

4.6 Bestimmung von Parametern und Zustandsgrößen des Bodens

Entsprechend der Modellbeschreibung der Prozesse im Boden und in der Grundwasserzone unterscheidet man die **Parameter** und die **Zustandsgrößen** einer Differentialgleichung. Die Parameter repräsentieren das Verhalten der Prozesse, z.B. Strömungswiderstände, Speicherkoeffizienten oder Abbauverhalten. Dem gegenüber spiegeln die Zustandsgrößen die Werte des Prozesses und deren Veränderung wider. Die unterschiedlichen Zustandsgrößen sind mittels mathematischer Beziehungen, den mathematischen Modellen, über die Parameter verknüpft.

Während im Abschnitt 4.4 Messung nichtelektrischer Größen, Seiten 87 ff, die Messung physikalischer Grundgrößen wie Wasserstand, Druck, Durchfluss und Temperatur beschrieben wurden, werden hier in diesem Abschnitt weitere Zustandsgrößen, die für die Betrachtung der Strömungs- und Transportprozesse von Bedeutung sind, erläutert. Dazu gehören unter anderem die Bodenfeuchtebestimmung und die Saugspannungs-Sättigungs-Kennlinien für die ungesättigte Bodenzone.

4.6.1 Hydraulische Parameter

Für den Strömungsprozess im Grundwasserleiter sind der Strömungswiderstand und die Speicherwirkung des porösen Mediums die wesentlichsten Effekte. Beide Effekte sind abhängig von den geometrischen und mineralogischen Eigenschaften der Bodenarten. Als Maß für die Strömungseigenschaft wurden der Durchlässigkeitskoeffizient und für die Speicherwirkung der Speicherkoeffizient eingeführt. Beide Parameter lassen sich sowohl im Labormaßstab als auch in Feldversuchen ermitteln. Während in den Laborversuchen die Parameter getrennt messtechnisch bestimmbar sind, können bei den so genannten Pumpversuchen im Feldmaßstab diese Parameter nur im Zusammenhang bestimmt werden, da sie im dynamischen Strömungsprozess auch zusammenwirken. Die nachfolgenden Abschnitte 4.6.1.1 und 4.6.1.2 befassen sich mit den Labormethoden.

4.6.1.1 Durchlässigkeitskoeffizient

Der Strömungswiderstand einer Bodenart wird neben den geometrischen Abmessungen des Grundwasserleiters durch den Durchlässigkeitskoeffizient k_f , den k_f -Wert, bestimmt. Damit ist der k_f -Wert auch als spezifischer Strömungswiderstand anzusehen. In Analogie zu elektrischen Widerständen und Rohrnetzsystemen spricht man hier von den hydraulischen Widerständen. Auf Grund der Abhängigkeit dieses Parameters von der kinematischen Viskosität γ ist dieser Wert für eine Wassertemperatur von 10°C definiert. Unter ungesättig-

ten Bodenwasserverhältnissen ist der k_f -Wert vom Sättigungsgrad des Bodens abhängig. Dementsprechend unterscheiden sich auch die Bestimmungsmethoden für die gesättigte und die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit. Im Folgenden soll lediglich auf die laborativen Bestimmungsmethoden eingegangen werden. Dafür müssen zunächst mit Hilfe eines Stechzylinders ungestörte Bodenproben entnommen werden.

Die Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit erfolgt in Form eines Durchflussversuches. Eine wichtige Voraussetzung dafür ist, dass die Bodenprobe vollständig wassergesättigt ist. Um den Einschluss kleiner Luftblasen zu verhindern, sollte die Probe von unten nach oben durchströmt werden. Die prinzipielle Arbeitsweise der beiden Vorrichtungen zur Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, die in der Abbildung 4.74 dargestellt sind, beruhen auf der Verwendung des DARCY-Gesetzes. Die Wassermenge, die in einer bestimmten Zeit durch die Probe geflossen ist, wird bestimmt. Aus der Länge und dem Durchmesser des Zylinders sowie der Differenz der Wasserspiegel (Druckpotential) berechnet sich dann der k_f -Wert. Die Anlage im linken Teil der Abbildung 4.74 arbeitet mit einem konstanten Druckgradienten, die rechts mit einem abnehmenden. Für die Arbeit mit

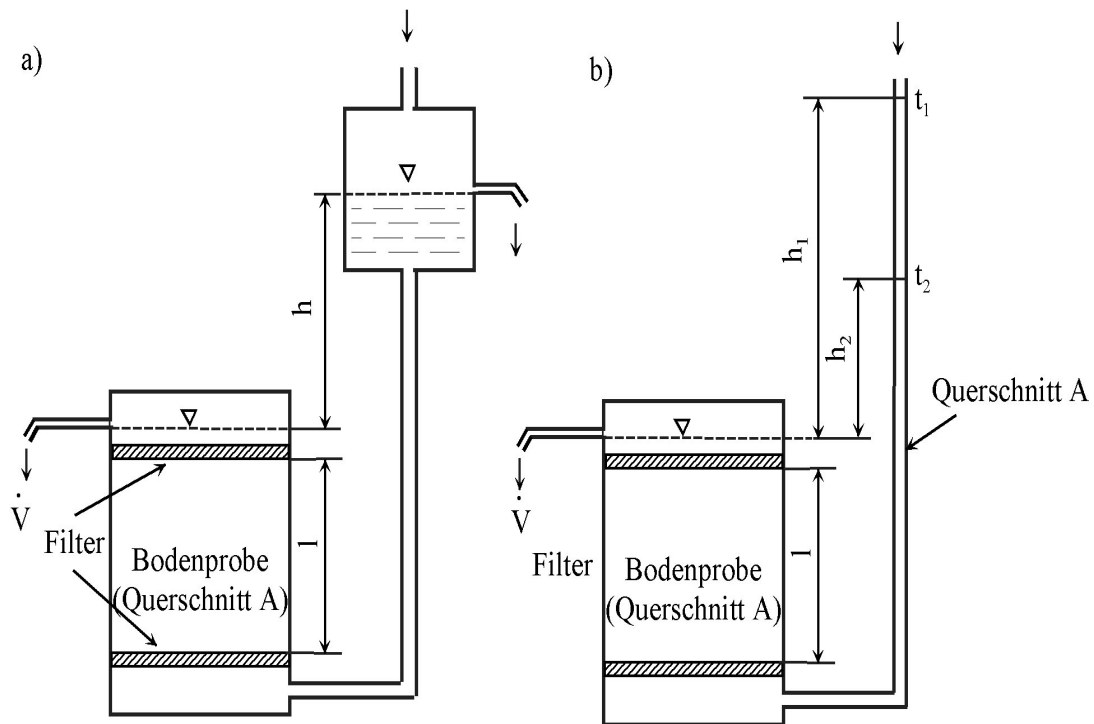


Abbildung 4.74: Versuchsaufbau zur k_f -Wert-Bestimmung nach BEYER

konstantem Druckgradienten gilt:

$$\dot{V} = \frac{dV}{dt} = k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l} \quad (4.56)$$

$$k_f = \frac{dV}{dt} \cdot \frac{l}{A \cdot h} \quad (4.57)$$

Bei Benutzung der Anlage mit veränderlichem Druckgradienten erhält man den k_f -Wert nach:

$$\dot{V} = \frac{dV}{dt} = \frac{a \cdot dh}{dt} = k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l} \quad (4.58)$$

$$k_f = \frac{a \cdot l}{A} \cdot \frac{1}{t_2 - t_1} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (4.59)$$

V	ausströmendes Wasservolumen
t	Zeit
A	Querschnitt der Bodenprobe
a	Querschnitt des Steigrohres
l	Länge der Bodenprobe
h	Differenz der Standrohrwasserspiegel

Moderne k_f -Wert-Bestimmungsanlagen ermöglichen die gleichzeitige Untersuchung mehrerer Proben.

Eine gleichwertige Versuchsanlage zur k_f -Wert-Bestimmung ist in Abbildung 4.75 dargestellt. Unter der Voraussetzung, dass das Wasservolumen (2) groß gegenüber dem austropfenden Wasser ist, gelten hier wieder die Berechnungsformeln für den konstanten Druckgradienten.

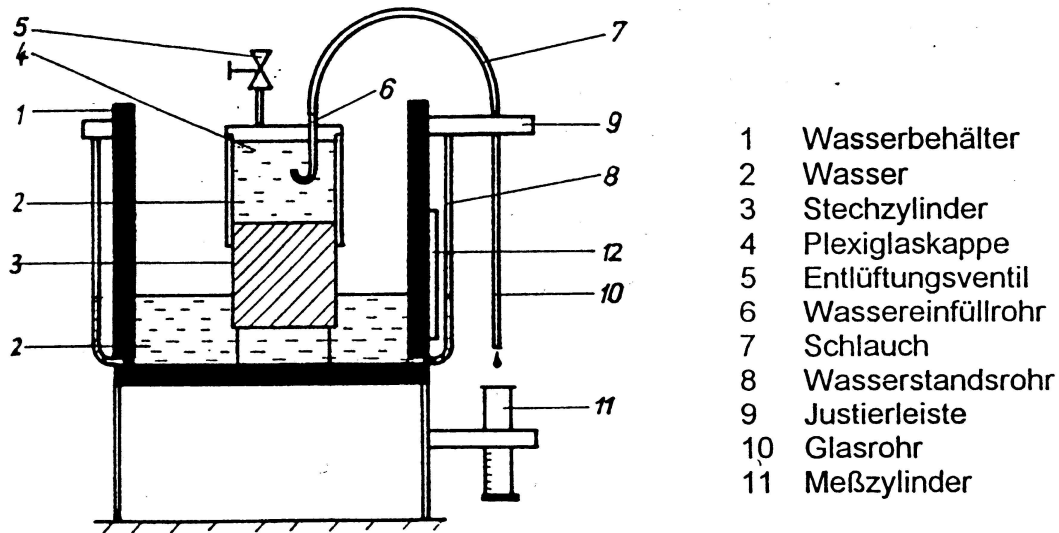
Bei der Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit muss die Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung des Bodens berücksichtigt werden. Die Bestimmung dieser Funktion ist in Abschnitt 4.6.4 Saugspannung-Sättigung erläutert.

4.6.1.2 Speicherkoeffizient

Der Speicherkoeffizient S ist als die Menge Wasser definiert, die durch Druck-Erhöhung/Ver-ringerung vom Grundwasserleiter aufgenommen/abgegeben wird. Wird der Druck um $1m$ auf einer wirksamen Fläche von $1m^2$ (siehe Abbildung 4.76) verändert, so ergibt sich der Spei-cherkoeffizient aus dem Volumen des ausgetauschten Wassers zu einem Volumen von $1m^3$.

$$S = \frac{V_W}{\Delta V} \quad (4.60)$$

Bei den Speicherkoeffizienten unterscheidet man zwischen dem elastischen und dem gravi-metrischen Effekt. Während der elastische innerhalb des Grundwasserleiters auftritt, wirkt


 Abbildung 4.75: Weiterer Versuchsaufbau zur k_f -Wert-Bestimmung

der gravimetrische nur an der freien Grundwasseroberfläche und repräsentiert das entwässerbare bzw. wiederauffüllbare Porenvolumen. Der elastische Speicherkoeffizient wird durch den spezifischen Speicherkoeffizienten S_0 und der gravimetrische durch n_0 bestimmt.

$$S = n \cdot \rho_W \cdot g \cdot D \cdot \left(\beta + \frac{\alpha}{n} \right) \quad (4.61)$$

D	Durchströmte Mächtigkeit
n	Gesamtporosität
g	Erdbeschleunigung
S	Speicherkoeffizient
S_0	spezifischer Speicherkoeffizient
α	vertikale Kompressibilität des Korngerüsts
β	Kompressibilität des Wassers und des Restluftgehaltes
ρ_W	Dichte des Wassers

4.6.1.3 Pumpversuche

Die Auswertung von Pumpversuchen, bei denen z.B. aus einem Brunnen Wasser gefördert und die Absenkung in Abhängigkeit von Ort und Zeit diskontinuierlich registriert wird, ist

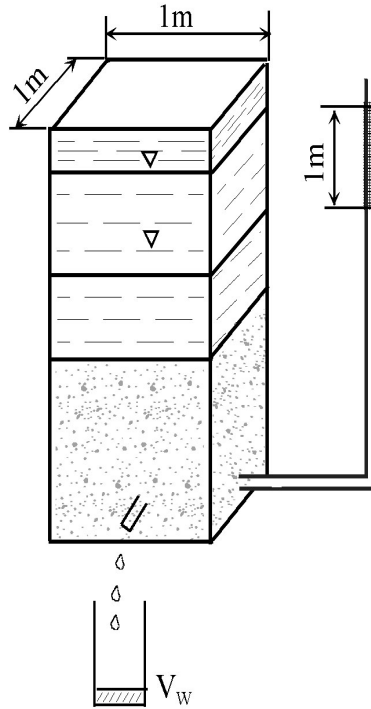


Abbildung 4.76: Schematische Darstellung der Definition des Speicherkoeffizienten

eine sehr aussagekräftige und repräsentative Methode (siehe Tabelle 4.12) zur Ermittlung geohydraulischer Parameter. Sie hat gegenüber den Laborverfahren die Vorteile, dass sie

- an ungestörten Grundwasserleitern durchgeführt wird und
- in der Regel integrale Aussagen über den Grundwasserleiter in dem betrachteten Strömungsfeldabschnitt trifft.

Die Parameterbestimmung von Grundwasserleitern geschieht bei den direkten Laborversuchen an Bodenproben, die mittels Stechzylinder oder aus dem Bohrgut gewonnen werden. Die Nachteile bestehen bei diesem Verfahren zum einen darin, dass nur eine punktuelle Parameterbestimmung in dem normalerweise sehr inhomogenen Grundwasserleiter erfolgt. Zum anderen wird durch die Probenahme das Korngerüst des Bodens zerstört und damit ein anderes Medium labormäßig ausgewertet. Ein dritter Unterschied besteht darin, dass im Labor der gesamte Wassergehalt bestimmt wird, während in der Natur und damit auch beim Pumpversuch nur das entwässerbare Porenvolumen zur Wirkung kommt. Auf Grund des integralen Charakters der Pumpversuche erhöht sich die Repräsentanz der mittels dieses Verfahrens bestimmten Parameter.

Andererseits sind die Pumpversuche wesentlich aufwendiger und teurer als Laboruntersuchungen. Deshalb muss der Versuchsplanung, Durchführung und Auswertung besonderer Wert beigemessen werden. Meist sind auch nur einmalige Versuchsdurchführungen möglich.

Tabelle 4.12: Unterschiede zwischen Pumpversuchsauswertung und Labormethoden

Charaktereigenschaft	Labormethode	Pumpversuchsauswertung
Örtliche Ausdehnung	punktuell	integral
Repräsentanz	klein	groß
Korngerüst	zerstört	ungestört
Speicherkapazität	Gesamtwasservolumen	entwässerbares Volumen

Für die Auswertung solcher Pumpversuche werden in der Praxis besonders zwei Verfahren angewendet:

- die grafischen Verfahren, in der wasserwirtschaftlichen Praxis meist als straight-line-Verfahren bzw. als Verfahren der typischen Kurven bezeichnet und
- die Suchverfahren bzw. die Optimierungsverfahren.

Die Beschreibung dieser beiden Verfahren ist anderen Lehrkomplexen vorbehalten. So werden z.B. im Rahmen der Vorlesung "Wasserwirtschaftliche Systemanalyse" die mathematischen Verfahren und Grundlagen zu den beiden Methoden beschrieben.

4.6.2 Sorption-Desorption

4.6.2.1 Batchversuche

Mit Hilfe von Batchversuchen werden Speicher- und Transformationsprozesse in gestörten oder ungestörten Fest- und Lockergesteinsproben analysiert. Transportprozesse werden dabei nicht berücksichtigt, weshalb die Proben dem REV entsprechen müssen. Man unterscheidet zwischen statischen und dynamischen Versuchen, je nachdem ob die Proben in Bewegung sind oder nicht (siehe Abbildung 4.77). Abbildung 4.78 zeigt den schematischen Ablaufplan eines dynamischen Batch-Test-Systems.

4.6.2.2 Säulenversuche

Bei Säulenversuchen werden neben Speicher- und Transformationsprozessen noch Transport- und Austauschprozesse untersucht. Die Auswertung derartiger Versuche läuft auf eindimensionale (1D) mathematische Migrationsmodelle hinaus. Die Testsäulen sollten daher ein Verhältnis von Länge zu Durchmesser von mindestens 3:1, besser 5:1 (LUCKNER/SHESTAKOV), aufweisen. Die Versuchssäulen sind prinzipiell so aufgebaut, dass die Probe oben und unten durch eine poröse Membran (Keramik- oder Kunststoffplatten) eingeschlossen ist. In den Seitenwänden sind häufig kleine Öffnungen vorhanden, um Tensiometer, TDR-Sonden etc. anbringen zu können. Abbildung 4.79 zeigt die schematische Darstellung einer kompletten Versuchsanlage für den Betrieb mehrerer Säulen. Die Steuerung und Messwerterfassung dieser Anlage erfolgt computergesteuert.

4.6.2.3 Lysimeter

Zur Beurteilung des Wasserhaushaltes eines Standortes und von Speicher- und Umwandlungsprozessen in Böden werden so genannte Lysimeteranlagen genutzt. Ein Lysimeter besteht aus einer seitlich abgeschlossenen Bodensäule. Das Lysimeter ist nach oben hin offen, um es den natürlichen oder Austauschprozessen mit der Atmosphäre (Niederschlag, Evapotranspiration, Deposition, u.a.) auszusetzen. Das am Ende der Säule austretende Sickerwasser wird zur quantitativen und qualitativen Bestimmung aufgefangen. Meistens sind in den Bodenkörper weitere Sensoren (Tensiometer, TDR-Sonden, etc) eingebaut. Man unterscheidet prinzipiell zwischen wägbaren (die Bodensäule steht hierbei auf einer Waage) und nicht wägbaren Lysimetern. Einzig die wägbaren Lysimeter erlauben die Bestimmung der Speicheränderung des Bodenwassers. Abbildung 4.80 zeigt den prinzipiellen Aufbau eines Lysimeters, Abbildung 4.81 eine beispielhafte messtechnische Ausrüstung. Neben den in den Boden eingebauten Lysimetern werden auch oberirdische Lysimeter (siehe Abbildung 4.82) verwendet. Gegenüber dem unterirdischen Einbau besitzen die oberirdischen Lysime-

ter den Nachteil, dass sie mit gestörten Bodenproben gefüllt werden müssen. Gegenüber den Säulenversuchen besitzen sie aber den Vorteil, dass sie natürlichen klimatischen Bedingungen ausgesetzt sind und größere Probenvolumina untersucht werden können.

