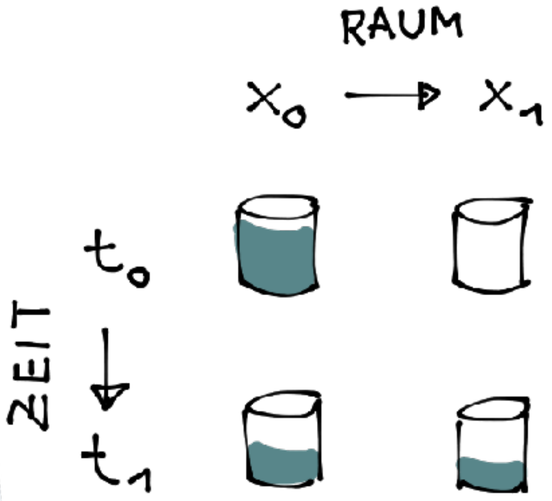
$$Q = K(\theta) \cdot \nabla H$$

- Richards Gleichung für die Wassergehaltsänderung:

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{d}{dx}\left(K(\theta) \cdot \nabla H\right)$$

Bodenwasserbewegung

Erweiterung des Darcy Gesetzes: Ungesättigte, instationäre Filterströmung

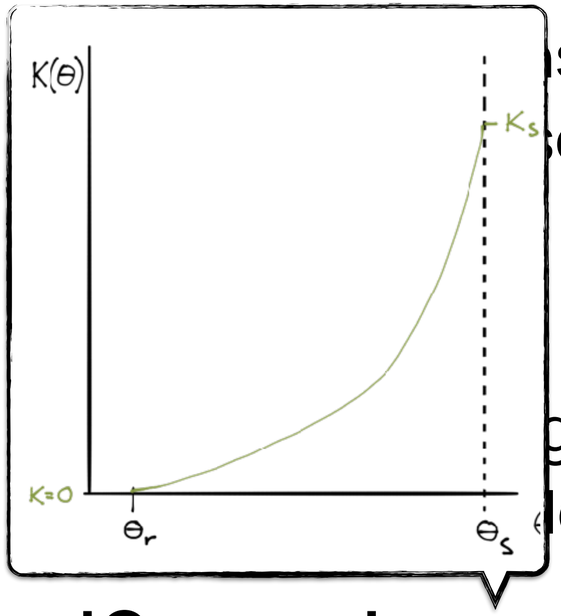


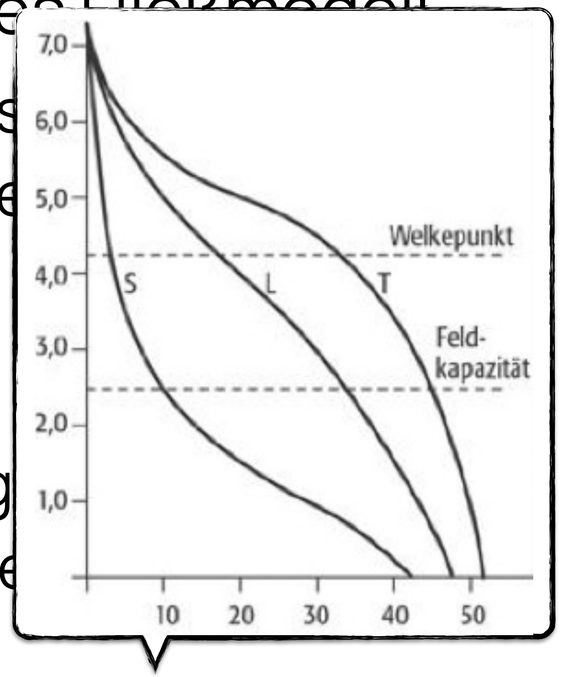
geschlossene Wasserbilanz:

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{dQ}{dx}$$

- Änderung des Wassergehalts in der Zeit muss der Änderung des Flusses im Raum entspechen…

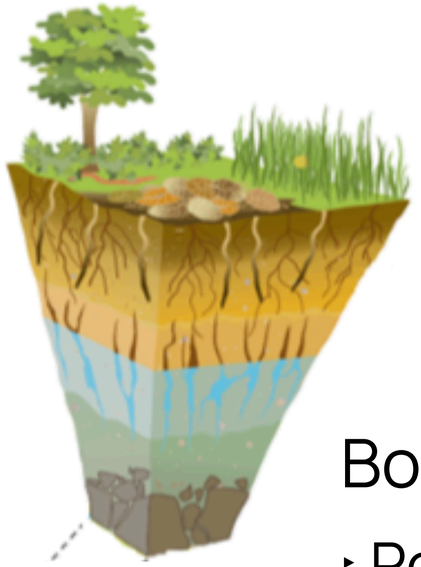
noch immer lineares Fließmodell!





