

Einführung in die Umweltsysteme: Wasser

Hydrologisches Praktikum

SS 2005

Version vom 24. März 2005



PD Dr. Gunnar Lischeid
Lehrstuhl Ökologische Modellbildung
Universität Bayreuth
Dr.-Hans-Frisch-Straße 1-3
95440 Bayreuth

E-Mail: Gunnar.Lischeid@bayceer.uni-bayreuth.de
Tel.: 0921/55-5632
URL: <http://www.bayceer.uni-bayreuth.de/mod/>

1 Organisatorisches

1.1 Hintergrund

Im Rahmen des Studiums der Umwelt- und Bioingenieurwissenschaft werden Vorlesungen und Praktika zur Einführung in die Umweltsysteme *Luft*, *Wasser* und *Boden* angeboten. Die Vorlesung zum Themenkomplex "*Wasser*" wird im dritten Semester von Prof. Peiffer (Lehrstuhl Hydrologie), das Praktikum dazu im vierten Semester von Dr. Lischeid (Lehrstuhl Ökologische Modellbildung) durchgeführt. Ziel des Praktikums ist es, in der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit einige wichtige Methoden zur quantitativen Charakterisierung hydrologischer Prozesse vorzustellen, deren Limitierungen zu demonstrieren, und erste Erfahrungen über typische Zeitskalen verschiedener Prozesse zu vermitteln.

Die praktischen Messungen werden in kleinen Gruppen im Freiland durchgeführt. Bitte wetterfeste Kleidung, feste, wasserdichte Schuhe und gegebenenfalls Sonnenschutz mitbringen! Zur Aufgabe jeder Gruppe gehört nach Beendigung der praktischen Messungen die eigenverantwortliche Auswertung und Aufarbeitung der erhobenen Daten, sowie die Erstellung eines Protokolls.

1.2 Ablauf des Praktikums

Das Praktikum besteht für jeden Teilnehmer aus drei Terminen. Die Einführung wird gemeinsam für alle Teilnehmer am 14. April im Raum S 104 durchgeführt. Hier wird auch die Aufteilung in die Kleingruppen vorgenommen. Am zweiten Termin werden die Messungen im Freiland in den Kleingruppen durchgeführt (Donnerstag nachmittag, Beginn 13:15 Uhr; Dauer ca. 4 Stunden). Die dort erhobenen Daten sind innerhalb von 14 Tagen nach den Angaben im Skript eigenständig auszuwerten. Am dritten Termin werden die Messergebnisse in der Kleingruppe diskutiert und weiterführende Auswertungen durchgeführt (Raum S 104, Donnerstag nachmittag, Beginn 13:15 Uhr; Dauer ca. 3 Stunden). Bitte für diesen Termin Taschenrechner mitbringen!

1.3 Lageskizze

Die Messungen finden auf den eingezäunten Erweiterungsflächen des Ökologisch-Botanischen Gartens der Universität statt. Diese befinden sich an der Südtangente, südlich des Campus-Geländes (Abb. 1). Treffpunkt ist das westliche Tor an der Südtangente.