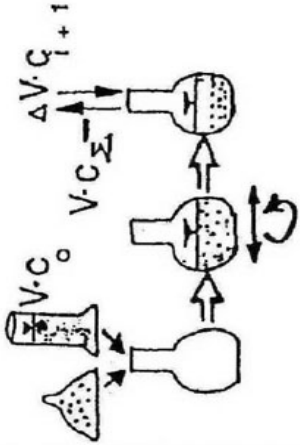
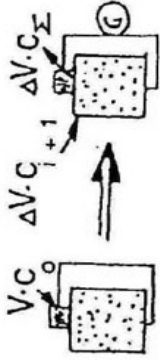
Verfahren	Schemata	Verfahrenseigenschaften
<p>Statischer Batch-Test</p>		<p>Zerstörung der Struktur der Probe, bewegte Feststoff-Phase, bewegte fluide Phase, kein stabiles thermodynamisches Gleichgewicht erzielbar, bei nichtmischbaren Fluiden besteht die Möglichkeit der unnatürlichen Bildung von Emulsionen, nicht verwendbar für fluidgesättigte Testbedingungen, nicht repräsentative Versuchsergebnisse</p>
<p>Dynamischer Batch-Test</p>		<p>Versuche können an gesättigten und optional an ungesättigten Proben durchgeführt werden, nicht bewegte Feststoff-Phase, mittels Pumpe bewegte fluide Phase, dadurch bessere Nachbildung der natürlichen Bedingungen, einsetzbar für nicht bindige bis bindige Erdstoffe, praktisch verwendbar für fluidgesättigte und fluid-ungesättigte Testbedingungen, repräsentative Versuchsergebnisse</p>

Abbildung 4.77: Gegenüberstellung statischer und dynamischer Batchversuche

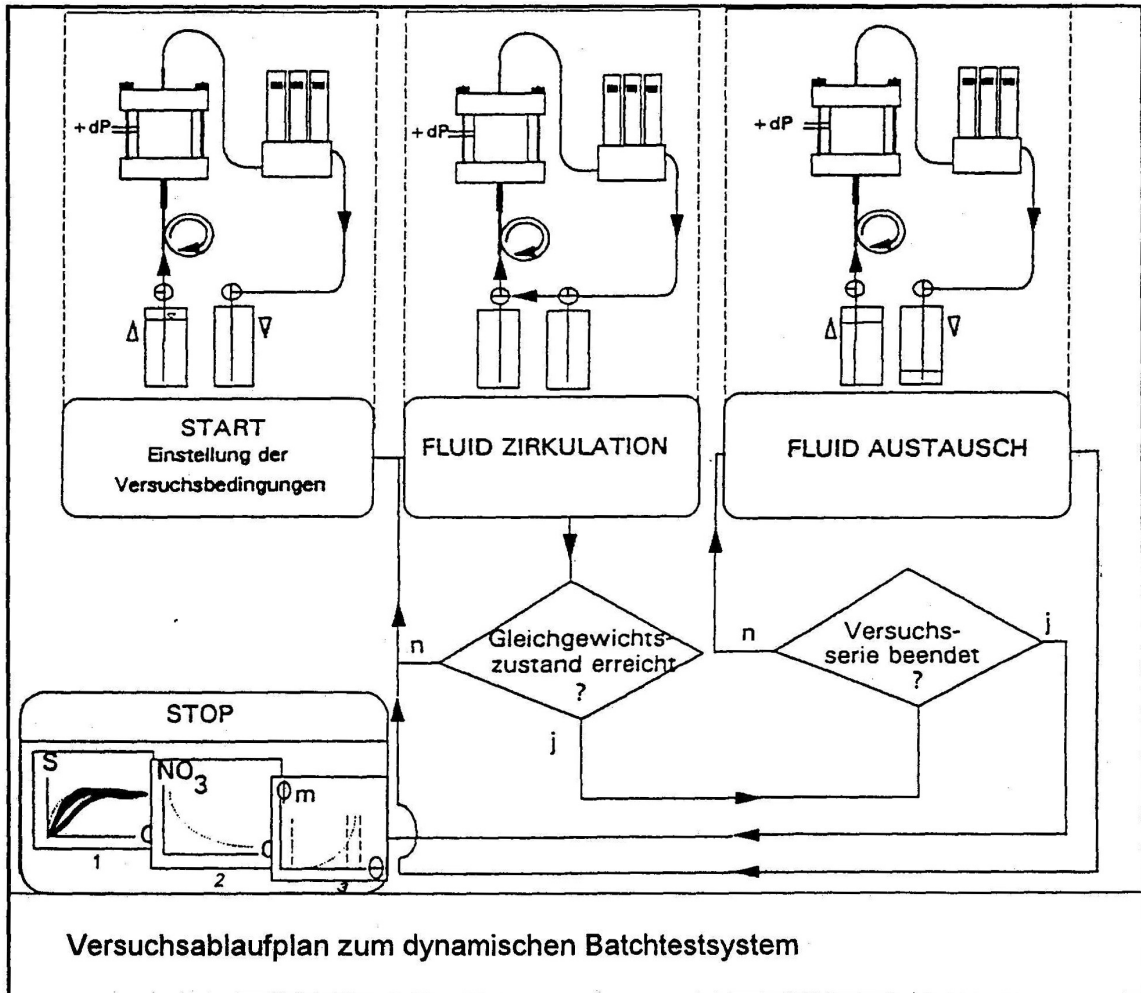


Abbildung 4.78: Dynamische Batch-Versuchsanlage

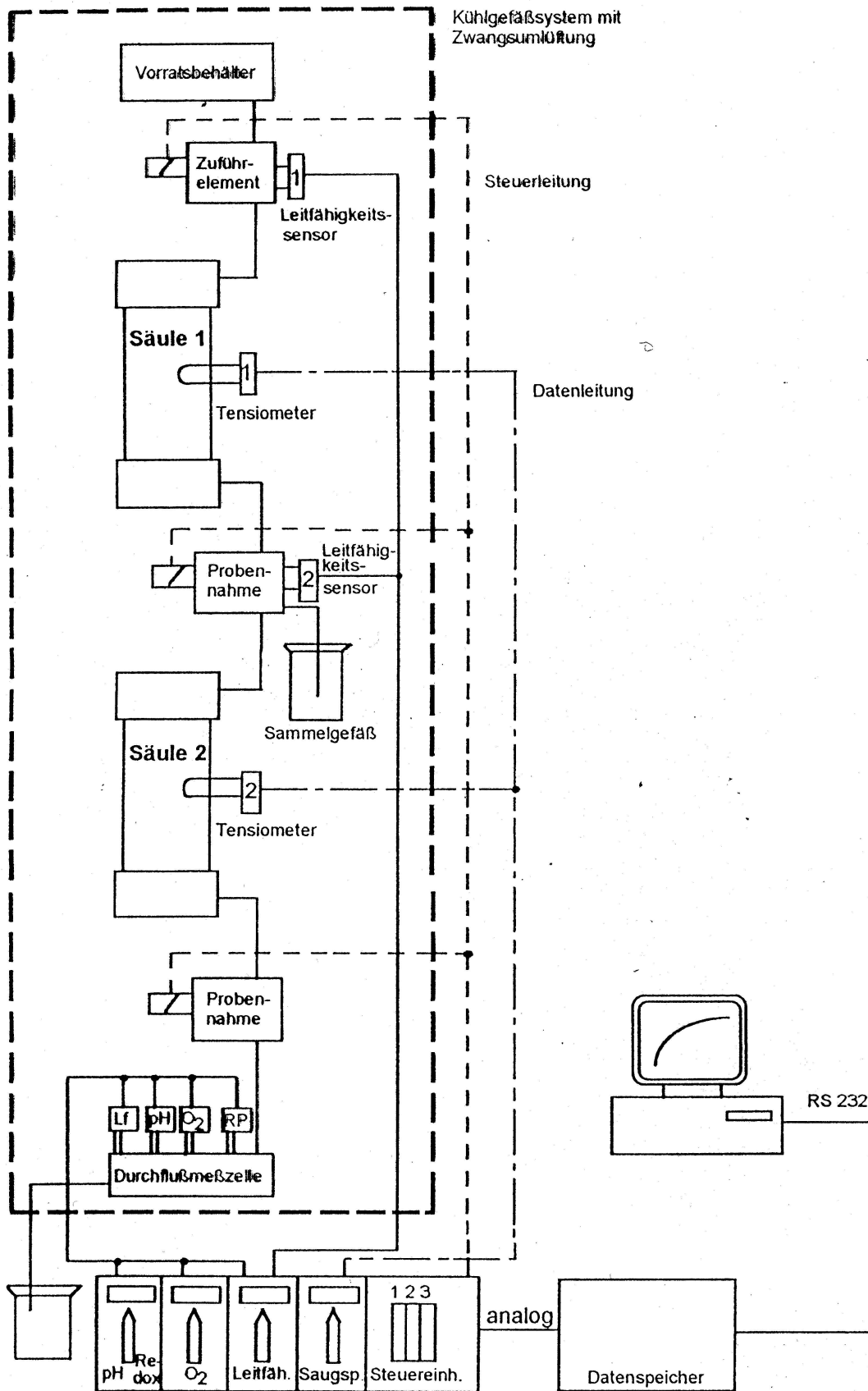


Abbildung 4.79: Schematische Darstellung einer Säulenversuchsanlage

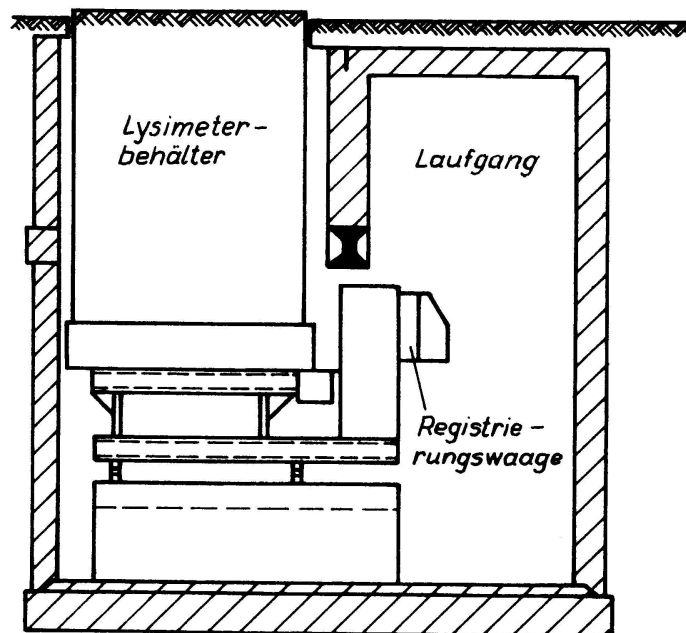
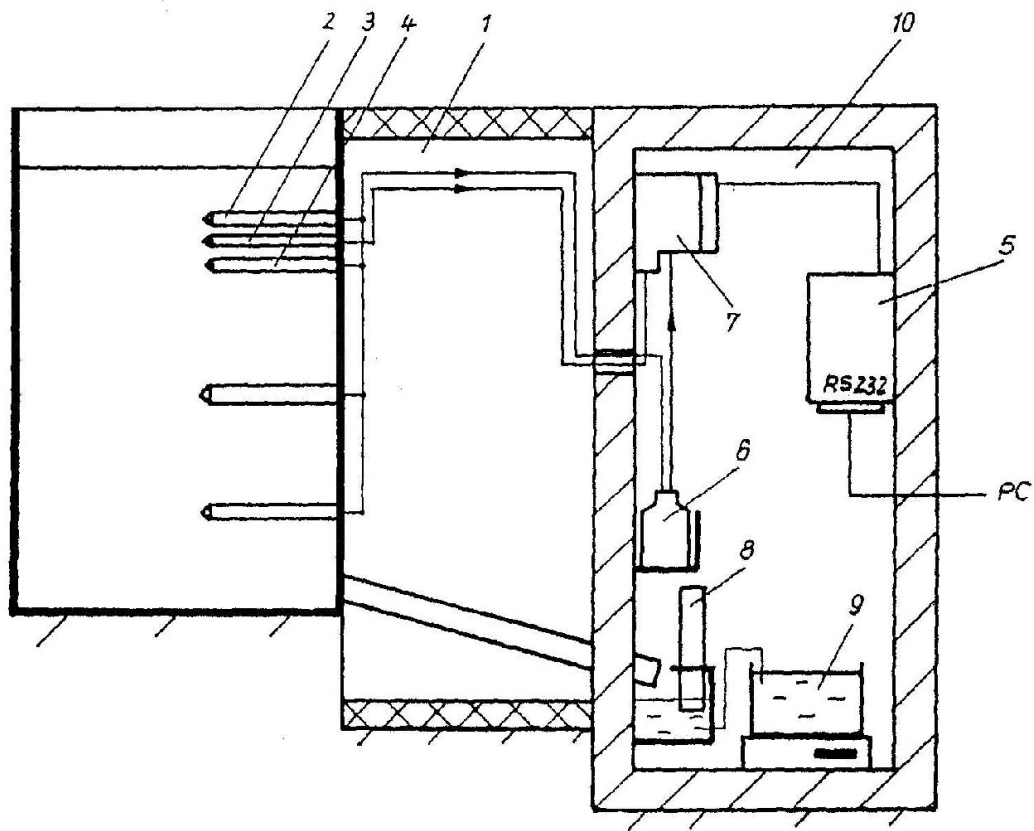


Abbildung 4.80: Wägbares Lysimeter



- | | | | |
|---|----------------------------|----|---|
| 1 | begehbarer Schacht | 6 | Probenflaschen für Bodenwasser |
| 2 | Bodenwassersammler | 7 | Unterdrucksteuerung |
| 3 | Tensiometer | 8 | On-line-Messtechnik (pH, O ₂ , Redox, T) |
| 4 | TDR-Sensorik | 9 | Waage |
| 5 | Datenspeicher (Datalogger) | 10 | Lysimeterschacht |

Abbildung 4.81: Messtechnische Ausrüstung eines Lysimeters

4.6.2.4 Feldversuche

Bei den Transport-, Sorptions- und Abbauprozessen im Boden und im Grundwasserleiter spielt die Maßstabsabhängigkeit eine entscheidende Rolle. Die Vergleichbarkeit mit den realen Naturprozessen nimmt von Batchanlagen (0D) über Säulenversuch (1D) und Lysimeter bis zu den Feldversuchen (3D) zu. Als bewährteste Verfahren im Feldversuch sind die Tracerversuche zu sehen.

4.6.3 Bodenfeuchte

4.6.3.1 Definition der Feuchte

Die Bodenfeuchte wird als Verhältnis des Wasseranteils zu einer Bezugsgröße angegeben. Je nach Bezugsgröße unterscheidet man unterschiedlich definierte Feuchtebegriffe.

Volumetrische Feuchte

$$\Theta_V [\%] = \frac{V_W}{V_{ges}} \cdot 100 \quad (4.62)$$

Θ_V volumetrische Feuchte der Probe in Prozent

V_W Volumen des in der Probe enthaltenen Wassers

V_{ges} Volumen der gesamten Probe inkl. Wasser und Luft

Gravimetrische Feuchte

$$\Theta_{grav.tr} [\%] = \frac{m_W}{m_{tr}} \cdot 100 \quad (4.63)$$

$\Theta_{grav.tr}$ gravimetrische Feuchte der Probe bezogen auf die Trockenmasse in Prozent

m_W Masse des in der Probe enthaltenen Wassers

m_{tr} Trockenmasse der Probe

$$\Theta_{grav.f} [\%] = \frac{m_W}{m_{ges}} \cdot 100 \quad (4.64)$$

$\Theta_{grav,f}$ gravimetrische Feuchte der Probe bezogen auf die Feuchtemasse in Prozent

m_W Masse des in der Probe enthaltenen Wassers

m_{ges} Gesamtmasse der Probe

Trockendichte

$$\rho_{tr} = \frac{m_{tr}}{V_{ges}} \quad (4.65)$$

ρ_{tr} Trockendichte der Probe bezogen auf das Gesamvolumen

m_{tr} Trockenmasse der Probe

V_{ges} Volumen der gesamten Probe inkl. Wasser und Luft

Feuchtdichte

$$\rho_f = \frac{m_{ges}}{V_{ges}} \quad (4.66)$$

ρ_f Feuchtdichte der Probe bezogen auf das Gesamvolumen

m_{ges} Feuchtmasse der Probe

V_{ges} Volumen der gesamten Probe inkl. Wasser und Luft

Beziehung zwischen gravimetrischer und volumetrischer Feuchte

$$\Theta_V = \Theta_{grav,tr} \cdot \frac{\rho_{tr}}{\rho_{H_2O}} \quad (4.67)$$

$$\Theta_V = \Theta_{grav,f} \cdot \frac{\rho_f}{\rho_{H_2O}} \quad (4.68)$$

Θ_{grav} gravimetrische Feuchte

ρ_{tr} Trockendichte der Probe

ρ_f Feuchtdichte der Probe

ρ_{H_2O} spezifische Dichte des Wassers $\rho_{H_2O} = 1 \text{ kg/m}^3$, kann vernachlässigt werden

Die Bodenfeuchte beschreibt den augenblicklichen Zustand des Bodens und den darin gebundenen Wasseranteil. Damit ist noch keine Aussage getroffen über den Zusammenhang zwischen den Druckverhältnissen, der Saugspannung, und dem Wassergehalt des Bodens. Dieser Zusammenhang wird im nächsten Abschnitt 4.6.4 Saugspannungs-Sättigungsbeziehung beschrieben.

Je nach Verwendungszweck sind verschiedene Verfahren zur Bodenfeuchtebestimmung entwickelt worden. Entscheidend ist neben der geforderten Genauigkeit auch, ob sich das Messverfahren für den Labor- oder den Feldversuch eignet. Zu beachten ist die unterschiedliche Aussage von Gewichts- und Massenprozent als Wassergehaltsangabe. Die Tabellen 4.13 und 4.14 zeigen eine Übersicht verschiedener Verfahren zur Bodenfeuchtebestimmung und generelle Aussagen über deren Eignung für verschiedene Einsatzorte und Bodengruppen.

Tabelle 4.13: Verfahren zur Bodenfeuchtebestimmung (nach Stacheder) Teil 1

Verfahren	Labor	Feld	salinare Böden	organ. Böden	inhom. Böden	automat. Erfassung	Tiefenauflösung	Genauigkeit Vol-%	Kosten
gravimetrische Verfahren	++	+	++	0	0	+	++	±0,1	mittel
Tensiometer	0	+	+	+	+	+	+	±1	niedrig
Neutronensonde	-	+	0	0	0	-	-	±1	hoch
Gammasonde	-	-	+	+	0	-	0	±2	hoch
Widerstandsverfahren	-	0	-	0	0	0	-	±5	niedrig
Fernerkundung	-	-	0	+	+	+	-	±10	hoch
TDR - konvent.	++	0	-	0	0	+	0	±2	hoch
TDR - TRIME	++	++	0	0	0	++	0	±1	mittel bis hoch
Kapazitive Verfahren	+	+	+	0	0	++	+	±2	niedrig

++ sehr gut, + gut, 0 mäßig, - schlecht geeignet oder nicht anwendbar

Tabelle 4.14: Verfahren zur Bodenfeuchtebestimmung (nach Stacheder) Teil 2

Verfahren	Vorteile	Nachteile
gravimetrische Verfahren	Referenzmethode, weite Verbreitung rel.einfach, DIN	zeit- und arbeitsaufwendig, destruktiv
Tensiometer	zusätzliche Information zu Bewegung und Verfügbarkeit des Wassers	begrenzter Einsatzbereich, aufwendige Instandhaltung und Kalibrierung, Hysterese
Neutronensonde	schnell, rel. zerstörungsfrei, etabliert, gut erforscht	radioaktiv, Entsorgung, hohe gesetzliche Auflagen, abhängig vom Bodentyp
Gammasonde	gute räuml. Auflösung Dichtemessung möglich	geringe zeitliche Auflösung Beeinflussung durch Dichte
Widerstandsverfahren	relativ einfach, geringe Kosten	boden- und salzgehaltabhängig, geringe Dynamik und Messbereich
Fernerkundung	flächenhafte Messung	Einfluss von Wolken und Vegetation, nur oberflächennah
TDR - konvent.	nahezu zerstörungsfrei, unabh. vom Bodentyp Signal bietet zusätzl.Inf.	aufwendige Auswertung, große Geräte, bedienerunfreundlich, Kabellänge limitiert, Ungenauigkeit bei trockenen Bedingungen und kurzen Sonden, Probleme bei quellenden und schrumpfenden Böden, Kontaktprobleme
TDR - TRIME	s.o., kleine Geräte, bedienerfreundlich, geringer Strombedarf, Messung mit kurzen Sonden unter trockenen Bedingungen, Sonden unabh. von Kabellänge möglich	keine Darstellung des gesamt Impulsverlaufs, Probleme in quellenden und schrumpfenden Böden, Sonden müssen auf jeweiliges Messgerät abgeglichen werden
Kapazitive Verfahren	gute Tiefenauflösung, geringe Kosten	stärkere Abhängigkeit von Bodentyp, stärker beeinflusst von elektr. Leitfähigkeit

In den folgenden Abschnitten werden einige der in den Tabellen 4.13 und 4.14 aufgeführten Verfahren näher beschrieben. Insbesondere wird auf die TDR-Verfahren eingegangen. Die geophysikalischen Verfahren werden in dem entsprechenden Abschnitt 4.7 Geophysikalische Methoden, Seiten 201ff näher beschrieben.

4.6.3.2 Gravimetrie

Ein Standardverfahren zur direkten Bodenfeuchtebestimmung ist die Trocknung (oft auch Gravimetrie genannt) bei einer Temperatur von 105°C bis zur Gewichtskonstanz. Dafür werden das Feuchtgewicht G_f des Bodens vor der Trocknung und das Trockengewicht G_t danach mittels einer Präzisionswaage bestimmt. Aus dem Gewichtsverlust kann der **gravimetrische Wassergehalt** θ_{mG} (in Gew.-%) folgendermaßen bestimmt werden:

$$\theta_{mG} = \frac{G_f - G_t}{G_t} \cdot 100\% \quad [\text{Gew.} - \%] \quad (4.69)$$

Mit der Trockendichte des Bodens ρ_{tr} und der Dichte des Wassers ρ_{H_2O} ist eine Umrechnung in Volumen-% (θ_{mV}) möglich.

$$\theta_{mV} = \frac{\rho_{tr}}{\rho_{H_2O}} \cdot \theta_{mG} \quad [\text{Vol.} - \%] \quad (4.70)$$

Nimmt man eine ungestörte Probe (üblicherweise mittels Stechzylinder), lässt sich mit Hilfe des Volumens des Stechzylinders so der volumetrische Wassergehalt der Bodenprobe ermitteln.

Diese Methode ist vorrangig für Laborversuche geeignet, da sie sehr zeitaufwändig ist. Weiterhin erweist es sich in der Praxis als schwer, eine wirklich ungestörte Bodenprobe zu entnehmen. Durch die Probenahme wird die Bodenmatrix gestört, weshalb sich das Verfahren nicht für kontinuierliche Feldversuche eignet.