$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{d}{dx}\left(K(\theta)\cdot\nabla H\right)$$

Hier steckt die Nichtlinearität!

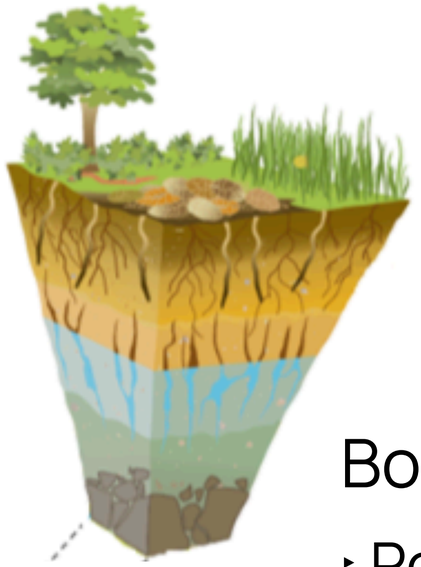


Zusammenfassung

Bodenwasser

Boden als Speicher

- Porosität
- Wassergehalt
- abhängig von Bodenart und Verdichtung



Zusammenfassung

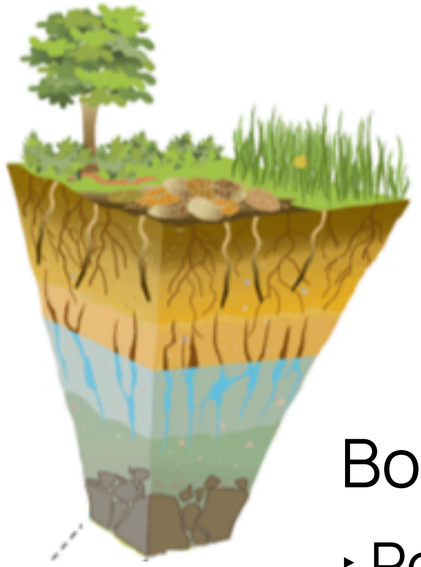
Bodenwasser

Boden als Speicher

- Porosität
- Wassergehalt
- abhängig von Bodenart und Verdichtung

Boden als Kapillarraum

- Verteilung von Porengrößen
- Matrixpotenzial
- stark nichtlinear abhängig vom Wassergehalt



Zusammenfassung

Bodenwasser

Boden als Speicher

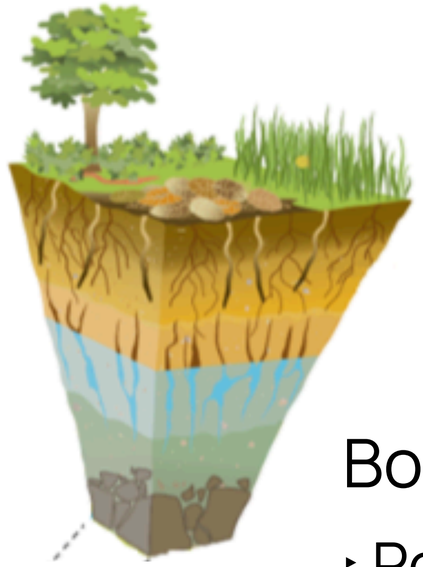
- Porosität
- Wassergehalt
- abhängig von Bodenart und Verdichtung

Boden als Kapillarraum

- Verteilung von Porengrößen
- Matrixpotenzial
- stark nichtlinear abhängig vom Wassergehalt

Gesättigte Zone

- Darcy Gleichung
- Fluss = Leitfähigkeit · Gradient



Zusammenfassung

Bodenwasser

Boden als Speicher

- Porosität
- Wassergehalt
- abhängig von Bodenart und Verdichtung

Gesättigte Zone

- Darcy Gleichung
- Fluss = Leitfähigkeit · Gradient

Boden als Kapillarraum

- Verteilung von Porengrößen
- Matrixpotenzial
- stark nichtlinear abhängig vom Wassergehalt

Vadose Zone

- Wasserretentionsbeziehung
- Wassergehalt – Matrixpotenzial – hydraulische Leitfähigkeit
- Richardsgleichung