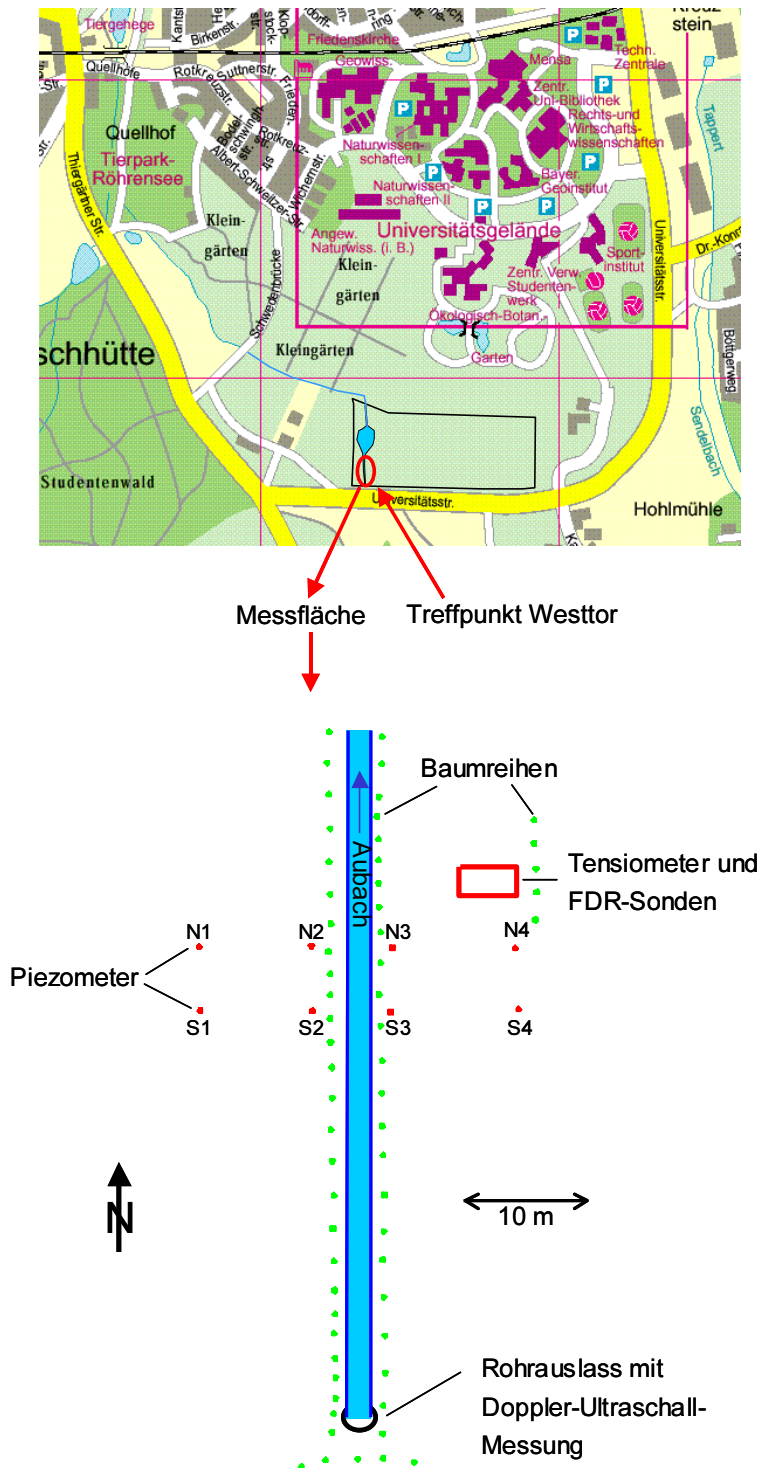


Abb. 1: Lage der Messfläche (oben) und vorgesehene Installationen (unten).

1.4 Aktualisierungen und Datenaustausch

Für die Auswertungen der Messungen sind zum Teil zusätzliche Daten, inklusive Messdaten anderer Gruppen erforderlich. Diese werden unter auf der Web-Site des Lehrstuhls zur Verfügung gestellt. Bitte die ausgewerteten Daten jeweils in der auf den Freilandtermin folgenden Woche als Excel-File per E-Mail an gunnar.lischeid@bayceer.uni-bayreuth.de schicken.

2 Theoretische Grundlagen

Die theoretischen Grundlagen der Hydrologie werden in der Vorlesung ausführlich behandelt. An dieser Stelle sollen nur einzelne Punkte kurz wiederholt werden, die zum Verständnis und für die Auswertung der Messungen des Praktikums nötig sind.

2.1 Materialeigenschaften poröser Medien

Wasserbewegung im Boden findet in dessen Hohlräumen statt, deswegen spricht man allgemein von "porösen Medien". Für die Untersuchung und Quantifizierung hydrologischer Prozesse sind vor allem die folgenden Parameter wichtig.

Die **Bodenfeuchte** kann auf verschiedene Weisen charakterisiert werden. Der **Wassergehalt** (θ) wird als gravimetrischer [Masse Wasser / Masse trockener Boden] oder volumetrischer [Volumen Wasser / Volumen Boden] Wassergehalt angegeben. Der gravimetrische Wassergehalt kann bestimmt werden, indem eine Bodenprobe eingewogen, anschließend getrocknet und erneut gewogen wird. Zerstörungsfreie und wiederholte Messungen im Boden sind z.B. mittels Theta-Sonden (s.u.) möglich.

Aufgrund der Kapillarwirkung enger Poren übt der trockene Boden eine Saugwirkung aus. Diese kann als ein Unterdruck, d.h. als **Saugspannung** gemessen werden. Je geringer der Wassergehalt, desto höher ist in der Regel die Saugspannung des Bodens. Dieser Unterdruck wird z.B. in der Einheit hPa angegeben. Aus historischen und praktischen Gründen wird allerdings stattdessen oft die Einheit cm Wassersäule (cm WS) verwendet, bzw. dessen dekadischer Logarithmus (pF-Wert). Die Beziehung zwischen Wassergehalt und Saugspannung ist spezifisch für jeden Boden und wird als **pF-Kurve** (Abb. 2) grafisch dargestellt. Diese ist allerdings nicht statisch, sondern hängt u.a. auch von der Richtung der Wassergehaltsänderung ab (Hysterese-Effekt).