4.6.3.3 Neutronensonde

Eine weitere indirekte Methode zur Bestimmung der Bodenfeuchte ist die Neutronenmoderation. Das Verfahren beruht auf den Gesetzen des elastischen Stoßes zwischen Neutronen und anderen Teilchen. Dafür wird ein Beobachtungsrohr in den Boden eingebaut, in das zur Messung eine Sonde eingeführt wird. Kernstück der Sonde bildet eine Neutronenprobe, die Neutronen in den Boden emittiert. Beim Zusammenstoß der sehr schnellen Neutronen mit anderen Teilchen verlieren diese Energie. Auf Grund ähnlicher Massen von Neutron und Wasserstoff-Ion bewirkt dieser Zusammenprall den größten Energieverlust für die Neutronen bei einem Zusammenstoß. Ein in die Sonde eingebauter Detektor misst die thermische Energie der reflektierten langsamen Neutronen. Da Bodenwasser die wichtigste Wasserstoffquelle im Boden darstellt, lässt sich aus der am Detektor gemessenen Neutronenflussdichte der

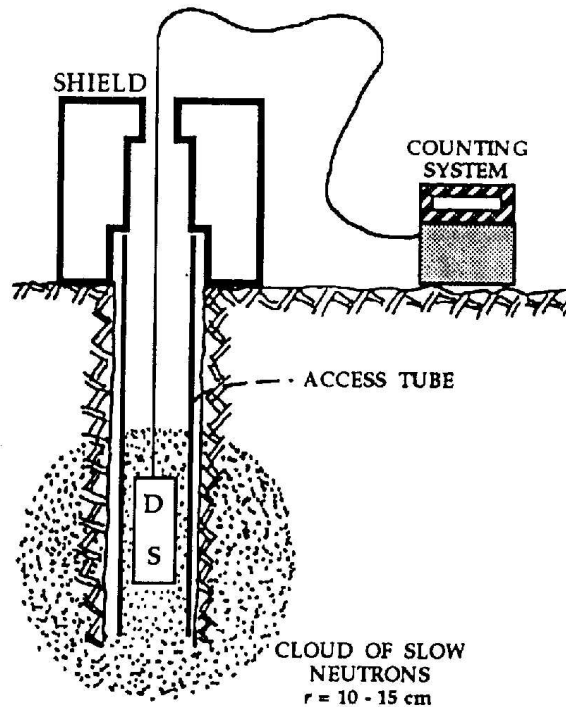


Abbildung 4.83: Darstellung einer Neutronensonde zur Bodenfeuchtemessung (aus KUTÍLEK & NIELSEN, 1994)

Wassergehalt des Bodens ableiten. Neben dem Bodenwasser werden noch Wasserstoffquellen aus Kristallwasser und organischen Stoffen berücksichtigt, worin eine der Fehlerquellen des Verfahrens begründet liegt. Bei dem Vorhandensein von Elementen mit hohem Elektreneinfangquerschnitt (Fe, Mn, Li,...) kann mit einer Unterschätzung des Wassergehaltes, d.h. der wahre Wassergehalt liegt höher als der angezeigte, gerechnet werden. Entscheidend für die Genauigkeit der Messungen ist nicht nur der vorsichtige Einbau des Beobachtungsrohres, sondern vielmehr eine gute Eichbeziehung. Nach dem einmaligen Einbau bleibt der Boden durch die Messung ungestört. Der Radius des kugelförmigen Messvolumens hängt von der Schwächung der Neutronen im Boden und damit indirekt vom Wassergehalt ab und schwankt zwischen 10 bis 15cm (siehe Abbildung 4.83). Ein entscheidender Nachteil ist die durch die Radioaktivität der Neutronenprobe hervorgerufene Gesundheitsgefährdung und der damit verbundene hohe Aufwand für Sicherheitsvorkehrungen.

4.6.3.4 TDR-Sonde

Die **Time Domain Reflectometry** (TDR) ist ein elektrotechnisches Verfahren, welches die Ausbreitungseigenschaften elektromagnetischer Wellen auf elektrischen Leitungen untersucht. Insbesondere wird die Reflexion einer elektromagnetischen Welle am Ende einer Leitung untersucht. Die Reflexionseigenschaft hängt dabei von der Eigenschaft des so-

nannten Abschlusswiderstandes R_L (siehe Abbildung 4.84) ab. Dabei unterscheidet man zwei Extremfälle, die offene ($R_L = \infty$) und die kurzgeschlossene ($R_L = 0$) Leitung, sowie den Sonderfall der Anpassung ($R_L = Z_L$), wobei Z_L als Wellenwiderstand des Kabels bezeichnet wird. Steckt man nun die Kabelenden (siehe Abbildung 4.85) solch einer Leitung in den Boden, so entsteht ein beliebiger Widerstand, dessen Reflexionssignal zwischen den beiden Extremfällen liegt. Aus der Eigenschaften des Reflexionssignals kann dann auf die Bodenfeuchte, bzw. wie weiter unten noch gezeigt wird, auch auf andere Bodeneigenschaften, wie z.B. die Ionenaktivität oder auch die Packungsdichte, geschlossen werden.

Die TDR hat sich als sehr zuverlässige und leicht zu handhabende Methode zur Messung der Bodenfeuchte etabliert. Im Vergleich zu anderen Verfahren, wie z.B. der Trocknungsmethode, bietet die TDR-Technik die Möglichkeit der sehr schnellen und zerstörungsfreien Messung. Gegenüber der Neutronen-Moderation und der Gamma-Abschwächung ist die TDR-Messung wesentlich leichter durchführbar.

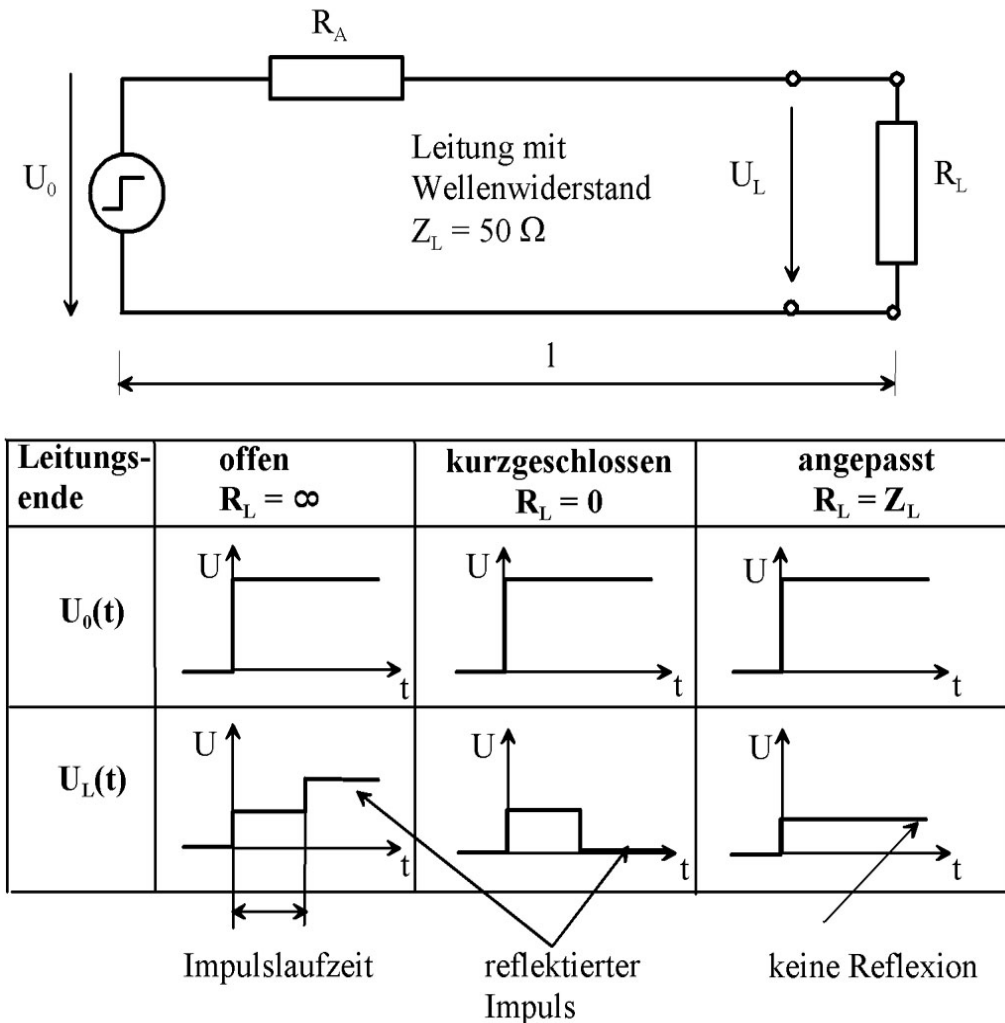


Abbildung 4.84: Prinzip der TDR-Messung

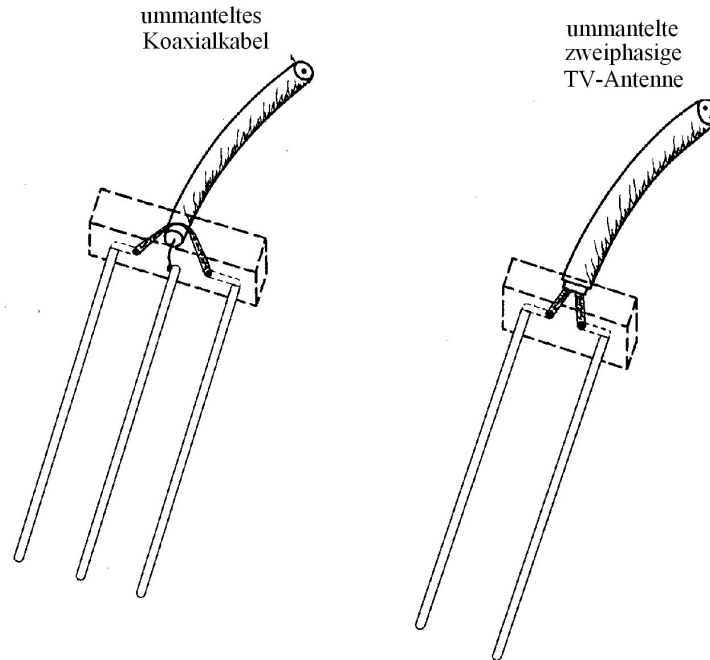


Abbildung 4.85: TDR-Sonden

Physikalische Grundlagen Die Reflexion des elektromagnetischen Signals findet ähnlich der Lichtreflexion an den Grenzflächen zweier Medien mit unterschiedlicher Ausbreitungsgeschwindigkeit statt. Für die elektromagnetische Welle wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit c durch die **Dielektrizitätskonstante** (DK) $\varepsilon = \varepsilon_0 \cdot \varepsilon_r$ und die **Permeabilität** $\mu = \mu_0 \cdot \mu_r$ bestimmt. Dabei wird ε_0 als absolute DK oder **Influenzkonstante** und ε_r als relative DK (siehe auch Kapitel 4.4.1.3 Kapazitive Messwandler, S. 94), entsprechend μ_0 als absolute Permeabilität oder **Induktionskonstante** und μ_r als relative Permeabilität bezeichnet. Die als absolute Konstanten bezeichneten Größen ε_0 und μ_0 gelten für die Bedingungen des Vakuums. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit c im realen Medium ergibt sich damit zu

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r \cdot \mu_r}} \quad (4.71)$$

und ist damit stets kleiner als die Ausbreitungsgeschwindigkeit c_0 im Vakuum, die gleich der Lichtgeschwindigkeit ist. Der Boden hat im Allgemeinen keine veränderliche relative Permeabilitätskonstante μ_r , so dass diese den Wert gleich 1 erhält. Damit ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit c nur von der relativen DK ε_r abhängig.

$$c_{\text{Boden}} = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (4.72)$$

$$c_{\text{Boden}} \sim \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (4.73)$$

Die relative DK ε_r ist stoffspezifisch und auch mehr oder weniger frequenzabhängig. So besitzt Wasser eine für polare Stoffe äußerst hohe DK ($\varepsilon_r = 78$ bei $10^5 - 10^8 \text{ Hz}$)⁽¹⁾. Der Grund dafür liegt in den Wasserdipolen mit der Eigenschaft, sich in einem elektrischen Feld genau entgegengesetzt auszurichten. Verglichen mit der silikatischen Feststoffmatrix, d.h. dem trockenem Korngerüst im Boden ($\varepsilon_r = 3$ bis 5), ist die DK für Wasser stark frequenzabhängig. Es eignet sich der Mikrowellenbereich besonders gut für Wassergehaltsuntersuchungen im Boden, da hier die Unterschiede in den DK außerordentlich groß sind. Von TOPP (nach TOPP et al., 1980) wird folgendes Polynom 3. Grades als Funktion zwischen der relativen Dielektrizitätskonstanten ε_r und der volumetrischen Feuchte Θ_V für mineralische Böden vorgeschlagen.

$$\varepsilon_r = 3,03 + 9,3\Theta_V + 146\Theta_V^2 - 76,7\Theta_V^3 \quad (4.74)$$

Zur Bestimmung der DK muss also die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle entlang einer Leitung bekannter Länge l gemessen werden. Zu diesem Zweck werden zwei oder drei Stäbe (TDR-Sonde siehe Abbildung 4.85) als Verlängerung einer Koaxial-Leitung (siehe Abschnitt 6.1 Zweidrahtleitung) in den Boden eingebracht. Bei einer Rohrsonde sind zwei Aluminiumplatten anstatt der Gabeln in der Sonde montiert. Am Ende der Stäbe wird auf Grund des elektrischen Widerstandes des Bodens, der verschieden vom Wellenwiderstand der Leitung ist, die Welle reflektiert. Mit der gemessenen Laufzeit (Zeit zwischen ausgesendetem und reflektiertem Impuls) kann die Geschwindigkeit und damit die DK berechnet werden.

$$c = \frac{2 \cdot l}{t} = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (4.75)$$

$$\varepsilon_r = \left(\frac{c_0 \cdot t}{2 \cdot l} \right)^2 \quad (4.76)$$

Von der gemessenen DK einer Bodenprobe kann mit der empirischen Beziehung [nach TOPP et al., 1980]

$$\Theta_W = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2}\varepsilon - 5.5 \times 10^{-4}\varepsilon^2 + 4.3 \times 10^{-6}\varepsilon^3 \quad (4.77)$$

direkt auf den volumetrischen Wassergehalt des Bodens geschlossen werden. Dabei ist die Beziehung weitgehend unabhängig von Bodentyp, Dichte, Textur und Salzgehalt. Die Genauigkeit ist hierfür mit $\pm 1,3 \text{ Vol.} - \%$ angegeben [nach STACHEDER]. Weitergehende halbempirische Ansätze berücksichtigen geometrische Anordnung, Lage und Gestalt der einzelnen Phasen innerhalb der Mischphase. Moderne Geräte berechnen unmittelbar den volumetrischen Wassergehalt. Basis der hohen Genauigkeit der TDR ist eine gute Kalibrierung des Gerätes. Für die Sonden wird vom Hersteller ein besonderes Kalibriermedium (z.B. feinste Glasperlen) mitgeliefert. Kritisch ist die Standardkalibrierung für Böden mit hohen Anteilen an Tonschichtmineralen und organischem Substrat.

¹ aus STACHEDER, M. 1996

Die Schwierigkeit bei der TDR-Messung liegt vor allem in der sehr kurzen Laufzeit der elektromagnetischen Wellen auf der Sonde, die im Nanosekundenbereich liegt. Für diese kleinen Zeitdifferenzen sind Hochfrequenz-Impulsgeneratoren und Oszilloskope notwendig. Der reflektierte Impuls wird im "Sampling-Verfahren" abgetastet (siehe Abbildung 4.86). Die Auswertung dieser Kurven ist besonders bei kurzen Laufzeiten, wie sie bei geringer Feuchte und kurzen Sondenstäben auftreten, problematisch und fehlerträchtig. In letzter Zeit hat sich das

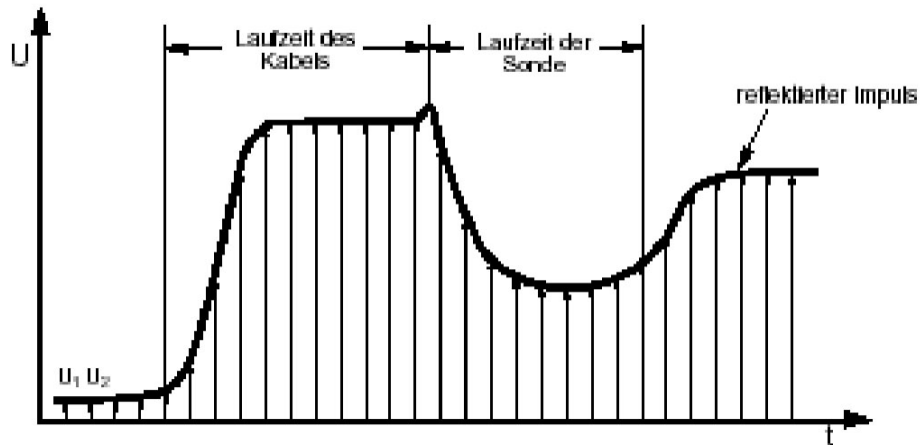


Abbildung 4.86: Impulsmessung nach dem TDR-Sampling-Verfahren

TRIME-Verfahren (Time Domain Reflectometry mit Intelligenten Micromodul Elementen) speziell für die Feuchtemessung in Böden durchgesetzt, bei dem die TDR-Technik sowohl um einen Impulsgenerator als auch um ein Zeitmessgerät mit Oszillator ergänzt ist. Dabei werden die Reflexionsimpulse durch eine direkte Zeitmessung bestimmt, d.h. die einzelnen Punkte des Impulses werden durch Zeitmessung an bestimmten Spannungspegeln ermittelt (siehe Abbildung 4.87). Für diese Art der Messung ist jedoch ein veränderter Kurvenverlauf des Reflexionssignals notwendig. Der ausgesendete Impuls wird entlang der Leitung infolge der Leitungsverluste (OHMSche, kapazitive) gedämpft. Zur Auswertung muss aber der reflektierte Impuls größer als der ausgesendete sein. Die Amplitude des reflektierten, gedämpften Impulses muss deshalb angehoben, d.h. die Dämpfung des Signals muss überwunden werden. Dies geschieht durch eine idealisierte Anpassung des Kabelwellenwiderstandes an den Wellenwiderstand des Bodens. mittels einer Beschichtung der Sondenstäbe mit einem nichtleitenden Material (z.B. PVC). Diese Beschichtung wirkt dämpfungsmindernd und stellt in ihrer Wirkungsweise einen idealen Hochpassfilter dar (siehe Abbildung 4.88). Um die Impulslaufzeit zu messen, ist es nicht notwendig, die gesamte Kurve zu erfassen. Ein spezieller Algorithmus misst nur bestimmte Punkte der Kurve, um zunächst die Amplitude des reflektierten Signals festzustellen. Dazu werden Impulspakete erzeugt, um einen möglichst genauen Mittelwert zu bekommen. Nachdem die Amplitude ermittelt wurde, wird die eigentliche Laufzeit an einem von der Amplitude abhängigen Pegel gemessen (siehe Abbildung 4.89). Dadurch erhöht sich die Genauigkeit insbesondere bei der Messung geringer Feuchten und bei der Verwendung sehr kurzer Sondenstäbe ($l \lesssim 5\text{cm}$). Dieses Messverfah-

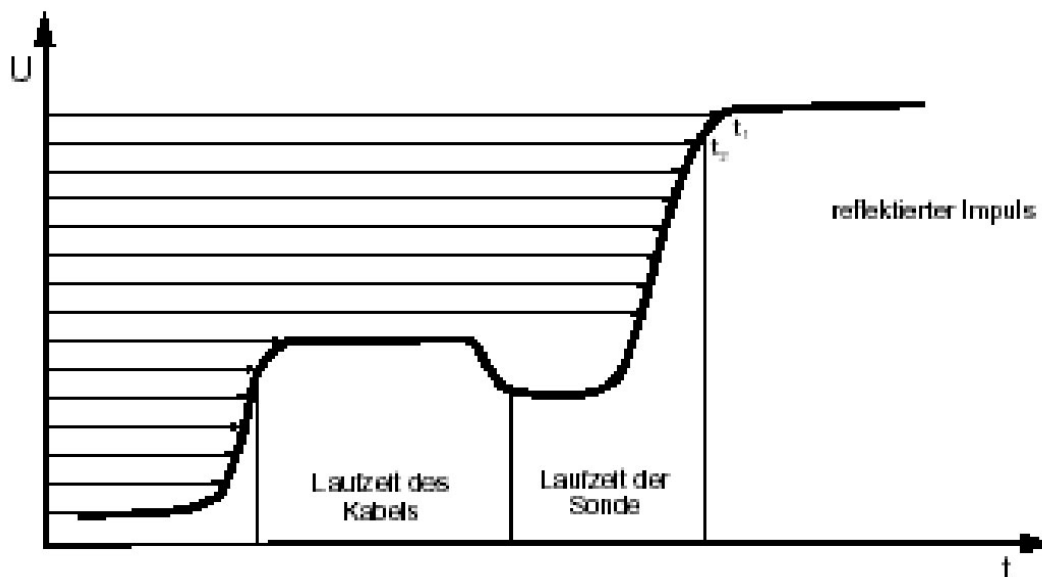


Abbildung 4.87: Impulsmessung nach dem TRIME-Verfahren

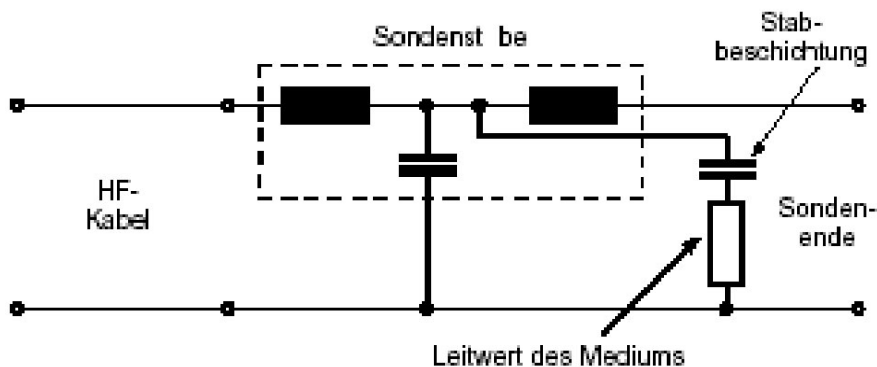


Abbildung 4.88: Ersatzschaltung einer TRIME-Sonde

ren eignet sich sowohl für kontinuierliche Feldmessungen als auch für eine in der Praxis oft geforderte ortsfeste automatische Erfassung.

Da die DK nicht nur vom Wassergehalt des Bodens abhängt, müssen auch noch weitere Einflüsse beachtet werden. Insbesondere haben die Bodenarten, die elektrische Leitfähigkeit, d.h. der Ionengehalt, die Dichte und Luftspalten einen entsprechenden, nicht zu vernachlässigbaren Einfluss.

Bodenarten

Besondere Materialkalibrierungen sind bei sehr tonreichen (Tongehalten $> 50\%$) und bei organikhaltigen Böden (Organik $> 10\%$ wie z.B. Humus, Torf) sowie bei Böden mit sehr geringen Lagerungsdichten ($\rho < 1g/cm^3$) notwendig.

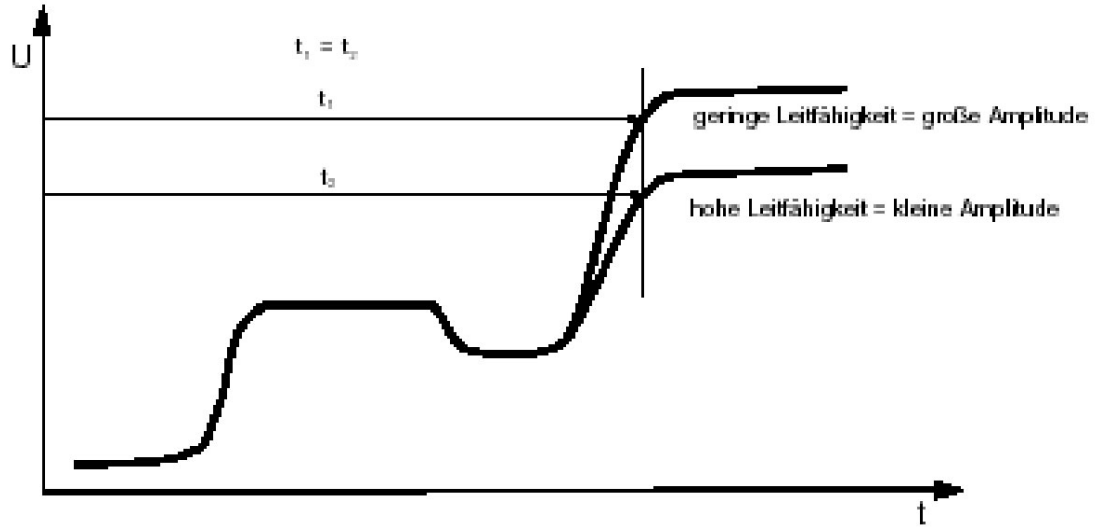


Abbildung 4.89: Amplituden - und Laufzeitmessung nach dem TRIME-Verfahren

Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit wird sowohl von der Konzentration und der Art der gelösten Ionen bestimmt (siehe Abschnitt 4.5.1 Konduktometrie). Aber auch die Anzahl, die Geometrie und der Zusammenhang der Poren in Verbindung mit dem Wassergehalt beeinflussen die Leitfähigkeit. RHOADES beschrieb 1976 dies durch die Formel

$$\sigma_a = \sigma_W \Theta_V T + \sigma_S \quad (4.78)$$

- σ_a elektrische Leitfähigkeit des Bodens
- σ_S Oberflächenleitfähigkeit der Bodenmatrix
- σ_W elektrische Leitfähigkeit der Bodenlösung
- Θ_V volumetrischer Wassergehalt
- T empirischer Transmissionskoeffizient

Der empirischer Transmissionskoeffizient T beschreibt den rotationssymmetrischen Strompfad der Dipolanordnung der Sondenstäbe und die Abnahme der Ionenmobilität nahe der festen-flüssigen Grenzfläche. Die elektrische Leitfähigkeit des Bodens ist meist sehr viel niedriger als die der Bodenlösung.

Dichte

Die Abhängigkeit der TDR-Messung von der Dichte ist geringfügig. Wenn die Dichte des Bodens deutlich höher als die Kalibrierungsdichte ($> 1,7 \text{ kg/dm}^3$) ist, so wird die Feuchte übergewichtet, während bei niedrigen Dichten ($< 1,2 \text{ kg/dm}^3$) ein zu

geringer Wassergehalt gemessen würde. In der Literatur [Firmenschrift IMKO] wird ein Zusammenhang von

$$\Theta_{V-korrig} = \Theta_{V-gemess} - (12,12 \cdot \rho_{Lagerungsdichte} - 17,05) \quad (4.79)$$

angegeben.

Luftspalt

Da die Luft eine wesentlich kleinere DK besitzt als der Boden, wirken sich Luftspalten zwischen Sondenstäben und Boden sehr negativ aus. Es wird ein wesentlich kleinerer Messwert der Bodenfeuchte angezeigt, als das real der Fall ist. Daher sollte immer auf einem möglichst guten Kontakt zwischen Messsonde und Boden geachtet werden.

4.6.4 Saugspannung-Sättigungs-Beziehung

4.6.4.1 Laboranlage zur Ermittlung der Retentionskurven

Während bei der Bestimmung der Bodenfeuchte von einer Größen ausgegangen wird, die den augenblicklichen Zustand des Bodens beschreibt, charakterisiert die Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung, auch Retentionsfunktion genannt, den Zusammenhang zwischen Matrixpotential und Wassergehalt eines bestimmten Bodens. Diese Funktion ist hysteretisch, d.h. sie ist abhängig von der Richtung, in der man sich auf ihr befindet (Be- und Entwässerung) (siehe Abbildung 4.91). In der Abbildung 4.90 wird das Verteilungsverhältnis von Wasser und Luft im Boden entsprechend der Sättigungsgrade Θ_L (Luftsättigung) und Θ_W (Wassersättigung) dargestellt. Die Bestimmung der Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung erfolgt häufig stationär. Dabei wird an die Oberseite der Bodenprobe ein definierter Überdruck angelegt. An der Unterseite befindet sich eine hochporöse Membran. Der Wassergehalt der Bodenprobe stellt sich entsprechend des angelegten Druckes und der Bodencharakteristika ein. Das überschüssige Wasser entweicht durch die poröse Membran und wird in einem Messbecher aufgefangen. Für derartige Untersuchungen werden häufig so genannte Drucktöpfe verwendet. In einen Topf können mehrere Proben eingebaut werden. Um den Verlauf der Funktion nachzubilden zu können, muss sie an mehreren Punkten, d.h. bei verschiedenen Druckstufen, bestimmt werden. Bei der Verwendung von Drucktöpfen müssen von Druckstufe zu Druckstufe jeweils alle Proben ausgebaut, gewogen und wieder eingebaut werden. Alternativ dazu wurde eine pF-Anlage entwickelt. In dieser Anlage wird das Sickerwasser jeder einzelnen Bodenprobe separat aufgefangen und mittels Wägung kontinuierlich bestimmt. Ein entscheidender Vorteil davon ist, dass damit auch die instationären Systemzustände zwischen den verschiedenen Druckstufen betrachtet werden. Zudem entfällt die Wägung zwischen den einzelnen Druckstufen. Die Steuerung der Druckstufen und die Übergabe der Messwerte erfolgt computergestützt (siehe Abbildung 4.92).

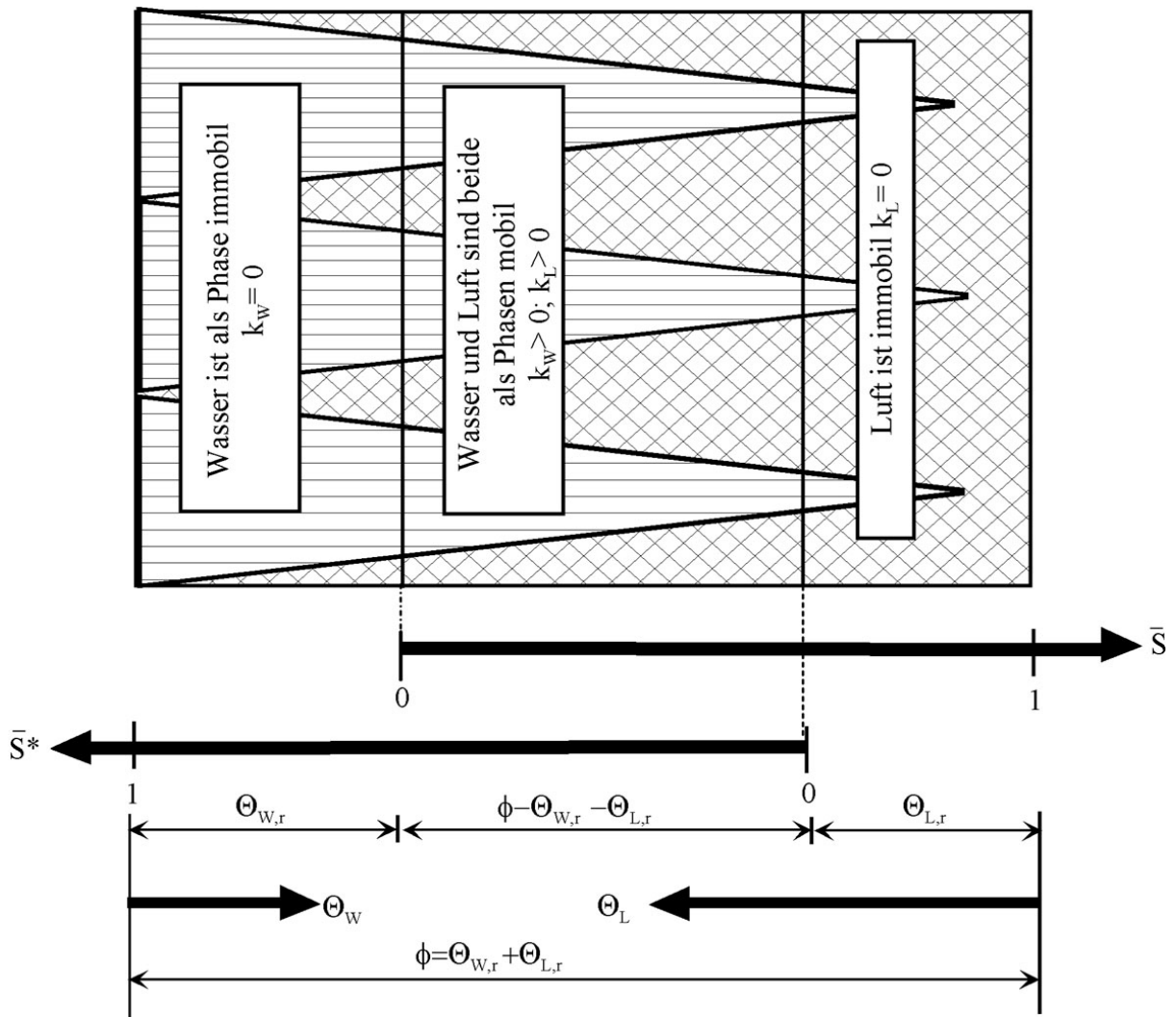


Abbildung 4.90: Zuordnung der Wasser- und Luftverteilung innerhalb des Bodens

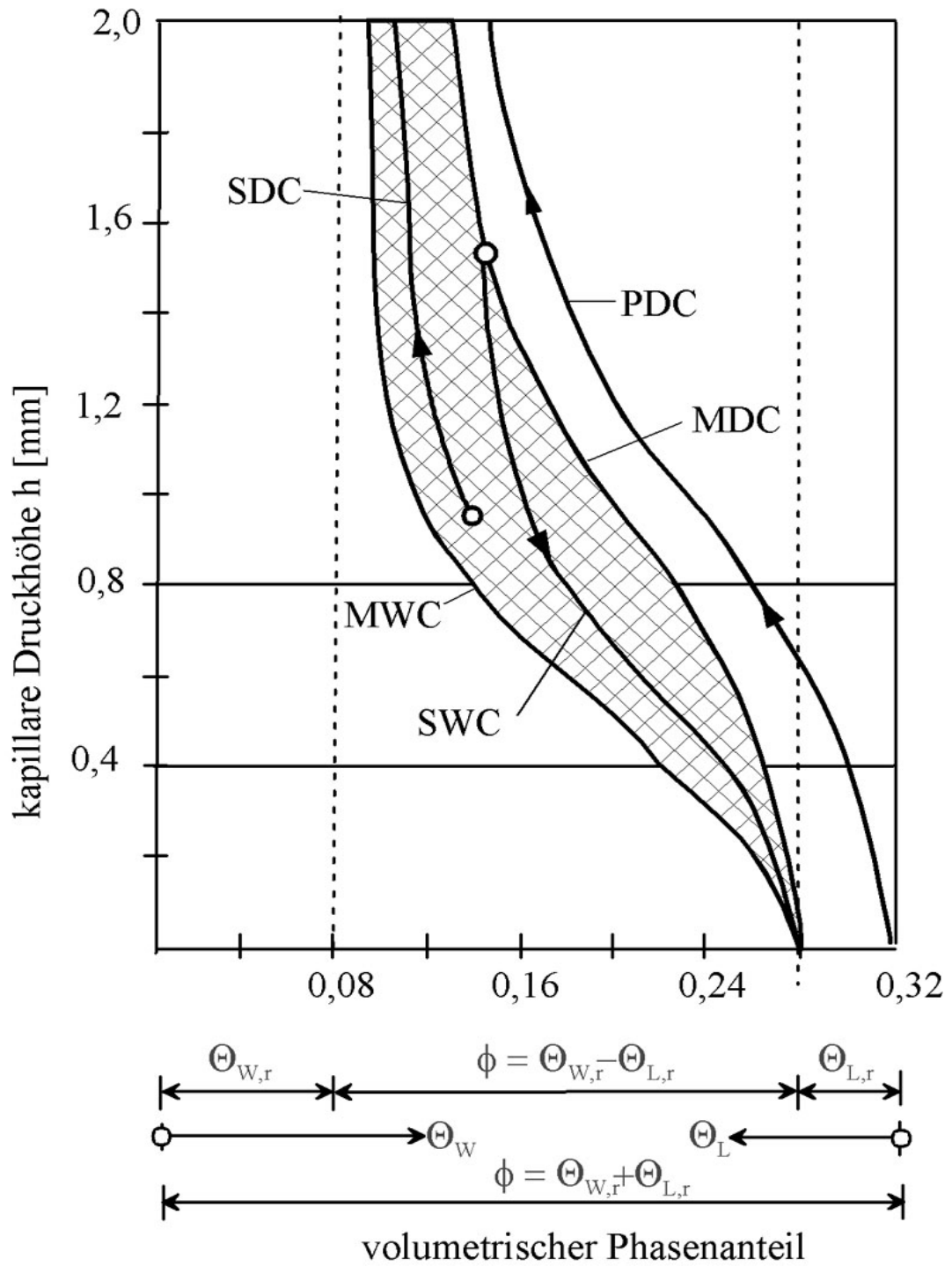


Abbildung 4.91: Darstellung einer typischen Saugspannungs-Sättigungs-Verteilung

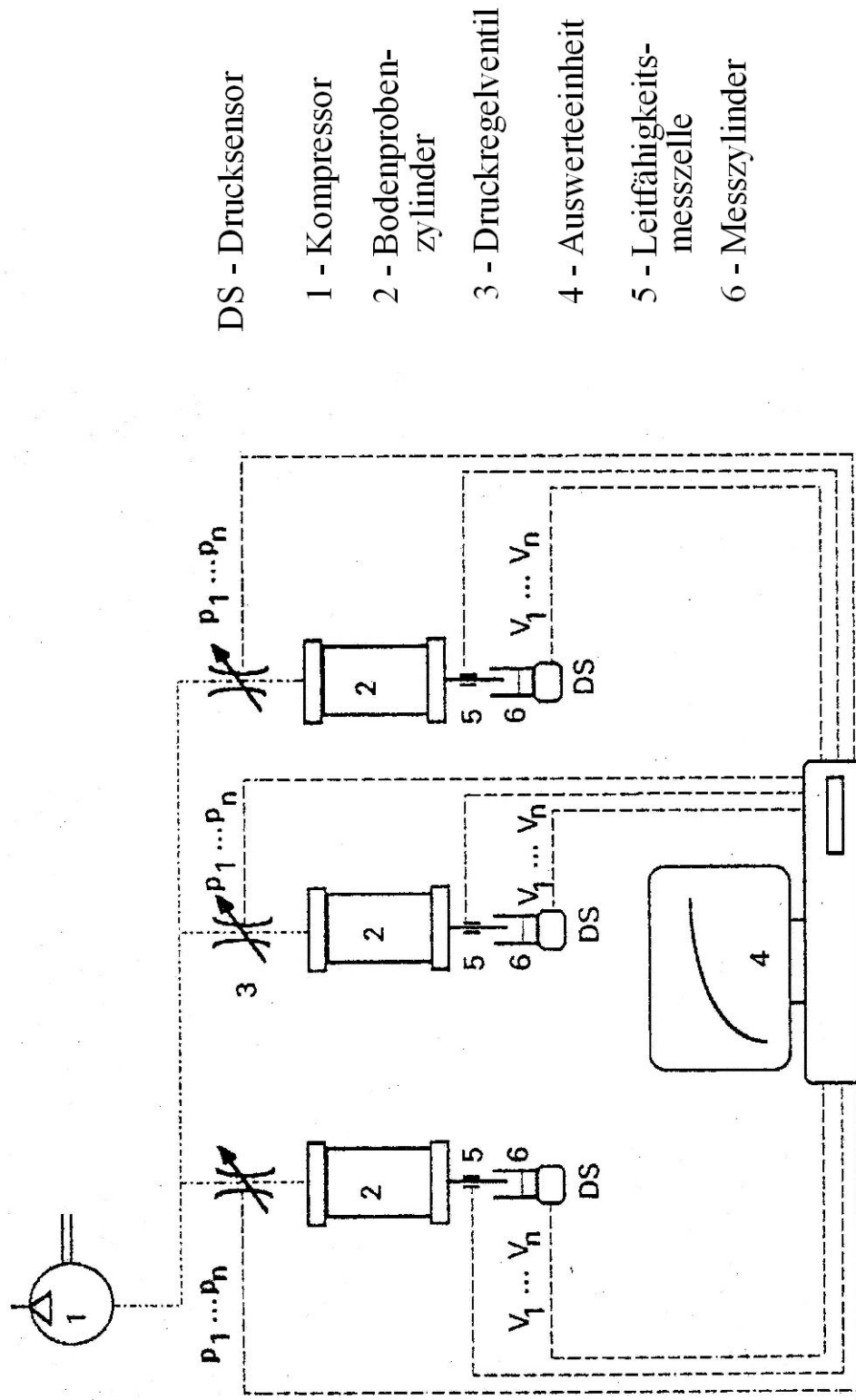


Abbildung 4.92: Anlage zur Bestimmung der Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung

4.6.4.2 Tensiometer

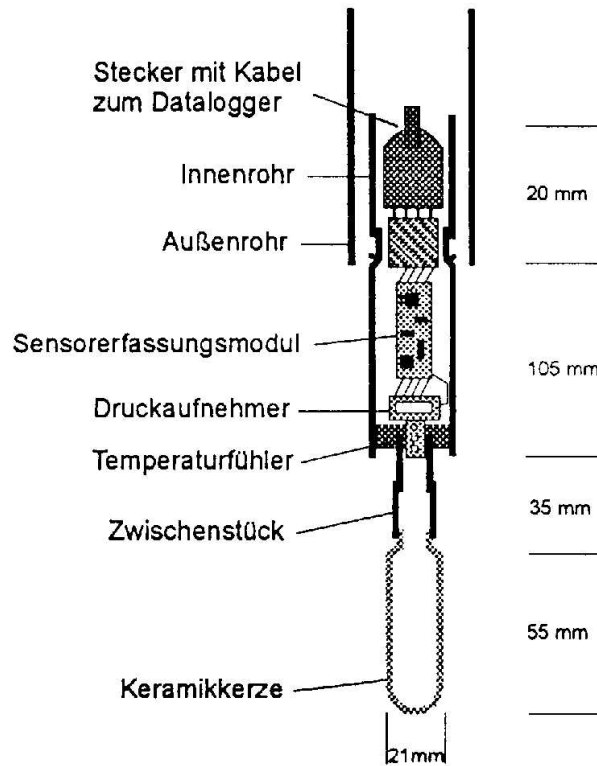


Abbildung 4.93: Aufbau eines Tensiometers mit elektronischem Drucksensor (aus STACHER 1996)

Mit Tensiometern kann die Bodenfeuchte indirekt bestimmt werden. Dabei werden so genannte Saugkerzen (siehe Abbildung 4.93) aus poröser Keramik (siehe auch Abschnitt 3.4, Seite 58) in den zu untersuchenden Boden eingebaut. Danach ist keinerlei Manipulation an dem Boden nötig, wodurch eine störungsfreie Messung garantiert wird. Je nach Wassersättigung und Kapillarität des Bodens entsteht ein Unterdruck (Saugspannung) an der wassergesättigten Kerze. Dieser Druck, resultierend aus Gravitationspotential (abhängig von der Einbauhöhe) und Matrixpotential (abhängig von Porosität und Wassergehalt), wird üblicherweise mit einem Manometer oder einem Drucksensor gemessen. Aus der Saugspannung-Wassergehalts-Beziehung kann auf den Wassergehalt des Bodens geschlossen werden. Die durch Hysterese zwischen fortschreitender und abziehender Feuchtfreie hervorgerufene Uneindeutigkeit dieser Beziehung stellt die größte Fehlerquelle dar.