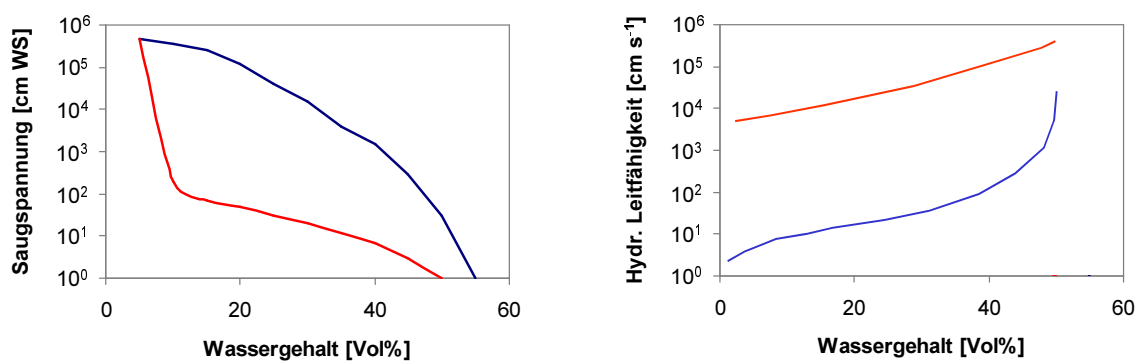


Abb. 2: pF-Kurven (links) und k_u -Funktionen für zwei verschiedene Böden.

Für die Berechnung von hydraulischen Gradienten bzw. Wasserflüssen empfiehlt es sich allerdings, statt der Saugspannung das **Matrixpotenzial** (Ψ) zu verwenden. Letzteres entspricht der Saugspannung mit negativem Vorzeichen. Ein negatives Matrixpotenzial kennzeichnet somit trockene Böden; positive Matrixpotenziale kommen nur im Wasser-gesättigten Boden, z.B. unterhalb des Grundwasserspiegels, vor.

Für die Boden- und Grundwasserströmungsgeschwindigkeit ist die **Hydraulische Leitfähigkeit** ausschlaggebend. Diese hängt in erster Linie von der Geometrie des Porenraums des Bodens, sowie von dessen Wassergehalt ab. Diese Beziehung ist oft hochgradig nichtlinear: Nimmt in einem ursprünglich wassergesättigten Boden der Wassergehalt nur um wenige Prozent ab, sinkt die hydraulische Leitfähigkeit oft um mehrere Zehnerpotenzen. Laterales Fließen über größere Entfernung ($> 10^0$ m) spielt deshalb im Boden in der Regel nur in wassergesättigten Bereichen eine Rolle. Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit wird als k_s - oder k_f -Wert bezeichnet. Die ungesättigte Leitfähigkeit wird als k_u -Wert bzw., bezogen auf den k_s -Wert, als relative Leitfähigkeit (k_r -Wert) bezeichnet und als Funktion des Wassergehaltes bzw. des Matrixpotenzials angegeben (Abb. 2).

2.2 Wassertransport in porösen Medien

Entsprechend wie z.B. bei der Wärmeleitung kann der Wasserfluss q durch ein poröses Medium als Produkt der Leitfähigkeit k und des antreibenden Gradienten des hydraulischen Potenzials $\frac{\partial h}{\partial x}$ dargestellt werden (**Darcy-Gleichung**):

$$q = -k \cdot \frac{\partial h}{\partial x}$$

Diese Gleichung gilt allerdings nur für einen eingeschränkten Bereich der Fließgeschwindigkeiten: Bei hohen Fließgeschwindigkeiten geht das **laminare** in **turbulentes** Fließen über; bei sehr niedrigen Geschwindigkeiten sind komplexe **Grenzschicht-Phänomene** zu beachten. Für praktische Fragestellungen sind diese Einschränkungen allerdings in der Regel nicht relevant.

Mit Ausnahme einiger weniger Spezialfälle kann das hydraulische Potenzial als Summe des **Matrixpotenzials** (s.o.) und des **gravimetrischen Potenzials**, d.h. Höhe über ein Bezugsniveau, dargestellt werden. Der Wasserfluss erfolgt jeweils in Richtung niedrigeren Potenzials.

Variieren die Materialeigenschaften räumlich nicht, so liegt ein **homogenes** Medium vor. Unter diesen Bedingungen lässt sich die Fließrichtung des Grundwassers bestimmen, wenn von mindestens drei Punkten der Grundwasserspiegel (= hydraulisches Potenzial) bekannt ist (Abb. 3).

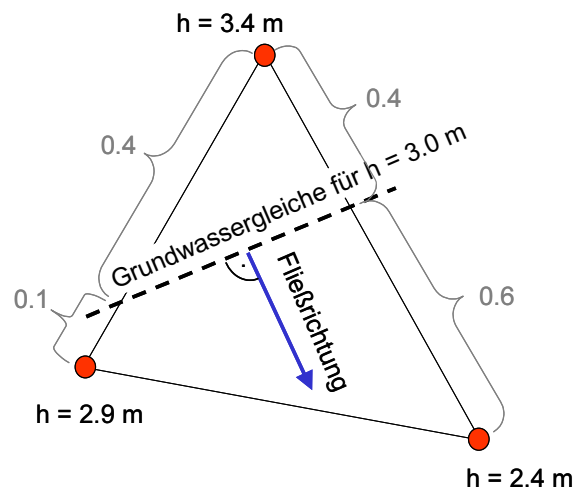


Abb. 3: Bestimmung der Grundwassergleiche und der Fließrichtung mittels des hydraulischen Dreiecks.