Dieses Verfahren wird sowohl für Feld- als auch für Laborversuche eingesetzt.

4.6.5 Übungsaufgaben

1. Der k_f - Wert soll im Labor bestimmt werden.
Beschreiben Sie die Methode, die einen konstanten Wasserstand verwendet.
Diskutieren Sie die generellen Nachteile der Labormethoden zur k_f - Wert Bestimmung.
2. Beschreiben Sie verschiedene Verfahren zur Bestimmung von Bodenparametern, die für Transport-, Umwandlungs- und Speicherprozesse im Boden wesentlich sind.
Beschreiben Sie dabei auch die Skalenabhängigkeit dieser Verfahren.
3. Was verstehen Sie unter der Maßstabsabhängigkeit von Bodenparametern?
4. Welche Nachteile besitzen die einfachen Becherglastestverfahren (Eluatversuche)?
5. Der k_f - Wert bzw. T - Wert können sowohl im Feld als auch im Labor bestimmt werden.
Skizzieren und beschreiben Sie diese Methoden.
Stellen Sie Unterschiede, Vor- und Nachteile heraus.
Weshalb sind die im Feld gemessenen Werte kleiner als der arithmetische Mittelwert von Laborwerten?
6. Beschreiben Sie eine Versuchsanordnung zur Bestimmung des Speicherkoeffizienten einer gesättigten Bodenprobe.
Warum hat der Boden eine Speicherwirkung, welche zwei Effekte kennen Sie?

4.7 Geophysikalische Messverfahren

Geophysikalische Untersuchungsmethoden werden häufig für Bereiche wie die Wassererschließung (besonders in schlecht erkundeten Gebieten), für die Erkundung von Erdöllagerstätten und zunehmend für die Erkundung von Altlasten eingesetzt. Gegenüber Erkundungsbohrungen sind sie erheblich billiger und eröffnen die Möglichkeit flächenhafter Untersuchungen. In der Praxis werden häufig verschiedene Verfahren miteinander gekoppelt.

In Tabelle 4.15 wird ein Überblick über verschiedene geophysikalische Messverfahren, speziell Bohrlochmessverfahren, gegeben. Man unterscheidet dabei zwischen passiven Messungen, bei denen natürliche Zustandsgrößen wie z.B. elektrisches Eigenpotential, natürliche Radioaktivität, Druck sowie Temperatur gemessen werden und aktiven Messungen, bei denen dem Boden entsprechende Größen aufgeprägt (eingespeist) werden.

All den geophysikalischen Messmethoden ist gemeinsam, dass die Messung der Zustandsgrößen dazu dient, Aussagen über die Bodenparameter zu treffen.

Der Platz im Rahmen des vorliegenden Lehrmaterials reicht nicht aus, das Gebiet der Geophysik umfassend darzustellen. Es sei deshalb auf die Vielzahl entsprechender Literaturstellen hingewiesen, wovon beispielhaft folgende erwähnt werden sollen (MILITZER und WEBER, 1985, 1987) [Mds94], [Mil85], [Mil87].

Tabelle 4.15: Übersicht geophysikalischer Messmethoden

Geophysikalische Messmethoden	
Passive Messungen	Aktive Messungen
Elektrisches Eigenpotential (SP)	Elektrostatische Felder
Natürliche Gammastrahlung (GR)	Elektromagnetische Felder
Strömungsgeschwindigkeit	Akustische Wellen
Druck	Kernphysikalische Größen
Temperatur	

4.7.1 Seismische Verfahren

Bei den seismischen Erkundungsverfahren nutzt man die Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Druckwellen (²) von der Dichte des Materials, durch das sich die Druckwellen ausbreiten, aus. Je höher die Dichte eines Mediums, desto größer ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit v . Analog zu den Ausbreitungseigenschaften von Licht werden auch seismische Wellen mit einem bestimmten Eintrittswinkel beim Übergang von einem dünneren zu einem dichteren Medium reflektiert. Mit der in Abbildung 4.94 vereinfacht dargestellten Anordnung können auf Grund dieser Gesetzmäßigkeiten die Dichte des Un-

² Man unterscheidet zwischen P - Wellen (pressure waves) und S - Wellen (shear waves).

tergrundes und die Lage von Schichtgrenzen bestimmt werden. Dabei werden an einer bestimmten Stelle seismische Wellen (mechanische Schwingungen - pressure wave) erzeugt. diese Wellen breiten sich direkt am Erdboden aus und werden aber auch an der Schichtgrenze reflektiert. Die Reflektionswellen haben eine Stärke, die vom Verhältnis der Ausbreitungsgeschwindigkeiten (v_1 und v_2) in den beiden Bodenschichten abhängt. Die Auswertung erfolgt durch Geophone, die die Stärke der seismischen Wellen messen. Durch Veränderung der Erregungsstelle und der Messstelle lässt sich die Lage der Schichtgrenze hinsichtlich der Tiefe und der x-y-Abhängigkeit feststellen.

Aus der Laufzeit der direkten seismischen Welle und der reflektierten Wellen kann auf das Verhältnis der Ausbreitungsgeschwindigkeiten , auf die Entfernung vom Erregungsort und auf die Lage der Schichtgrenze geschlossen werden.

$$i = \sin^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2} \right) \quad (4.80)$$

$$t_{dir} = \frac{x}{v_1} \quad (4.81)$$

$$t_{refl} = \frac{x}{v_2} + \frac{2 \cdot z \cdot \cos(i)}{v_1} \quad (4.82)$$

i	Intensität der reflektierten Welle
x	Abstand zwischen Geophon- und Erregerstandort
z	Tiefe der Schichtgrenze
t_{dir}	Laufzeit der direkten Welle
t_{refl}	Laufzeit der reflektierten Welle
v_1	Ausbreitungsgeschwindigkeit in der oberen Bodenschicht
v_2	Ausbreitungsgeschwindigkeit in der darunterliegenden Bodenschicht

Mit diesem Verfahren erhält man mit vergleichbar geringem Aufwand Informationen zum Material des Untergrundes und zur Lage von Schichtgrenzen (sofern das Unterliegende eine höhere Dichte aufweist).

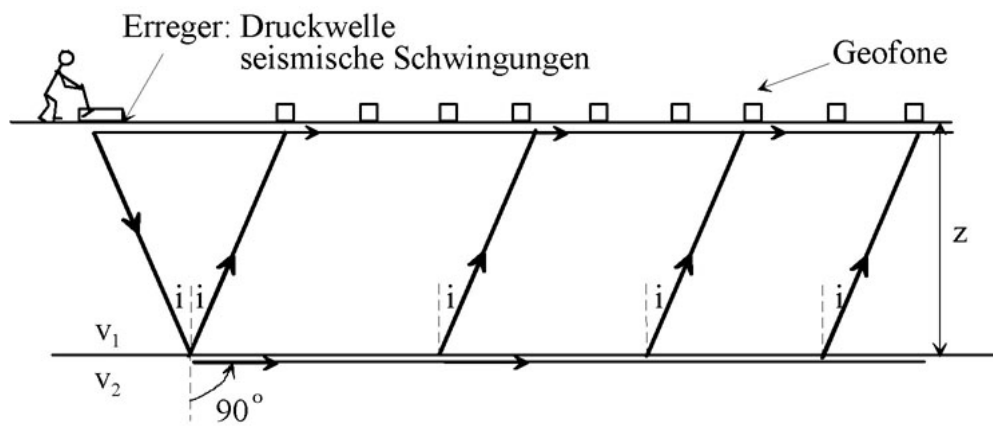


Abbildung 4.94: Schematische Darstellung der Wellenausbreitung bei seismischen Erkundungsverfahren

4.7.2 Geoelektrische Verfahren

Die Geoelektrik ist ein Teilgebiet der Geophysik. Im Folgenden soll der Schwerpunkt auf die geoelektrischen Verfahren, d.h. auf die Messung des elektrischen Eigenpotentials oder der elektrostatischen Felder, gelegt werden.

Bei den geoelektrischen Verfahren nutzt man die unterschiedliche elektrische Leitfähigkeit verschiedener Materialien. Diese Leitfähigkeit entsteht durch die Ionen, die zum einen vom Dipolcharakter des Wassers herrühren und als Eigenleitfähigkeit des Wasser bezeichnet wird, zum anderen geben die verschiedenen Bodenarten unterschiedliche Ionen und unterschiedliche Konzentrationen von Ionen an das Wasser ab (siehe Abschnitt 4.5.1, Seite 126). Je nach Anordnung der Elektroden unterscheidet man Bohrlochverfahren und Oberflächenverfahren. Wegen des verhältnismäßig geringen Aufwandes werden geoelektrische Verfahren zunehmend bei der Erkundung von Altlasten eingesetzt.

Grundlage ist das OHMsche Gesetz und die Definitionsgleichung des OHMschen Widerstandes bzw. des Leitwertes. Im Gegensatz zu der einfachen Definition des OHMschen Widerstandes, die nur für das homogene elektrische Potentialfeld gilt, muss hier mit den differentiellen Gleichungen gearbeitet werden, da das Potentialfeld sich räumlich ausbildet und meist keine definierten Grenzen aufweist. Aus diesem Grund muss bei der Anwendung geophysikalischer Verfahren ⁽³⁾ stets geprüft werden, in wieweit das Ergebnis integrale Aussagen über die Bodeneigenschaften enthält. In der Gleichung 4.83 ist zu erkennen, dass der spezifische Widerstand integrativ in den zu bestimmenden Widerstand eingeht. In den meisten Fällen kann man davon ausgehen, dass sich das elektrische Feld nur in einer Halbebene innerhalb eines Dipols ausbildet.

$$R = \frac{U}{I} \quad (4.83)$$

$$G = \frac{I}{U}$$

$$R = \frac{\int E \cdot dl}{\iint S \cdot dA} \implies \frac{\int \rho \cdot S \cdot dl}{\iint S \cdot dA}$$

$$G = \frac{\iint S \cdot dA}{\int E \cdot dl} \implies \frac{\iint S \cdot dA}{\int \frac{1}{\kappa} \cdot S \cdot dl}$$

³ gilt auch für die seismischen Verfahren

E	elektrische Feldstärke
G	Leitwert des Bodens zwischen den Elektroden in dreidimensionaler Ausbreitung
I	in den Boden eingespeister Strom
R	Widerstand des Bodens zwischen den Elektroden in dreidimensionaler Ausbreitung
S	Stromdichte
U	oberirdisch gemessener Spannungsabfall zwischen zwei Elektroden
ρ	spezifischer Widerstand
\varkappa	spezifische Leitfähigkeit

In Tabelle 4.16 sind für einige typische Bodenarten, Gesteine und Wässer die spezifischen Widerstandswerte aufgeführt. Aus den aufgeführten Werten kann man ersehen, dass für die meisten Bodenarten ein großer Variationsbereich vorliegt. Die Bereiche des spezifischen elektrischen Widerstand verschiedener Bodenarten überlappen sich. Der Variationsbereich ist meist abhängig vom Wassergehalt des Bodens. Trotz der Variationsbreiten lassen sich in den meisten Fällen die Schichtgrenzen gut erkennen.

Aus der Strom-Spannungs-Relation zwischen zwei Elektroden kann man somit auf die Bodenart schließen. Im Gegensatz zur Konduktometrie (siehe Abschnitt 4.5.1) wird bei der Geoelektrik mit Gleichspannung bzw. -strom gearbeitet. Die dabei verwendete Gleichspannung muss wesentlich größer sein als die Potentialanteile, die durch galvanische Effekte im Boden herrschen. Andererseits darf aus arbeitsschutztechnischen Gründen die Spannung nicht zu groß gewählt werden, damit keine Gefahr für den Menschen besteht, d.h. die verwendete Spannung oder der erzeugte Spannungsabfall, darf nicht größer als $U = 42V$ sein.

Aus den Gleichungen 4.83 ist zu erkennen, dass es praktisch unmöglich ist, die spezifischen elektrischen Bodenparameter zu bestimmen, da es nicht möglich sein wird, die Ausbreitungsbedingungen des elektrischen Potentialfeldes zu bestimmen und damit die Integrale zu lösen. Aus diesem Grund handelt es sich bei den geoelektrischen Verfahren stets um Relativmethoden, die durch andere Versuchsanordnungen zur Bestimmung der Bodenparameter ergänzt werden müssen. In Tabelle 4.17 wird beispielhaft für einige Bodenarten der Zusammenhang zwischen den gemessenen Widerstandswerten und den Bodenparametern, wie Porosität und Durchlässigkeitskoeffizient, aufgeführt. Unabhängig von dieser Einschränkung sind sie ein unverzichtbarer Bestandteil der Messtechnik von geohydraulischen Untersuchungsmethoden.

Tabelle 4.16: Spezifische elektrische Widerstände für verschiedene Bodenarten

Bodenart	spez. elektrischer Widerst. in $[\Omega m]$
Ton	5 – 10
Sand	50 – 400
Kies	150 – 500
Schiefer	100 – 10000
Basalt	10 – 50000
Granit	100 – 50.000
Kalk und Dolomit	100 – 10000
Meerwasser	> 0,2
Oberfl.- und Grundwasser	10 – 300
Tiefenwässer	0,05 – 10
Grenzwert für Trinkwasser	2 – 6

Tabelle 4.17: Zuordnung von spezifischem Widerstand und Bodenparameter

Bodenart	Gesamtporosität	Effektive Porosität	Permeabilität in $[m/s]$	spezifischer Widerstand in $[\Omega m]$
Kies	0,45	0,35	$3 \cdot 10^{-3}$	200
Kies-Sand-Gemisch	0,35	0,20	$1 \cdot 10^{-7}$	160
Sand	0,40	0,30	$6 \cdot 10^{-6}$	125
Lehmhaltiger Sand	0,32	0,32	$1 \cdot 10^{-11}$	60
Lehm	0,36	0,03	$3 \cdot 10^{-10}$	30
Ton	0,47	0,00	$5 \cdot 10^{-12}$	10

4.7.2.1 Bohrlochverfahren

Bei den Bohrlochverfahren geht es um die Bestimmung der verschiedenen Bodenschichten hinsichtlich der Bodenart und deren geometrischer Lage. In diesem Zusammenhang wird der Begriff "Log" verwendet. Dieser Begriff impliziert, dass eine physikalische Größe, hier der elektrische Widerstand, in Abhängigkeit von der Tiefe aufgezeichnet wird (siehe Abbildung 4.95). Zu diesem Zweck wird die Messanordnung tiefenorientiert angeordnet und meist das Bohrloch kontinuierlich über die Tiefe vermessen. Neben den geoelektrischen Verfahren werden z.B. auch thermische und seismische Verfahren benutzt. Die grundlegenden Bedingungen der Bohrlochgeoelektrik sind bereits oben beschrieben. Die einzelnen Verfahren unterscheiden sich in der Elektrodenanordnung und den damit verbundenen Auswerteverfahren (siehe Abbildung 4.96 bis 4.99).