Linien gleichen hydraulischen Potentials (= *Isohypsen* oder *Grundwassergleichen* im gesättigten Bereich) werden durch lineare Interpolation zwischen jeweils zwei benachbarten Messstellen bestimmt. Die Fließrichtung des Grundwassers ist dann, unter der Annahme, dass räumliche Heterogenitäten zu vernachlässigen sind, senkrecht zu den Isohypsen bzw. den Grundwassergleichen. Liegen Daten des Grundwasserspiegels von mehreren Messstellen vor, so lässt sich daraus ein *Grundwassergleichenplan* (Abb. 4) erstellen, und damit z.B. *Wasserscheiden* bzw. *Grenzstromlinien* bestimmen.

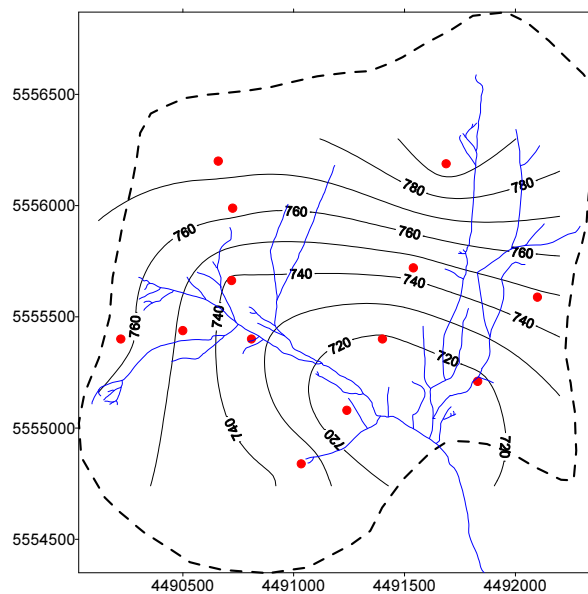


Abb. 4: Grundwassergleichenplan für das Lehstenbach-Einzugsgebiet (Fichtelgebirge).

3 Messtechnik

3.1 Tensiometrie

Tensiometer dienen zur Bestimmung des Matrixpotenzials des Bodens. Über die feinen Kapillaren einer Keramik steht das im Tensiometerrohr enthaltene Wasser in Kontakt mit dem Bodenwasser. Im Rohr stellt sich dann ein Unterdruck im Gleichgewicht zum Matrixpotenzial des Bodens ein, der über einen Druckaufnehmer bestimmt wird (Abb. 5). Dabei ist zu beachten, dass der Messwert um den Druck der hängenden Wassersäule (zwischen Druckaufnehmer und keramischer Kerze) korrigiert werden muss. Wird das Matrixpotenzial des Bodens zu gering (ab ca. < -800 hPa), können die Kapillaren der Keramik das darin enthaltene Wasser nicht mehr halten, und der Unterdruck im Rohr wird durch eindringende Luft abgebaut.

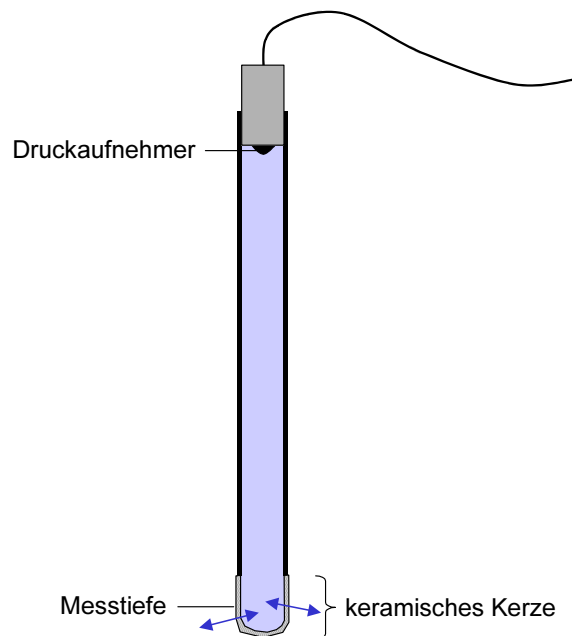


Abb. 5: Aufbau eines Tensiometers.

3.2 Wassergehalts-Sonden

Gängige Verfahren der zerstörungsfreien Bestimmung des Wassergehalts des Bodens beruhen auf dem Prinzip, dass die scheinbare Dielektrizitätskonstante des trockenen Bodens (und des gefrorenen Wassers!) i.d.R. < 7 ist, während die des Wasser ca. 80 beträgt.

Messungen erfolgen z.B. in der Zeit-Domäne (*Time Domain Reflectometry, TDR*) oder in der Frequenz-Domäne (*Frequency Domain Reflectometry, FDR*). In der Zeit-Domäne wird die Laufzeit

der elektromagnetischen Welle im Boden, bzw. der zeitlichen Verzögerung (im Bereich von 10^{-9} bis 10^{-12} Sekunden) der entsprechenden Reflektionen bestimmt, die von der scheinbaren Dielektrizitätskonstante des Bodens abhängt. In der Frequenzdomäne wird die Frequenz maximaler Resonanz auf ein angelegtes Signal bestimmt.

In den im Praktikum eingesetzten Theta-Sonden wird hingegen die Amplitude der entsprechenden Reflektion bestimmt: An jeder Diskontinuität, d.h. einer Änderung der Impedanz, kommt es zu einer Reflektion, deren Ausmaß von dem Verhältnis der Impedanzen abhängt. Die Impedanz des Leiters innerhalb der Sonde ist konstant, während die des Bodens von dessen scheinbarer Dielektrizitätskonstante, und somit vom Wassergehalt abhängt. Aus der Amplitude des reflektierten Spannungssignals kann somit auf den Wassergehalt gefolgert werden. Detailliertere Informationen zu dem im Praktikum eingesetzten Theta-Sonden sind im Internet z.B. unter <http://www.mluri.sari.ac.uk/~jm0188/tprobe.pdf> einzusehen.

3.3 *Abflussmessungen*

Für die Bestimmung des Volumenflusses (= *Schüttung*) in Oberflächengewässern stehen unterschiedliche Verfahren zur Verfügung.

Flügelmethode

Der Durchfluss lässt sich als Produkt aus durchströmtem Querschnitt und Fließgeschwindigkeit des Gewässers berechnen. Die Fließgeschwindigkeit wird im Praktikum mit einer Flügelmessung (Propeller) bestimmt. Mit dem Zählgerät wird die Anzahl der Umdrehungen pro gewähltem Zeitintervall (Voreinstellung ist 30 s) ermittelt. Die Fließgeschwindigkeit v [cm s^{-1}] ergibt sich dann für

$$n < 1.74 \text{ [Umdrehungen s}^{-1}\text{]}: \quad v = 1.23 + 24.73n$$

$$1.74 < n < 10: \quad v = -0.42 + 25.68n$$

Es empfiehlt sich, für die Messung eine Stelle auszusuchen, in dem der Querschnitt möglichst einfach zu bestimmen ist und über einen möglichst langen Abschnitt einigermaßen konstant ist. Außerdem sind Abschnitte mit übermäßig turbulentem Fließen zu vermeiden, da hier die Messung der Fließgeschwindigkeit problematisch ist. Ferner ist zu beachten, dass die Fließgeschwindigkeiten in einem Oberflächengewässer kleinräumig sehr unterschiedlich sein können und deshalb viele Wiederholungen benötigt werden. In der Regel ist die Fließgeschwindigkeit an der Gewässersohle und an den Rändern gering und in der Mitte des Gewässers, im Bereich dicht unter der Wasseroberfläche, maximal.

Verdünnungsmethode

Alternativ kann die Durchflussrate dadurch ermittelt werden, dass eine Lösung mit hoher und bekannter Konzentration eines Stoffes mit einer konstanten Rate in das Gewässer eingeleitet wird. Je höher die Schüttung des Gewässers ist, desto stärker wird der eingeleitete Markierungsstoff durch das Bachwasser verdünnt. Nach dem Prinzip des Massenerhalts muss das Produkt aus Flussrate und Konzentration des Markierungsstoffes konstant sein.

In der Praxis wird oft ein wasserlösliches Salz (haushaltsübliches Kochsalz) als Markierungsstoff verwendet. Anstelle einer aufwendigen Konzentrationsbestimmung im Labor wird die elektrische Leitfähigkeit bestimmt. In der Regel ist die Beziehung zwischen Salzgehalt und Elektrischer Leitfähigkeit über einen relativ weiten Konzentrationsbereich linear. Dies ist allerdings jeweils vor Ort zu überprüfen.

Die Abflussmessstelle sollte so beschaffen sein, dass eine schnelle vollständige Durchmischung der eingeleiteten Markierungslösung mit dem Bachwasser stattfindet (möglichst turbulentes Fließen, möglichst enger Fließquerschnitt). Vor der Abflussmessung wird zunächst die Elektrische Leitfähigkeit im Gewässer bestimmt. Dann wird eine definierte Menge des Bachwassers entnommen, mit dem Markierungsstoff versetzt, und die Elektrische Leitfähigkeit der Markierungslösung gemessen. Mittels einer Mariotte'schen Flasche wird dann die Lösung mit konstanter Rate in das Gewässer eingeleitet. Die Dauer der Einleitung wird mit einer Stoppuhr bestimmt, um anschließend die Rate der Einleitung berechnen zu können. Wenige m unterhalb der Einleitungsstelle wird während der Einleitung kontinuierlich die Elektrische Leitfähigkeit im Gewässer bestimmt. Letztere sollte mit einer gewissen Verzögerung kontinuierlich ansteigen und dann längere Zeit konstant bleiben. Dieser "Plateauwert" wird für die Auswertung benötigt. Die Durchflussrate berechnet sich dann folgendermaßen:

$$Q_B = Q_M - Q_L = \frac{C_L - C_M}{C_M - C_B} \cdot Q_L$$

mit: Q : Wasserflussrate B : Index für **B**ach vor Einleitung des Markierungsstoffes
 C : Konzentration L : Index für eingeleitete Markierungs-**L**ösung
 M : Index für **M**ischwasser, d.h. Bachwasser nach der Einleitung