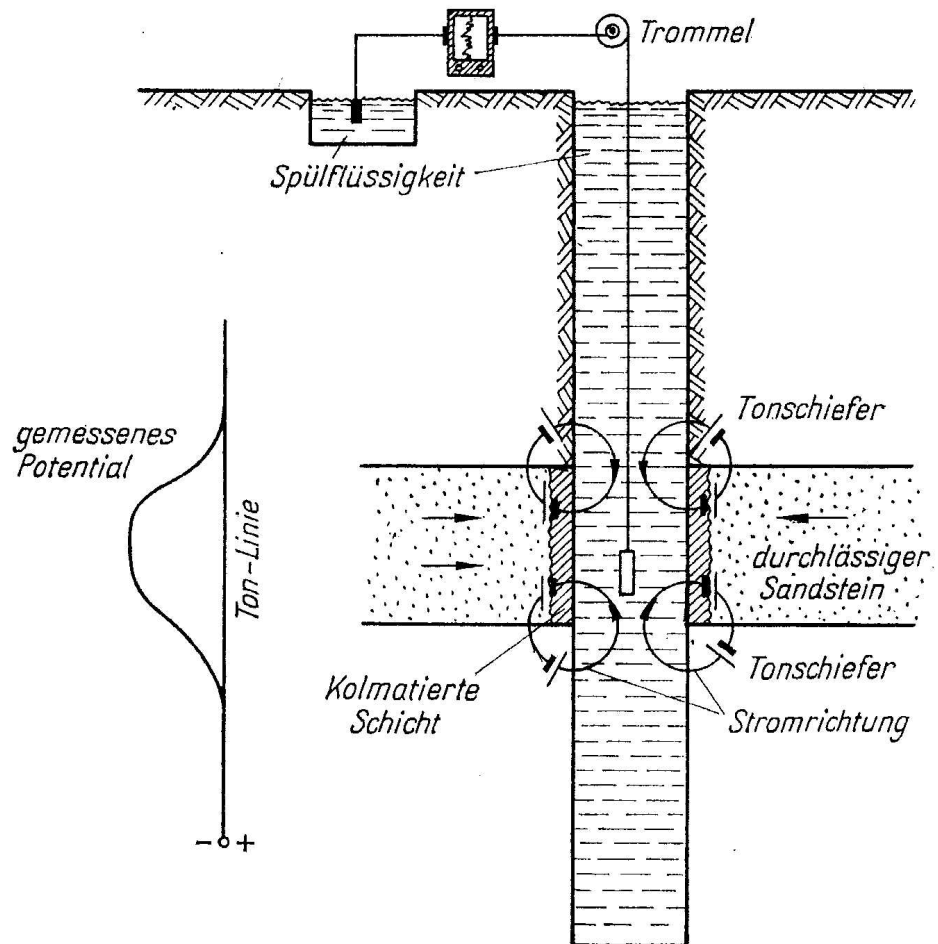


Abbildung 4.95: Schema der Potentialmessung in Abhängigkeit von der Tiefe

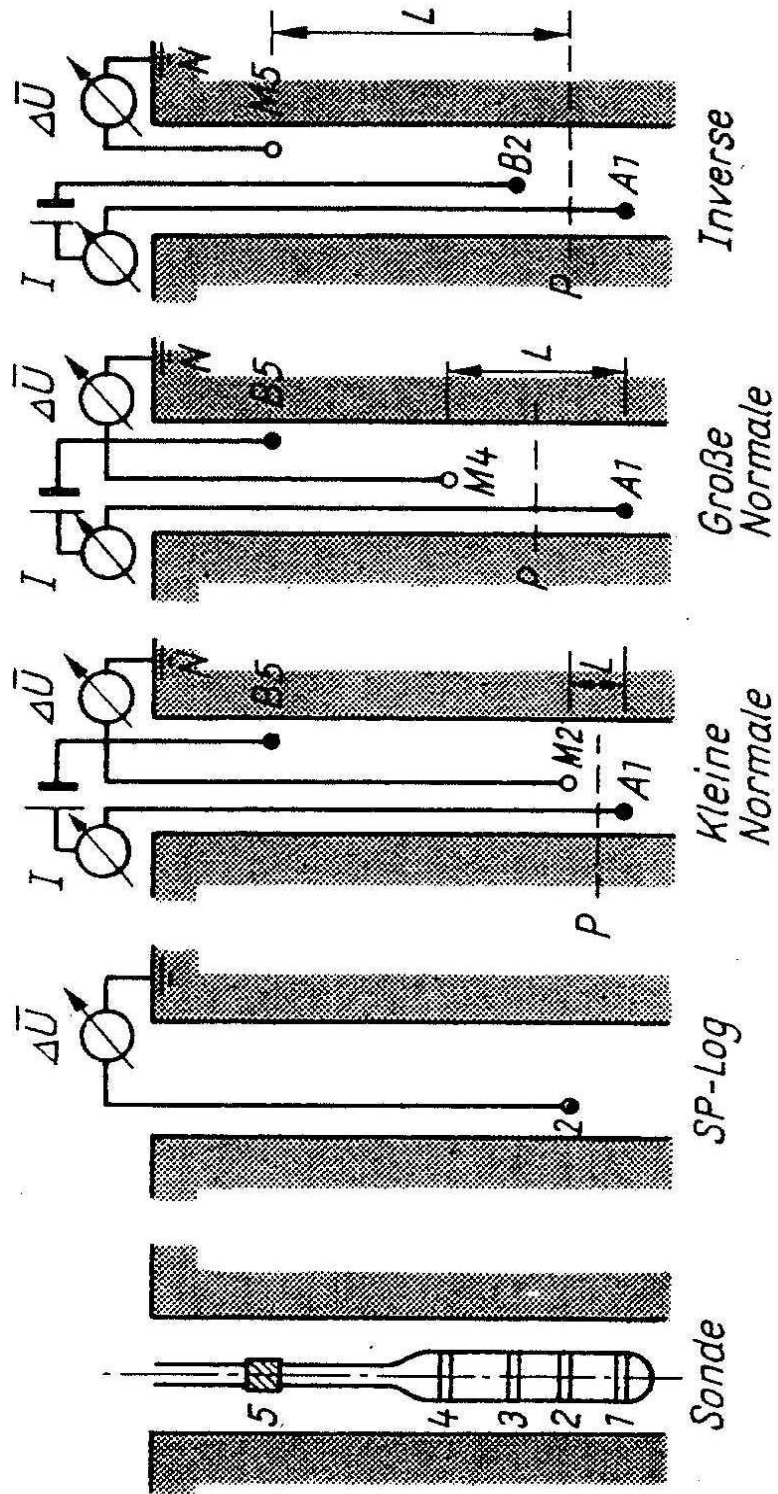


Abbildung 4.96: Schema verschiedener Widerstandsmessanordnungen

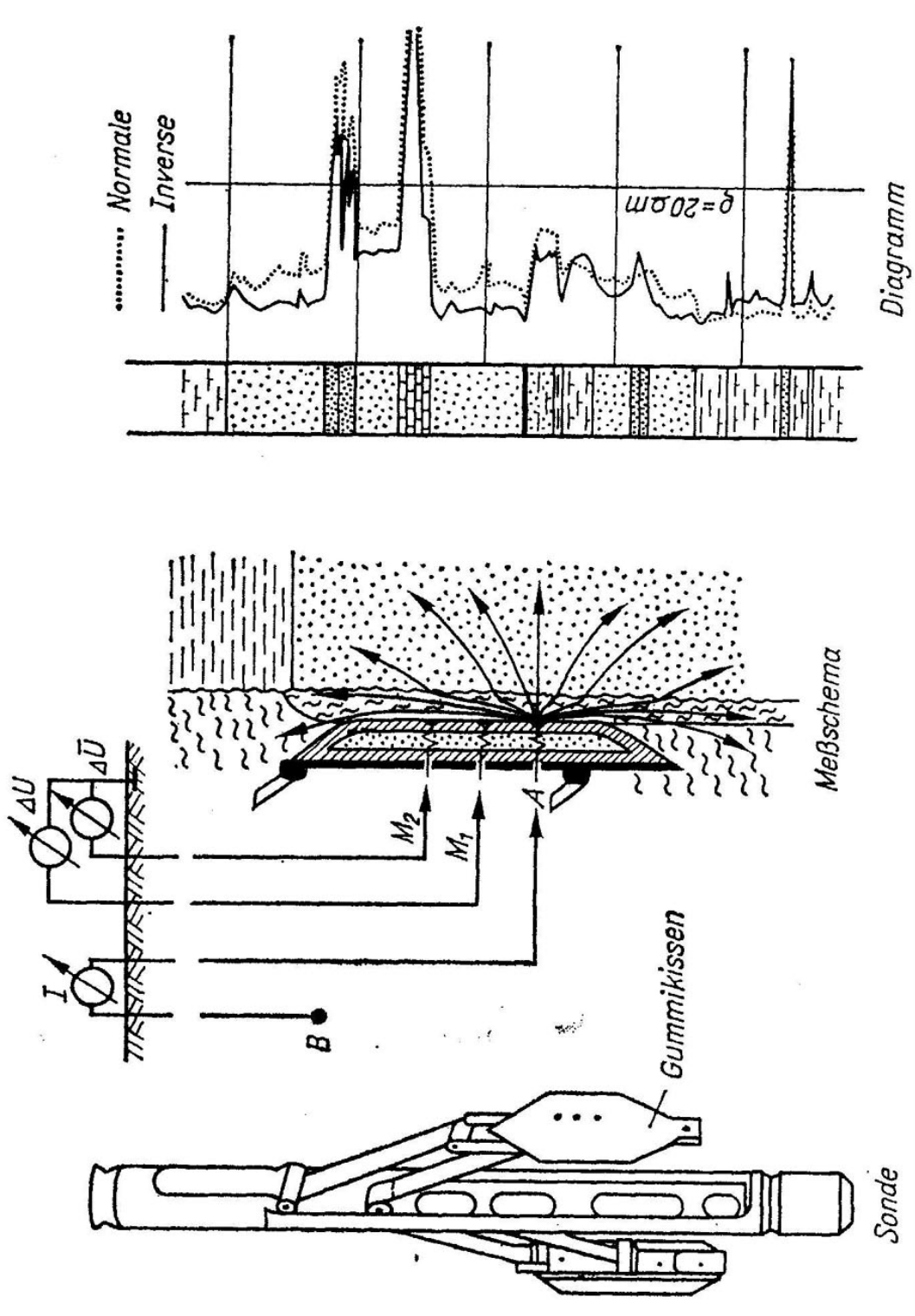


Abbildung 4.97: Schema der Widerstandsmessung mit Bohrlochwandsonden - Mikrolog

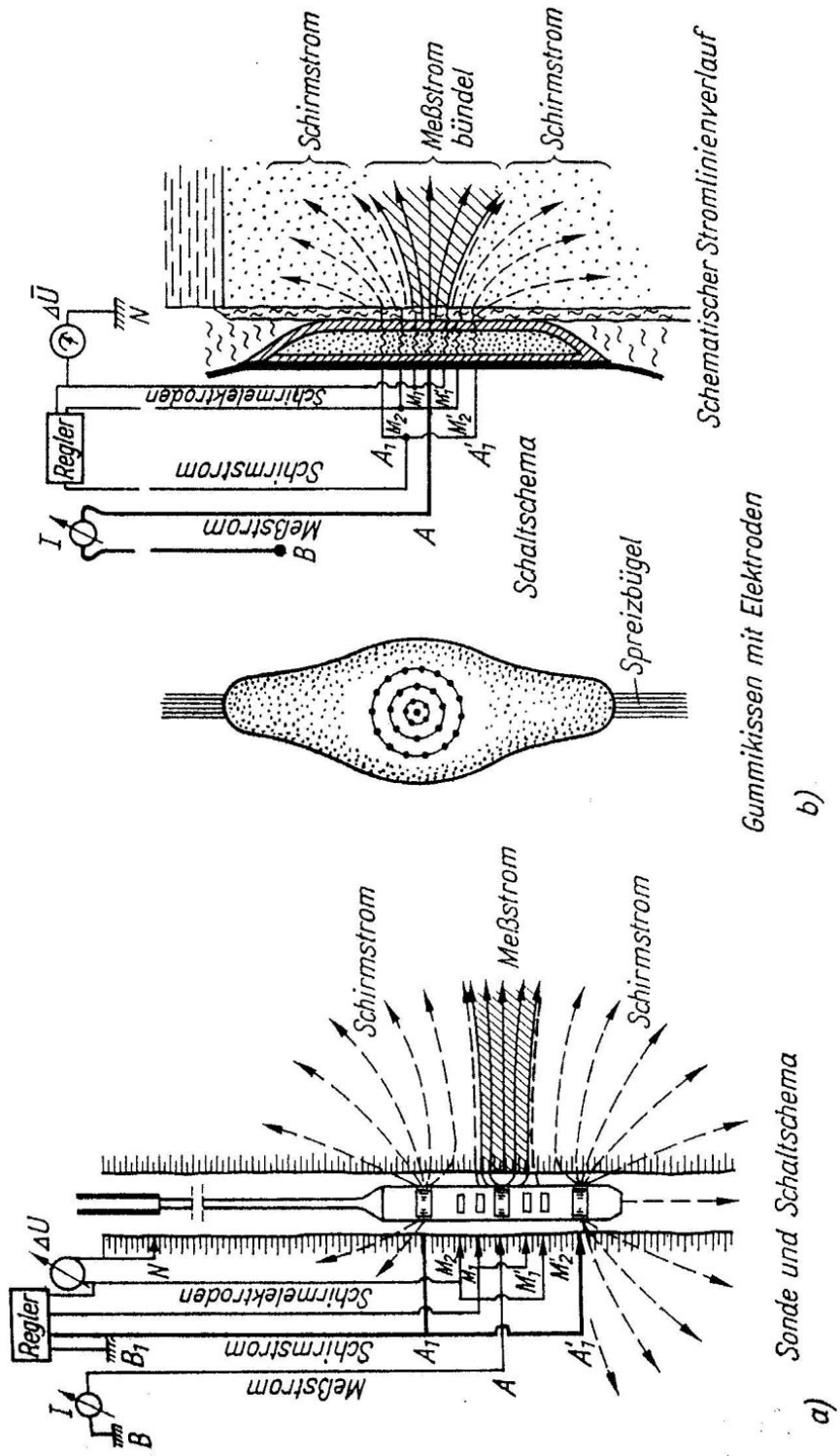


Abbildung 4.98: Schema einer Bohrlochwandsonde mit Abschirmelektroden - Laterolog

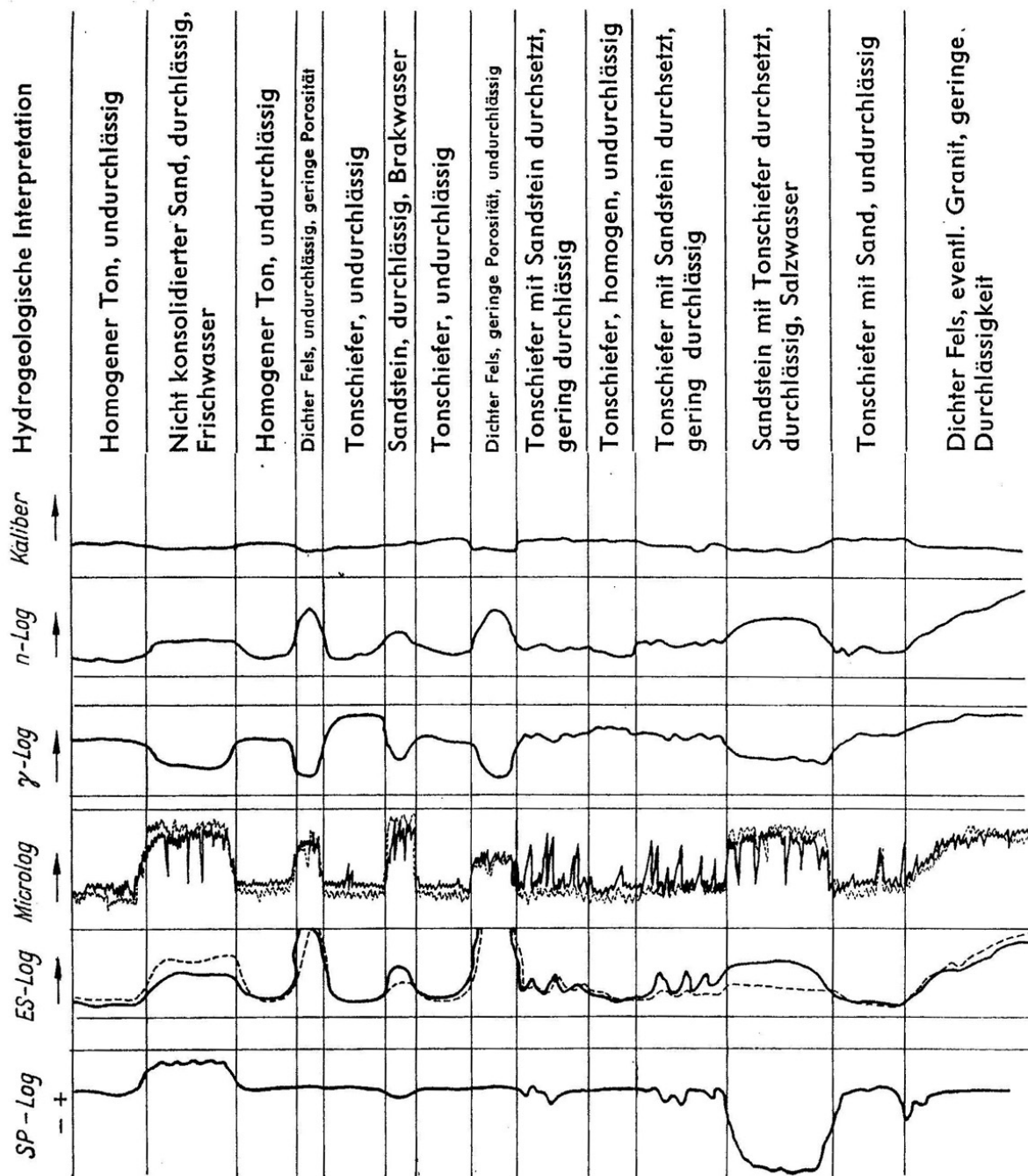


Abbildung 4.99: Vergleich der Ergebnisse verschiedener Logs eines Referenzbohrloches

4.7.2.2 Oberflächenverfahren

Auch bei den Oberflächen bzw. oberflächennahen Verfahren werden der Widerstand oder die Potentialdifferenz, d.h. der Spannungsabfall zwischen zwei Punkten, als Maß für die verschiedenen Bodenarten benutzt. Im Gegensatz zu den Bohrlochverfahren wird bei Oberflächenverfahren eine meist feststehende Anordnung von vier Elektroden eingesetzt. Dabei dienen zwei Elektroden zur Stromeinspeisung in den Untergrund, um ein künstliches Potentialfeld aufzubauen. Das andere Elektrodenpaar wird zum Abgriff des Spannungsabfalls benutzt. Die prinzipielle Arbeitsweise des Verfahrens ist in Abbildung 4.100 dargestellt. Zwischen zwei Elektroden C_1 und C_2 wird eine bestimmte Spannung angelegt. Zwischen zwei weiteren Elektroden P_1 und P_2 wird nun die sich ergebende Potentialdifferenz gemessen. Der Abstand zwischen den Elektroden ist dabei entscheidend für die Tiefe der Erkundung. Je größer der Abstand, desto größer ist auch die Tiefe der Erkundung. Die Auswertung geoelektrischer Untersuchungen wird heute meistens computergestützt durchgeführt.

Je nach dem wie die räumliche Verteilung der Elektroden ist, unterscheidet man verschiedene Verfahren, die aber prinzipiell die gleichen Bodencharakteristiken liefern. Praktisch gibt es verschiedene Vorteile hinsichtlich der Handhabung der Messwertauswertung für die verschiedenen Anordnungen und Vorliegen verschiedener Bodenarten. Bei dem **SCHLUMM-BERGER-Verfahren** liegen die vier Elektroden auf einer Geraden, wobei die beiden äußeren zur Stromeinspeisung dienen, die inneren zur Spannungsmessung. Bei dem **inversen Verfahren** ist dies vertauscht, d.h. in diesem Fall dienen die äußeren Elektroden zur Messung und die inneren zur Stromeinspeisung.

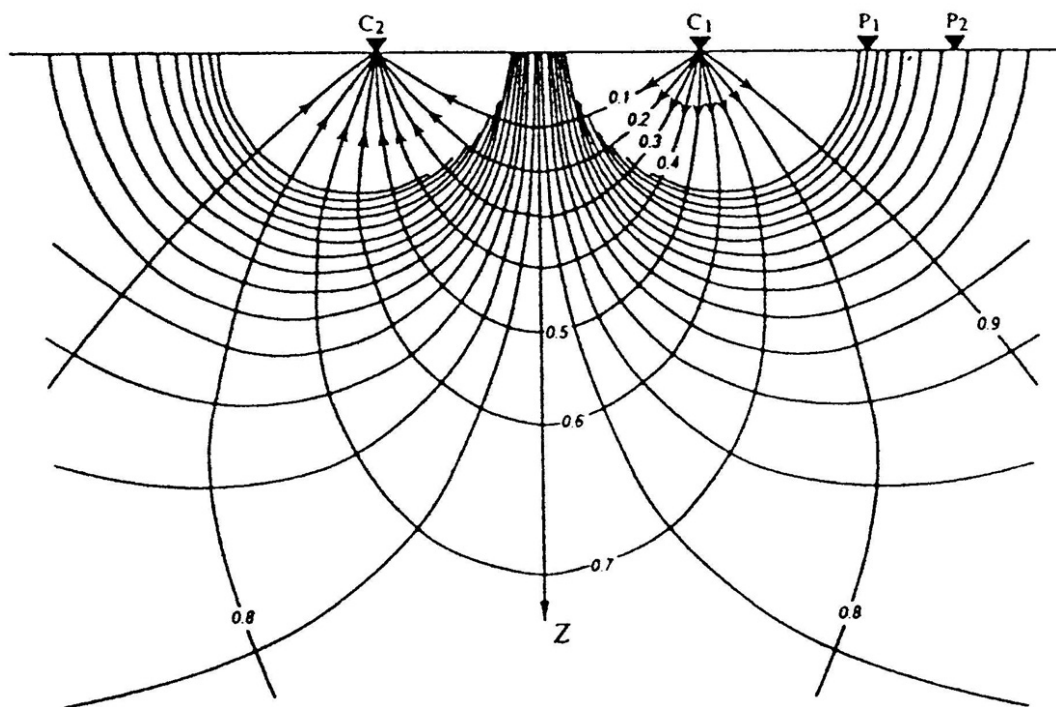


Abbildung 4.100: Ausbildung von Potentiallinien im Untergrund bei geoelektrischen Erkundungsverfahren

4.7.3 Elektromagnetische Verfahren

Bei den elektromagnetischen Verfahren werden die komplexen Eigenschaften elektromagnetischer Wellen zur Untersuchung des Bodens eingesetzt. Im Gegensatz zu reinen elektrischen Verfahren, bei denen nur der OHMSche Widerstand, bzw. der Realteil des Wechselstromwiderstandes, des Bodens untersucht wird, werden bei den elektromagnetischen Verfahren auch die frequenzabhängigen Anteile untersucht. Im Allgemeinen werden diese Anteile, auch als Imaginärteil des **Komplexen Wechselstromwiderstand** bezeichnet, durch kapazitive und induktive Effekte der elektromagnetischen Wellen hervorgerufen. Für die elektromagnetischen Verfahren der Geophysik spielt vor allem die kapazitiven Effekte eine Rolle. Durch die kapazitive Wirkung des Erdbodens werden die elektromagnetischen Wellen vermindert. Man spricht von einer Dämpfung. Diese Dämpfung (siehe Abbildung 4.104) ist um so stärker je höher die Frequenz ist und um so größer die Dielektrizitätskonstante des Erdbodens und der Weg ist, der von den Wellen zurückgelegt ist, d.h. von der Eindringtiefe. Die Dielektrizitätskonstante ist abhängig von der Bodenart und dem Wassergehalt. Damit steht ein Messverfahren zur Verfügung, mit dem man durch Wahl bestimmter Frequenzen den Bodentiefenorientiert analysieren kann. Dieses Verfahren wird auch als **Georadar** bezeichnet. Die Messung erfolgt meist durch rastermäßiges Überfliegen des Geländes von Flugzeugen aus. Es kann aber auch direkt von der Erdoberfläche aus gemessen werden. Wie auch andere geophysikalische Messverfahren stellt dieses ein Relativverfahren dar, welches noch durch konkrete Beprobung vor Ort kalibriert werden muss.

Als Beispiel soll eine Messung der TU-Berlin
(www.geophysik.tu-berlin.de/Forschung/Projekte/Nauen/index.html)
dienen.

In Abbildung ist eine entsprechende Messung mittels Georadar dargestellt. Das Profil zeigt eine klare strukturelle Abgrenzung von vadoser Zone und Aquifer in etwa 2m Tiefe sowie einen in Nordost-Richtung ausstreichenden Horizont, der als auftauchender Geschiebemergel identifiziert werden kann.