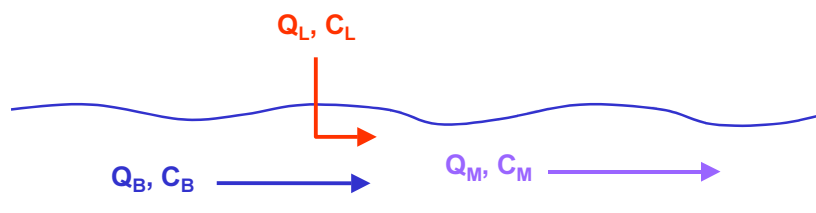


Abb. 6: Verdünnungsmethode.

Doppler-Ultraschall-Messung

Das Messgerät wird unter Wasser, möglichst direkt an der Gewässersohle installiert. Es bestimmt einerseits über die Laufzeit eines Ultraschall-Signals, das an der Wasseroberfläche reflektiert wird, die Höhe des Wasserspiegels über dem Gerät. Ist die Geometrie des Fließquerschnittes bekannt, so kann daraus die Größe der wassererfüllten Querschnittsfläche berechnet werden. Andererseits wird über Doppler-Ultraschall-Messung (Reflektion an Schwebeteilchen im Wasser) die mittlere Fließgeschwindigkeit des Wasser bestimmt. Das Produkt der beiden Messgrößen ergibt dann die Abflussrate.

Abflussmesswehr

Recht einfach lässt sich der Durchfluss an einem Messwehr bestimmen. Am verbreitetsten sind V-Wehre (Thomson-Wehre), die einen Durchlass in Form eines auf der Spitze stehenden, symmetrischen Dreiecks aufweisen (Abb. 7). Wichtig sind die scharfe Kanten des Durchlasses, so dass sich der Wasserstrahl beim Durchfluss vom Wehr löst. Je höher die Durchflussrate, desto höher staut sich das Wasser hinter dem Messwehr. Der Wasserspiegel wird an einer Pegellatte abgelesen oder automatisch, z.B. mittels eines Druckaufnehmers, gemessen. In Abhängigkeit vom Öffnungswinkel α des Durchlasses errechnet sich der Durchfluss nach der halbempirischen Formel

$$Q = 1.35 \cdot \tan(\alpha / 2) \cdot h^{5/2}$$

mit Q : Durchflussrate [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] und h : Wasserstand hinter dem Wehr, gemessen ab tiefstem Punkt des Durchlasses [m]. Allerdings ist die Gültigkeit der Formel an eine Reihe von Voraussetzungen gebunden, die an dieser Stelle nicht weiter erläutert werden sollen (s. z.B. Maniak 1997). Im konkreten Einzelfall empfiehlt es sich deshalb, das Messwehr durch zusätzliche unabhängige Abflussmessungen (Auslitern, Verdünnungsmethode, Flügelmethode) zu kalibrieren.

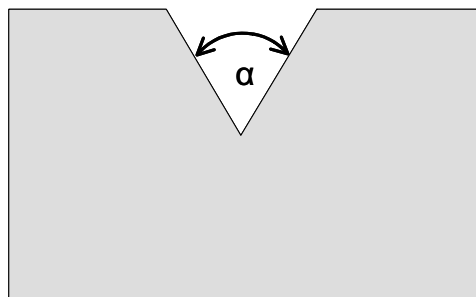


Abb. 7: V-Wehr mit dem Öffnungswinkel α .

Literatur:

Maniak, U. (1997): Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. Springer-Verlag, 4. Auflage.

3.4 Bohrlochmethode

Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit k_s des Bodens bzw. des Grundwasserleiters lässt sich bestimmen, indem möglichst schlagartig der Wasserspiegel im Grundwasserrohr abgesenkt wird und anschließend die Rate des Wiederanstiegs des Grundwassers gemessen wird. Für die Auswertung wird nur die erste Phase des Wiederanstiegs, in dem dieser fast linear mit der Zeit erfolgt, herangezogen.