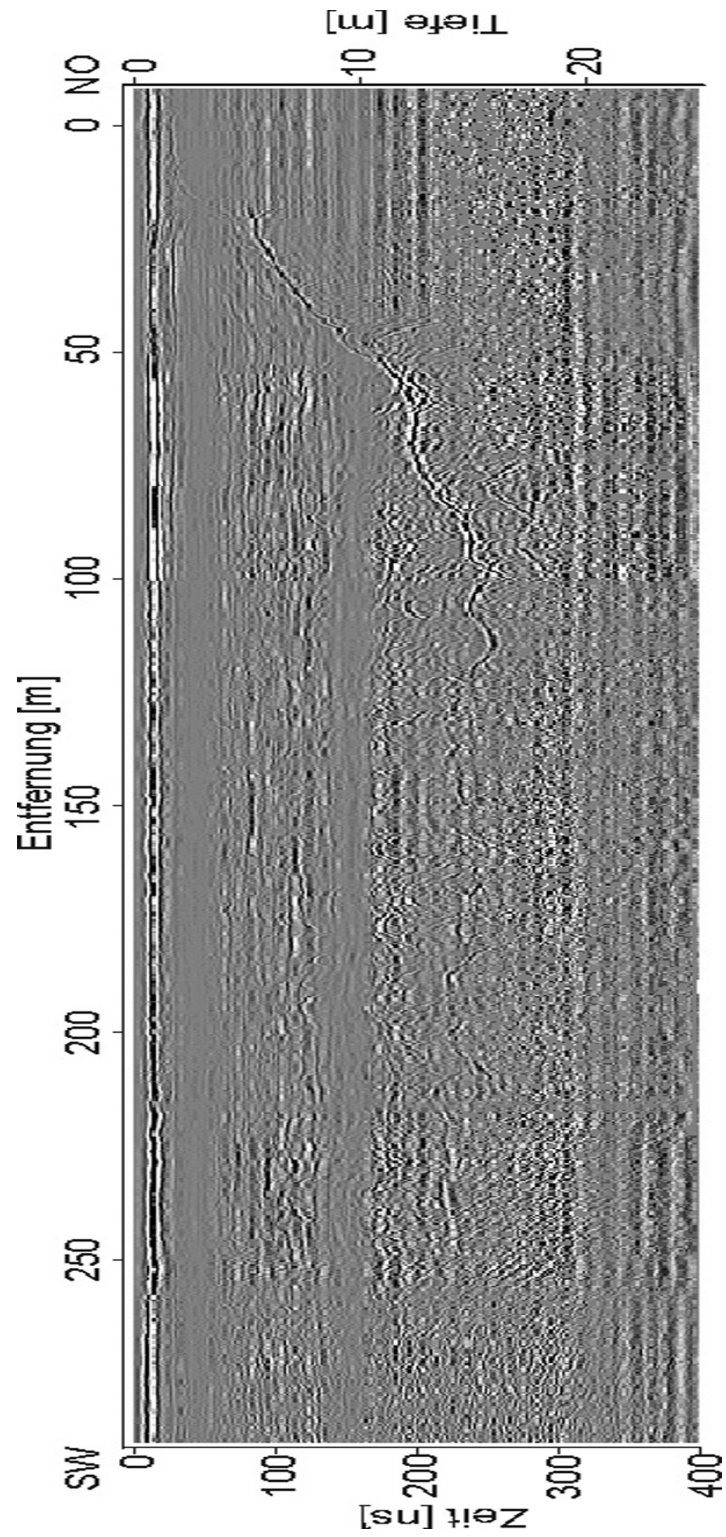


Abbildung 4.101: Ergebnis einer Georadarmessung

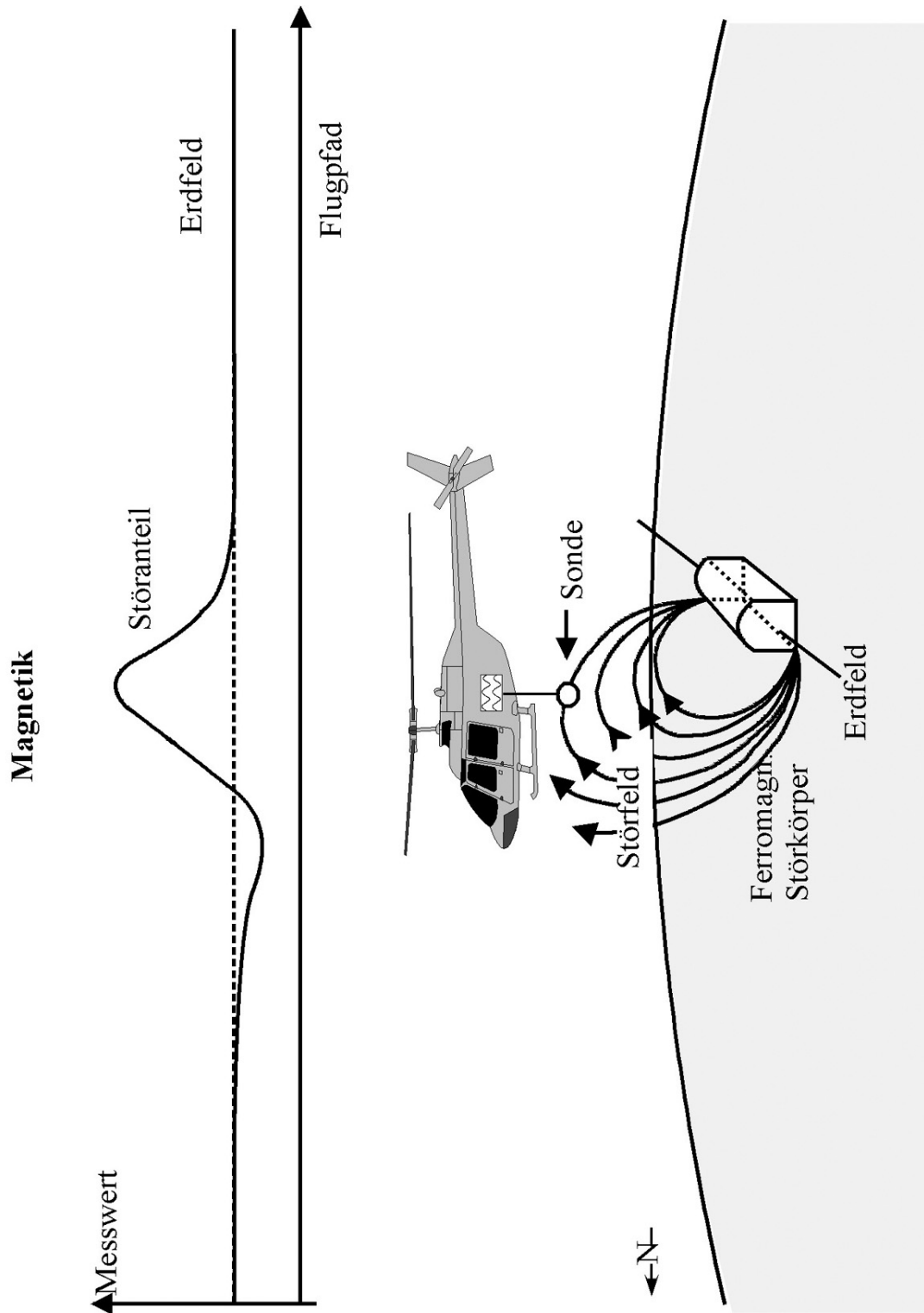


Abbildung 4.102: Störung des Erdmagnetfeldes durch einen ferromagnetischen Störkörper

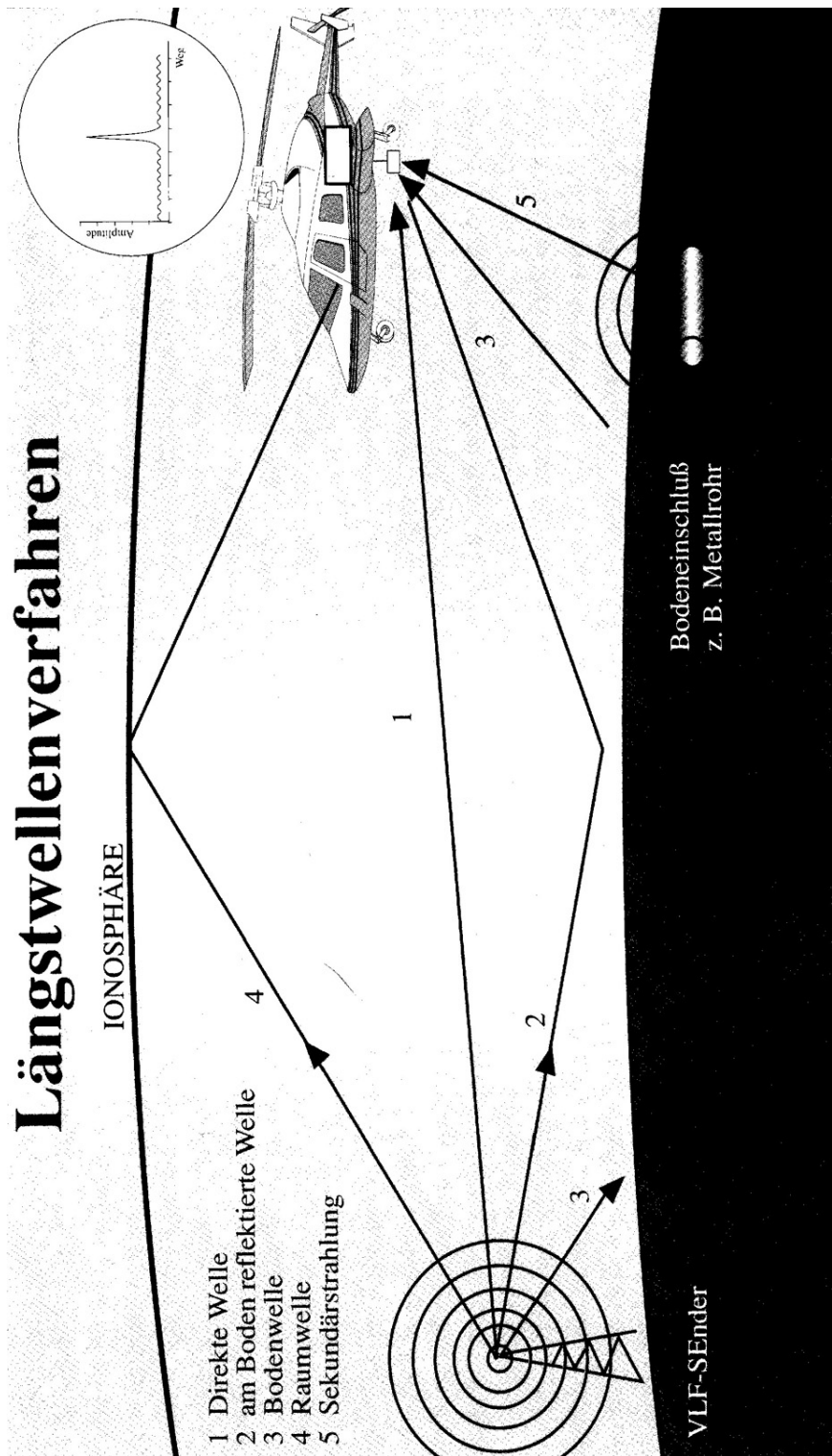


Abbildung 4.103: Ausbreitungsverhältnisse von Längstwellen und deren Störung durch Bodeneinlagerungen

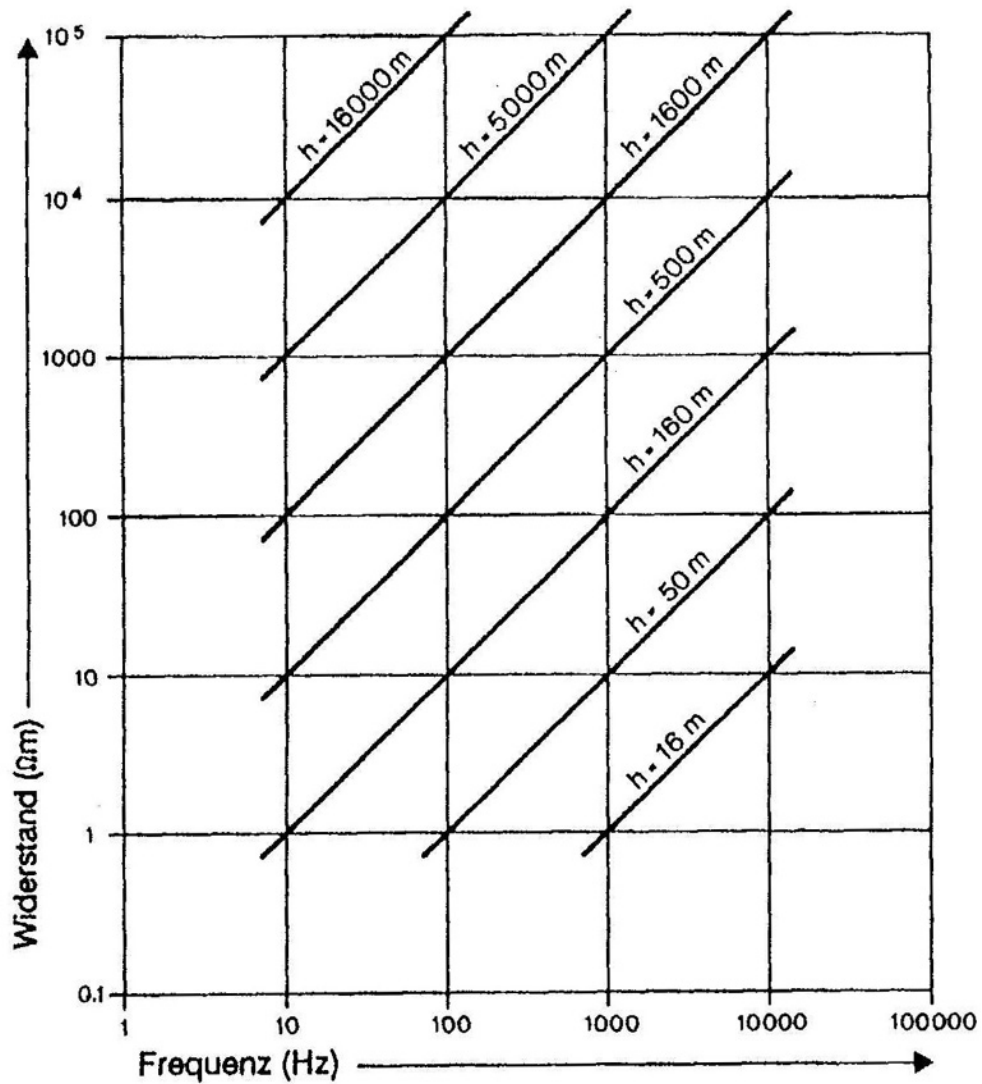


Abbildung 4.104: Eindringtiefe elektromagnetischer Wellen in Abhängigkeit von Frequenz und spezifischem Widerstand (nach MEYER, 1994)

4.7.4 Vergleichende geophysikalische Messungen

Entwicklung und Optimierung geophysikalischer Erkundung zur geometrischen und lithologischen Interpretation (Testfeld Nauen)

Forschungsteam

Prof. Dr. U. Yaramanci

Michael Becken, Martina Braun, Marian Hertrich, Sebastian Hölz, Sibylle Mayr, Oliver Mohnke, Martin Müller, Jürgen Schmalholz

Förderung

aus Grundausstattung des Fachgebietes - Arbeiten aus den Projekten Interurban, EKS, SNMR, China Zeitraum seit 4/1996 - Zusammenarbeit Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), FG Geophysikalische Methoden für Ressourcenmanagement (Berlin/Spandau), Dr. K. Knödel, G. Lange FG Aerogeophysik, Dr. Siegfried Greinwald, Bernd Roettger Institut für Geophysik, TU Bergakademie Freiberg

Projektbeschreibung

In den letzten Jahren wurde vom "Fachgebiet Angewandte Geophysik" der TU Berlin gemeinsam mit dem Referat "Geophysikalische Methoden für das Ressourcenmanagement" der BGR bei Nauen, nordwestlich von Berlin, ein hydrogeophysikalisches Testfeld angelegt. Einfache geologische und bereits weitgehend bekannte hydrogeologische Verhältnisse bieten eine sehr gute Grundlage für den Test geophysikalischer Verfahren.

Der Untergrund des Testfeldes ist gekennzeichnet durch einen ca. 15m mächtigen oberflächennahen Aquifer, der im Liegenden durch eine etwa 10m mächtige Geschiebemergelschicht begrenzt wird. Unter diesem oberen Stauerhorizont (Aquiclud), der im Norden des Testfeldes an der Oberfläche ausstreicht, folgen zwei weitere durch Feinsand-Grobschluff-Wechsellagerungen getrennte Aquifere.

An diesem Standort wurden bisher folgende geophysikalische Messungen durchgeführt: Georadar, 2-D und 1-D Geoelektrik, 1-D Spektrale Induzierte Polarisation (SIP), Reflexions- und Refraktionsseismik, Oberflächen Nuklear Magnetische Resonanz (SNMR), Zeitbereichs-Elektromagnetik (TDEM), Frequenzbereichs-Elektromagnetik (FDEM), Elektrokinetische Sondierung (EKS). Für Kalibrierungszwecke steht eine durchgehend gekernte 60 m-Bohrung zur Verfügung, die mit mehreren Verfahren bohrlochgeophysikalisch vermessen wurde.

Zur Ergänzung der Feldmessungen erfolgen intensive Laboruntersuchungen an den gewonnenen Kernproben. Besonderes Augenmerk galt dabei den petrophysikalischen Messungen zur

Bestimmung von Dichte und spezifischer innerer Oberfläche, sowie der Labor NMR zur Ermittlung von Porosität und der Bestimmung der petrophysikalischen Kennwerte durch Spektrale Induzierte Polarisation. Mit den gewonnenen Daten soll eine Abgrenzung der einzelnen Schichten hinsichtlich hydraulischer und petrophysikalischer Parameter erfolgen.

Durch den Vergleich der im Labor gewonnenen Kennwerte mit den Bohrlochlogs und den Daten der oberflächengeophysikalischen Messungen soll untersucht werden, inwieweit die Bestimmung hydrogeophysikalisch relevante Parameter wie Porosität, hydraulische Leitfähigkeit, bzw. Wassergehalt und Sättigungsgrad durch eine geeignete Kombination verschiedener Meßmethoden optimiert werden kann.

Das Testfeld Nauen steht zukünftig allen interessierten Fachkollegen für Testmessungen, auch im Rahmen internationaler Kooperation, zur Verfügung.

4.7.4.1 Lage und Geologie des Messfeldes

Geographische Lage

Das Testfeld befindet sich nordöstlich von Berlin, im Landkreis Havelland, ca. 20km westlich der Kreisstadt Nauen, in der Nähe der Gemeinde Barnewitz, zwischen Garlitzer und Gortzer HeideHeide.

Das Messfeld, in einer Größe von ca. $60000m^2$, besteht überwiegend aus einem unbewirtschafteten Wiese und ist im Süden und Osten von Wäldern, im Norden von Ackerland umgeben. Die Topographie des Testfeldes ist weitgehend flach mit geringen Unebenheiten.

Lokale und regionale Geologie

Die Geologie Brandenburgs wird fast ausschließlich von quartären Sedimenten gebildet. Im Gebiet westlich von Berlin gab es mindestens drei große Perioden mit Eisvorstößen während der letzten 670 000 Jahre, ältere sind nicht nachgewiesen.

Der präquartäre Untergrund entspricht dem östlichen Ausläufer der norddeutschen Senke, mit variszisch angelegtem Blockbau und mesozoischen Schelfsedimenten.

Die heutigen Strukturen und Morphologie wird jedoch von der letzten Weichsel-Eiszeit vor 16 - 20000 Jahren dominiert. Sie hinterließ glaziale Sedimente und Oberflächenformen mit geringem Relief.

Das Gebiet westlich und nördlich Berlins ist auffällig gegliedert in flachwellige Platten / Inseln und teilweise wassergefüllte Niederungen. Talsande und -kiese bilden den Sedimenteintrag in den ausgefüllten morphologischen Senken.

Das Testgebiet liegt am Südrand der Nauener Platte. Der erkennbare Übergang von an-

stehendem Geschiebemergel im Norden zu sandigem Material im Süden der ausgewählten Fläche lässt auf glaziofluviatile Sedimente in glazial angelegten Niederungen schließen. Die Eigenschaften der Talsande bieten einem guten Aquifer mit Geschiebemergel als Basis.

Lokale Hydrologie

Der Untergrund des Testfeldes ist gekennzeichnet durch einen ca. 15m mächtigen oberflächennahen Aquifer, der im Liegenden durch eine etwa 10m mächtige Geschiebemergelschicht begrenzt wird. Unter diesem oberen Stauerhorizont (Aquiclude), der im Norden des Testfeldes an der Oberfläche ausstreicht, folgen zwei weitere durch Feinsand-Grobschluff-Wechsellagerungen getrennte Aquifere.

Die Abbildung 4.105 zeigt das hydrogeologische Modell entlang des Hauptprofils.

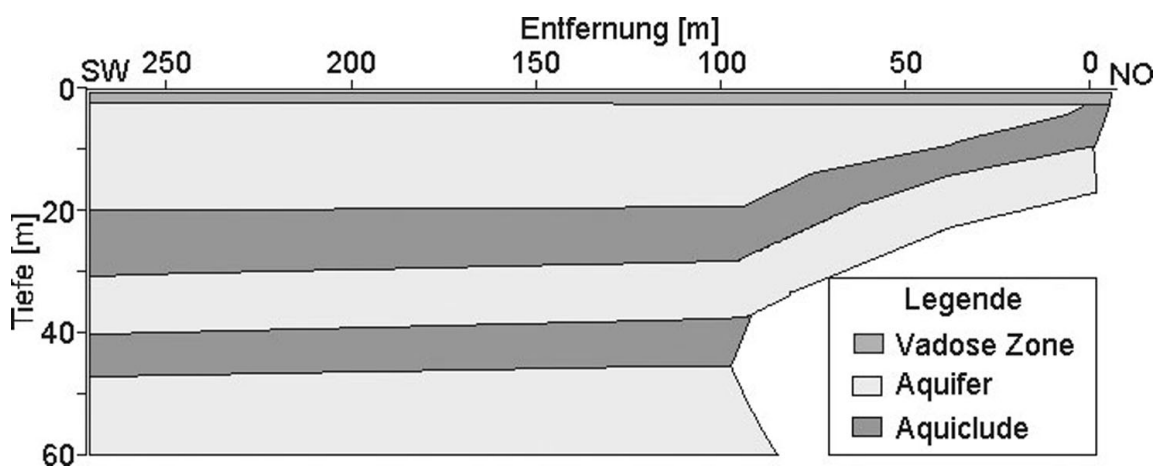


Abbildung 4.105: Hydrogeologisches Modell des Testfeldes Nauen

4.7.4.2 Feldmessungen im Überblick

Folgende oberflächengeophysikalischen Messungen wurden in der Vergangenheit im Testfeld Nauen durchgeführt: Georadar, 2-D und 1-D Geoelektrik, 1-D Spektrale Induzierte Polarisation (SIP), Reflexions- und Refraktionsseismik, Oberflächen Nuklear Magnetische Resonanz (SNMR), Zeitbereichs-Elektromagnetik (TDEM), Frequenzbereichs-Elektromagnetik (FDEM), Elektrokinetische Sondierung (EKS).