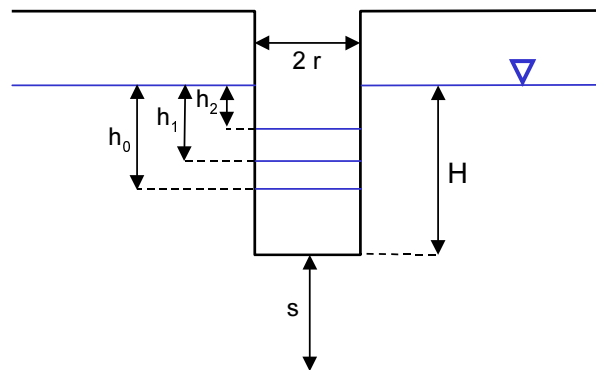


Abb. 8: Bohrlochmethode.

Für $s > 0.5H$ (Differenz zwischen Bohrlochsohle und Sohle des Grundwasserleiters) errechnet sich die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit dann gemäß:

$$k_s = \frac{4.63 r^2}{\frac{h_1 + h_2}{2} (H + 20r) \left(2 - \frac{h_1 + h_2}{2H} \right)} \cdot \frac{h_1 - h_2}{t_2 - t_1}$$

und für $s < 0.5H$ gemäß:

$$k_s = \frac{4.17 r^2}{\frac{h_1 + h_2}{2} (H + 10r) \left(2 - \frac{h_1 + h_2}{2H} \right)} \cdot \frac{h_1 - h_2}{t_2 - t_1}$$

Im Praktikum gehen wir vom Fall $s > 0.5H$ aus. Dabei ist t die Zeit seit Absenkung des Wasserspiegels. Es sollte gelten:

$$H > 0.4 \text{ m}, \quad 0.2 \text{ m} < h_0 < 0.4 \text{ m}, \quad \text{und} \quad 0.03 \text{ m} < r < 0.07 \text{ m}.$$

Literatur:

Bouwer, H. (1978): Groundwater Hydrology. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering.

Kretschmar, R., Huwe, B. und van der Ploeg, R.R. (1989): Entwicklung eines Computerverfahrens zur Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeiten mit der Bohrlochmethode. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 152: 17-20.

3.5 Probenahme und in-situ-Messungen hydrochemischer Parameter

Probenahme

Jede Probe muss anhand einer eindeutigen Bezeichnung zu identifizieren sein. In der Regel wird bei der Probenahme ein Protokoll geführt, in dem die genaue Bezeichnung des Messortes, der Zeitpunkt der Probenahme, Name des/der Probenehmers/in, die Art der Probenahme (z.B. Schöpfprobe, Entnahme mit Unter- oder Überdruckpumpe, Mischprobe, Probenahmetiefe), sowie weitere vor Ort bestimmte Parameter eingetragen werden.

Wasserstand

Oft weisen hydrochemische Parameter in Oberflächen- oder Grundwässern eine Abhängigkeit vom Wasserstand auf. Der Grundwasserspiegel sollte stets als erstes bestimmt werden, da er durch die Beprobung verändert wird.

Wassertemperatur

Die Wassertemperatur spielt für biologische Prozesse und für den Gehalt gelöster Gase eine wichtige Rolle und sollte deshalb vor Ort bestimmt werden. Wichtig ist dabei, dass die Temperatur unter Umständen durch die Beprobung (z.B. Erwärmung durch Förderung mit einer Grundwasserpumpe), oder während der Messung (Änderung der Temperatur während der Standzeit im Probenahmegefäß) verändert wird. In der Regel wird die Wassertemperatur mit dem Leitfähigkeits-, pH- oder O₂-Gerät mitbestimmt.

Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit ist ein einfaches und robustes Maß für die Gesamtmenge gelöster (dissoziierter) Ionen. Aufgrund der Temperatur-Abhängigkeit (Steigung: 1.9% / K) wird der Messwert auf die Referenz-Temperatur 25°C (z.T. auch noch 20°C gebräuchlich) umgerechnet angegeben. Zur Vermeidung von Ausfällungen an den Elektroden wird eine Wechselspannung angelegt; diese kann unter Umständen andere Messungen (z.B. pH: Spannungsmessung) beeinträchtigen. Die Leitfähigkeitselektrode ist i.d.R. wartungsfrei.

pH-Wert

Der pH-Wert (negativer dekadischer Logarithmus der Konzentration gelöster Protonen $[H^+]$) ist eine der maßgeblichen Steuerungsgrößen vieler biologischer und geochemischer Prozesse. Er kann vor Ort bequem mit einer Elektrode bestimmt werden. Es empfiehlt sich, die pH-Elektrode täglich zu kalibrieren. Vor der Messung die Elektrode möglichst mit destilliertem Wasser abspülen, nach Gebrauch Schutzkappe wieder mit verdünnter KCL-Lösung, notfalls mit Wasser, füllen. Erfordert die Einstellung eines stabilen Wertes mehr als 2 Minuten, empfiehlt es sich, die Elektrode auszuwechseln. Bei niedriger Ionenstärke der zu messenden Lösung ($< 10^{-3}$ M) einen Tropfen gesättigter KCl-Lösung zusetzen (erhöht die elektrische Leitfähigkeit!).

Sauerstoff-Gehalt (O_2)

Ähnlich wie der pH-Wert spielt auch der Sauerstoffgehalt eine entscheidende Rolle für die meisten biologischen und geochemischen Prozesse. Auch die O_2 -Elektrode sollte täglich kalibriert werden. Vor Ort genügt eine Kalibrierung gegen den atmosphärischen Sauerstoff (= 100% Sauerstoffsättigung). Etwas aufwändiger, aber in größeren zeitlichen Anständen zu empfehlen ist die Kalibrierung gegen eine Lösungsprobe mit bekanntem O_2 -Gehalt und gegen eine O_2 -freie Lösung (Na_2SO_3 im Überschuß mit etwas $CoCl_2$). Die Messung im leicht (!) bewegten Wasser durchführen, bzw. während der Messung kontinuierlich rühren. Die Temperaturabhängigkeit der Sauerstoff-Sättigung ist zu beachten. Die Angabe des Messwertes erfolgt wahlweise in $mg\ l^{-1}$ oder in % der Sättigung in Abhängigkeit von der jeweiligen Wassertemperatur. Nach Gebrauch wird die Elektrode im Transportköcher aufbewahrt. Dabei ist darauf zu achten, dass der Schwamm im Transportköcher feucht bleibt.

4 Aufgabenstellung

4.1 Messungen

Von jeder Gruppe werden die gleichen Messungen durchgeführt. Diese umfassen im einzelnen:

- Bestimmung des Wasserstands in den Grundwasserrohren (Umrechnung auf gemeinsames Bezugsniveau).
- Messung von Temperatur, pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffgehalt im Aubach (am Rohrauslass und am Auslass des Regenüberlaufbeckens) und in den Grundwasserrohren (jeweils im Standwasser und im nachfließenden Grundwasser).
- Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit mittels der Bohrlochmethode an verschiedenen Grundwasserrohren.
- Bestimmung der Durchflussrate im Aubach (am Rohrauslass und am Auslass des Regenüberlaufbeckens) mittels Flügelmethode, Verdünnungsmethode und Auslitern.
- Bestimmung der Verdunstung aus der Verdunstungswanne.

4.2 Protokoll

Von jeder Gruppe ist ein gemeinsames Protokoll anzufertigen. Da einerseits die Teilnahmebescheinigung bereits gegen Ende des Sommersemesters benötigt werden, andererseits die Auswertung am leichtesten fällt, wenn die Erinnerung noch frisch ist, empfiehlt es sich, das Protokoll möglichst bald nach Durchführung der Messungen zu erstellen. Einzelne Aufgaben können und sollen innerhalb der Gruppe aufgeteilt werden. Es empfiehlt sich aber, die zusammenfassende Diskussion der Messergebnisse (s.unten) in der Gruppe kurz abzusprechen. Schließlich sollte das Protokoll ein einheitliches Aussehen aufweisen. Handschriftlichen Aufzeichnungen werden nicht akzeptiert.

Im einzelnen sollte das Protokoll enthalten:

- Namen und Matrikelnummer aller Gruppenmitglieder
- Rohdaten der einzelnen Messungen (s. oben)
- Nachvollziehbare Auswertungen der Messungen (Berechnung der Durchflussraten, hydraulische Leitfähigkeit und hydraulische Gradienten im Grundwasserleiter)
- Kurze kritische Einschätzung der Plausibilität und der Genauigkeit der eigenen Messungen
- Zusammenfassende Diskussion der Messergebnisse hinsichtlich der Fragestellungen:
 - 1) Wie verändert sich die Wasserführung des Aubachs im Bereich zwischen Rohrauslass und Auslass des Regenrückhaltebeckens (s. Abb. 1)? Lässt sich die Differenz der Wasserführung auf den Zustrom aus dem Grundwasser (*Effluenz*), bzw. auf die Infiltration von Bachwasser in den Grundwasserleiter (*Influenz*) erklären?

- 2) Wie verändert sich die Qualität des Bachwassers im Bereich zwischen Rohrauslass und Auslass des Regenrückhaltebeckens? Lässt sich die beobachtete Veränderung durch den Zustrom von Grundwasser entsprechender Qualität erklären?
- 3) Wie hoch sind die Transportgeschwindigkeiten im Grundwasser, vergleichen mit denen im Bachwasser? Wie lässt sich die schnelle Zunahme der Bachwasserführung nach stärkeren Niederschlägen erklären?

Die vollständigen Protokolle bitte entweder als Ausdruck (eventuell per Uni-Hauspost: Dr. G. Lischeid, Lehrstuhl Ökologische Modellbildung) oder in digitaler Form (bitte nur ein File pro Gruppe!) per E-mail zuschicken. Für Rückfragen stehe ich unter der E-mail-Adresse Gunnar.Lischeid@bitoek.uni-bayreuth.de, sowie unter der Telefonnummer 0921 – 55 – 5632 zur Verfügung.