Die Abbildung 4.106 zeigt die räumliche Lage der wichtigsten Verfahren im Messfeld.

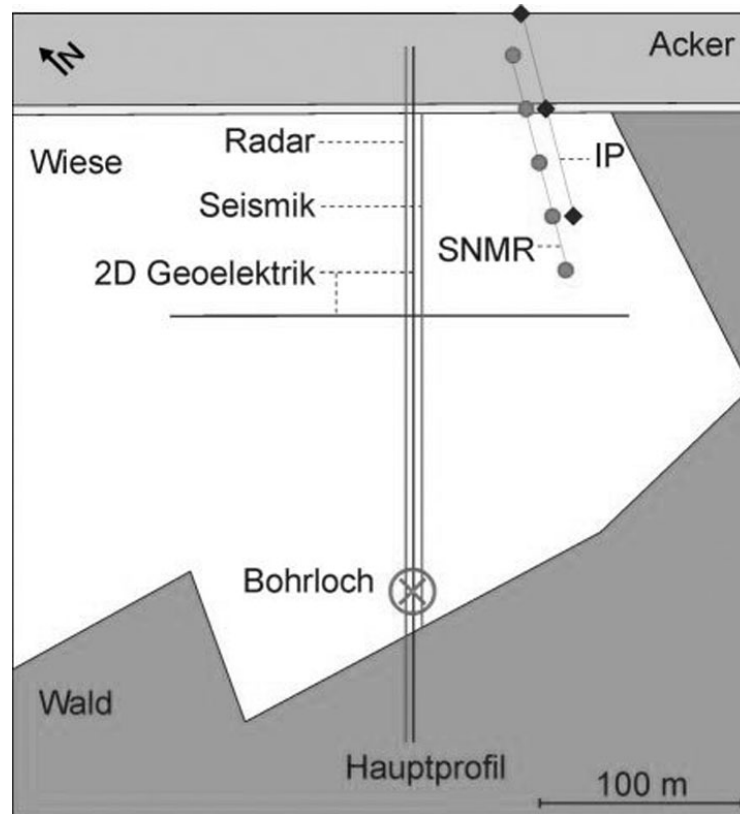


Abbildung 4.106: Räumliche Lage der geophysikalischen Messungen

4.7.4.3 Georadar

Der größte Teil der bisher erfolgten Radarmessungen verlief in nordöstlich-südwestlicher Richtung entlang des Hauptprofils. Es existieren zudem kürzere Profile in gleicher Richtung im östlichen Teil des Messfeldes. Diese stellen jedoch nur Ausschnitte des gleichen Ergebnisses dar, deshalb wird auf eine Darstellung verzichtet. Bei Interesse wenden Sie sich bitte an den verantwortlichen Bearbeiter.

Das Profil (Abbildung 4.107) zeigt eine klare strukturelle Abgrenzung von vadoser Zone und Aquifer in etwa 2m Tiefe sowie einen in Nordost-Richtung ausstreichenden Horizont, der als auftauchender Geschiebemergel identifiziert werden kann.

4.7.4.4 Spektrale Induzierte Polarisation (SIP)

Drei IP-Sondierungen wurden im und in der Nähe des Testfeldes durchgeführt. IP1 befindet sich im Inneren des Feldes und somit im ungestörten Bereich, IP2 im Übergangsbereich zwischen anstehendem Geschiebemergel und Sanden und IP3 wurde im Nordosten des Feldes, im wahrscheinlich ungestörten Geschiebemergel, angelegt.

Die Abbildung 4.108 zeigt die Amplituden und Phasen der drei Sondierungen von Nord (IP3) nach Süd (IP1).

Deutlich ist eine Variation sowohl im Amplituden als auch im Phasenverlauf zu erkennen. IP1 zeigt die drei erwarteten Schichtverläufe mit vadosen Zone (um $3000\Omega m$), Aquifer (um $300\Omega m$) und Geschiebemergel ($100\Omega m$). IP2 befindet sich genau im Bereich des ausstreichenden Geschiebemergels und zeigt starke oberflächennahe Variationen um dann (ab $2m$ Tiefe) in den ungestörten Aquicluden überzugehen. Für IP3 wäre ein ungestörter Einschichtfall im Geschiebemergel zu erwarten. Allerdings zeigt sich bis ca. $7m$ Tiefe noch eine niederohmige Schicht um $40\Omega m$. Die Ursache dafür ist noch nicht vollständig geklärt.

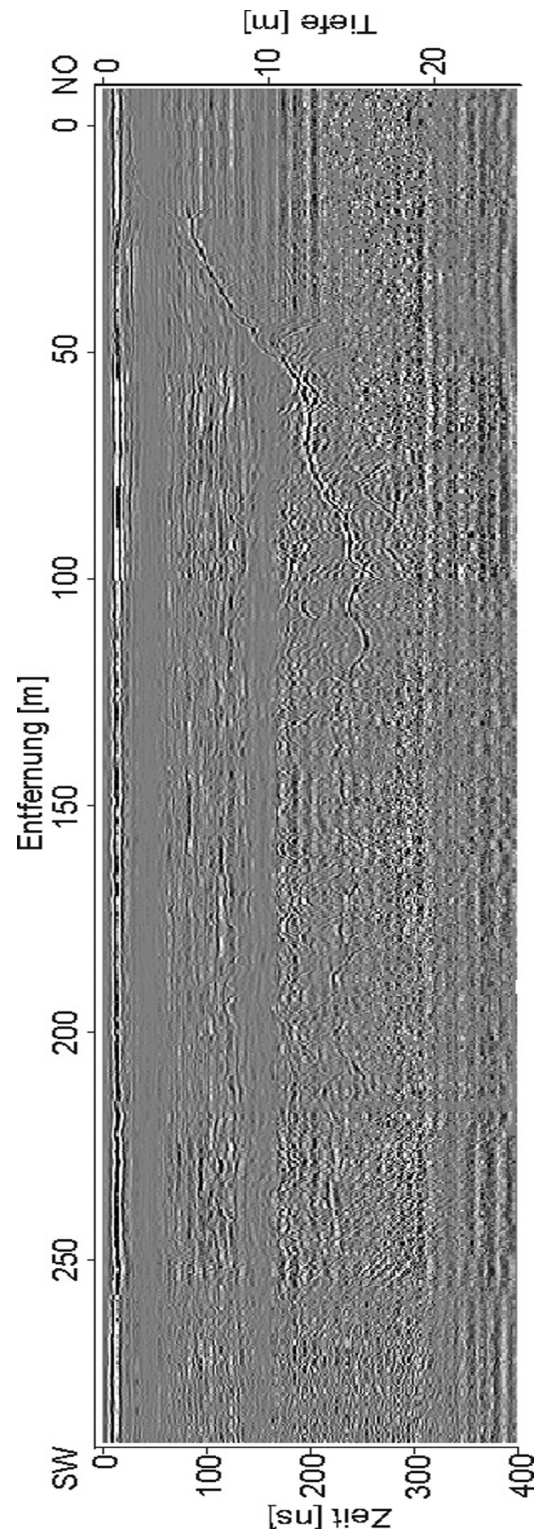


Abbildung 4.107: Darstellung des vertikalen Profiles mittels Georadarmessung

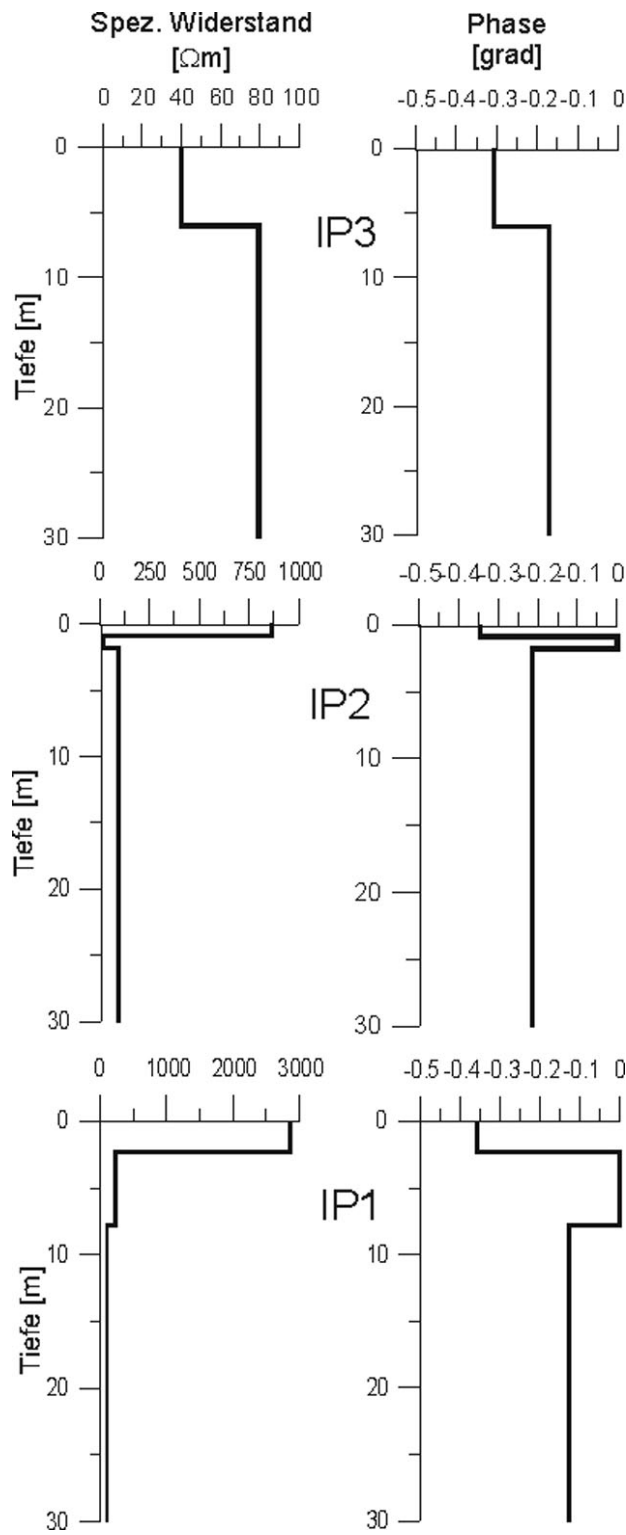


Abbildung 4.108: Amplituden- und Phasenverlauf von drei Spektralen Induzierten Polarisation (SIP)-Sondierungen

4.7.4.5 2D - Geoelektrik

Verschiedene Geoelektrik Sektionen mit unterschiedlichen Auslagen wurden im Testfeld gemessen (siehe Abbildung 4.109). Diese wurden benutzt, um zwei Modelle für den Verlauf des spezifischen elektrischen Widerstands zu erstellen: entlang des Hauptprofils in nordöstlich-südwestlicher Richtung (siehe zum Vergleich das Georadar-Profil) und senkrecht zum Hauptprofil.

Dargestellt sind jeweils beispielhafte RES2DINV Sektionen sowie darunter das aus den Vorinformationen mehrerer Sektionen gewonnene Blockmodell. Diese wurden mit dem Programm RESIX IP2DI erstellt.

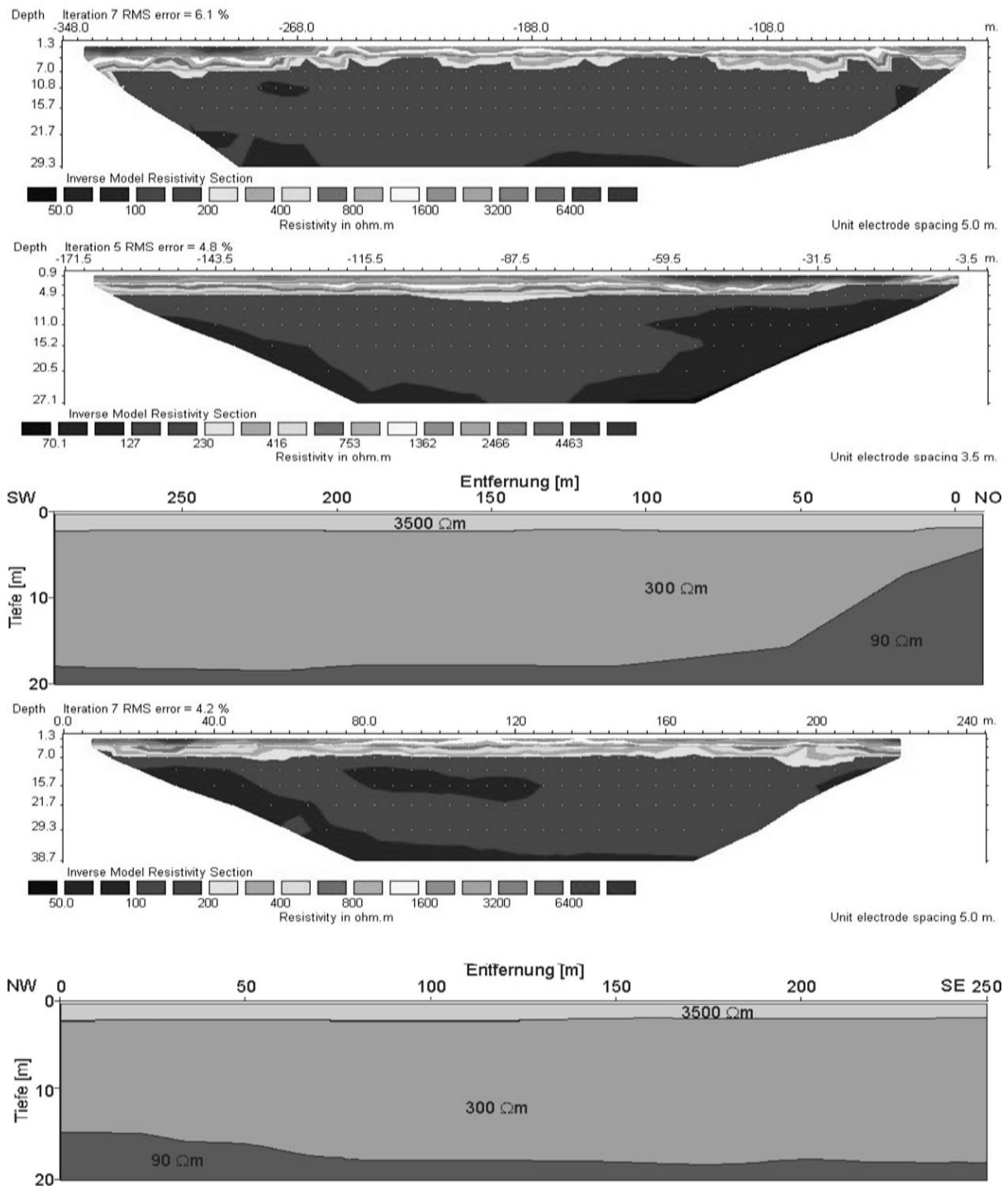


Abbildung 4.109: Geoelektrische Messung vom Hauptprofil: Sektion1 (NO), Sektion 2 (SW),Modell (RMS Error: 22%)
 Querprofil: Sektion, Modell (RMS Error: 25%)

4.7.4.6 Bohrlochmessungen

Im Januar 2001 wurde im südlichen Bereich des Testfeldes von der Firma "HGN Hydrogeologie GmbH" eine 60m tiefe Bohrung abgeteuft und bohrlochgeophysikalisch vermessen. Die zusätzlich durchgehend gewonnenen Kernproben wurden später im Labor petrophysikalisch vermessen.

Folgende Messverfahren kamen zum Einsatz:

Gamma-Ray-Log

GG-Log (Dual Spacing)

NN-Log (Dual Spacing)

FEL

Short / Long Normal (Widerstandslog)

Kaliber

Sal-Temp-Log

Microlog2

Micro-Kaliber

Die entsprechenden Log's sind in Abbildung 4.110 dargestellt.

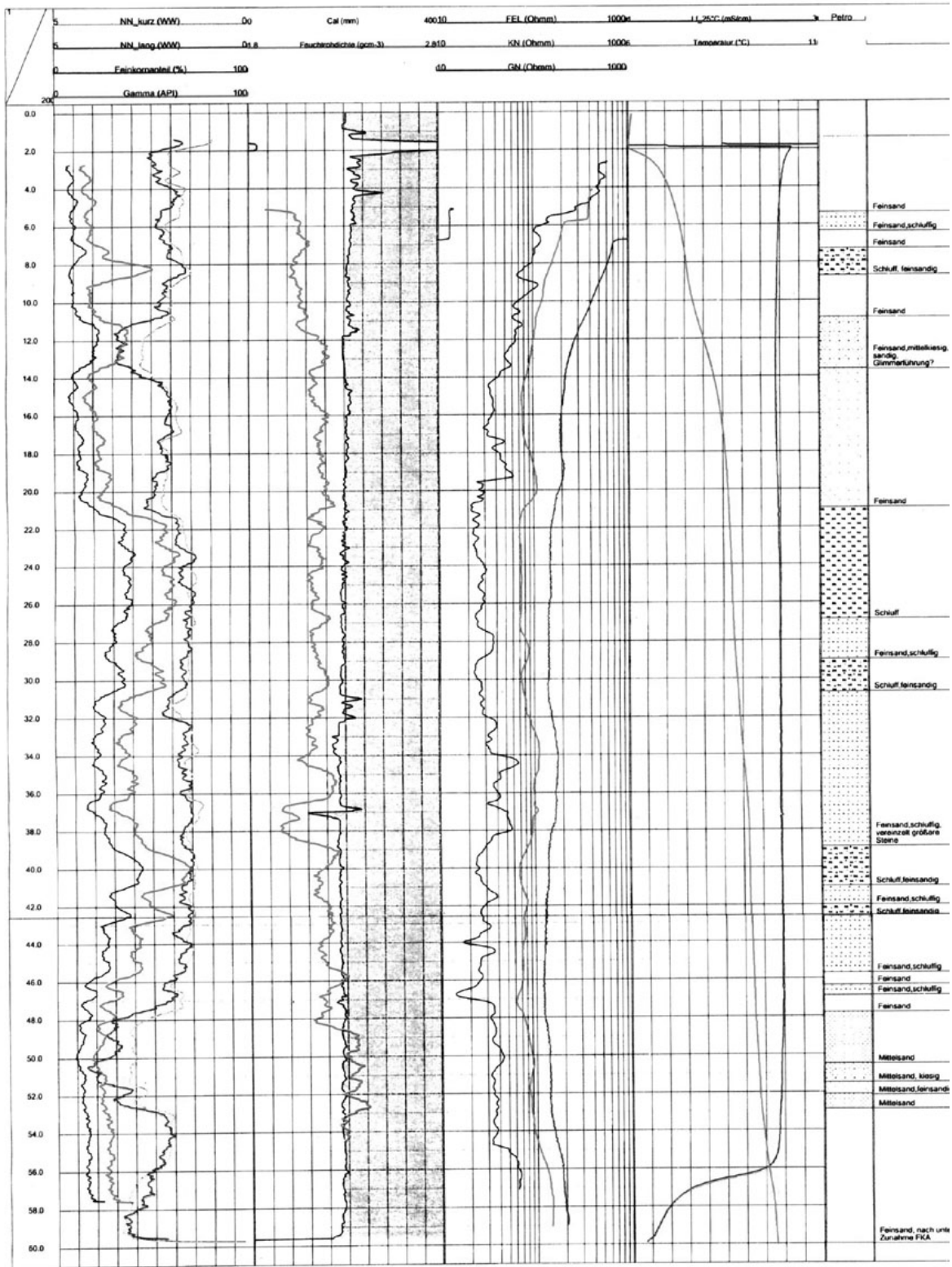


Abbildung 4.110: Darstellung von Ergebnissen (sog. Log's) verschiedener Bohrlochmessungen

4.7.4.7 Labormessungen

Zur Ergänzung der oberflächengeophysikalischen Messungen erfolgten intensive Laboruntersuchungen an den gewonnenen Kernproben. Besonderes Augenmerk galt dabei den petrophysikalischen Messungen zur Bestimmung von Dichte und innerer Oberfläche, sowie der Labor NMR zur Ermittlung von Porosität und hydraulische Leitfähigkeit und der Bestimmung der petrophysikalischen Kennwerte durch Spektrale Induzierte Polarisation. Mit den gewonnenen Daten soll eine Abgrenzung der einzelnen Schichten hinsichtlich hydraulischer und petrophysikalischer Parameter erfolgen.

Folgende Verfahren kamen bisher zum Einsatz:

Struktur-geologische Aufnahme des Bohrkernes (Geologisches Landesamt Berlin)

Korngrößenanalyse

Bestimmung der Korndichte

Bestimmung der spezifischen inneren Oberfläche

Nuklear Magnetische Resonanz (Labor)

Spektrale Induzierte Polarisation zur Bestimmung elektrischer Kennwerte.

Korndichte

Für alle Proben des Bohrkernes wurde die individuelle Korndichte und daraus abgeleitet die bulk-Dichte bestimmt (siehe Abbildung 4.111).

Nuklear Magnetische Resonanz (Labor)

Im Labor wurden für die Proben des Bohrkernes Untersuchungen mit Nuklear Magnetischer Resonanz durchgeführt und T1, T2 und T2* Zeiten und Verteilungen bestimmt. Daraus abgeleitet und in Abbildung 4.112 dargestellt wurden Vergleichswerte für Porosität und Permeabilität / hydraulische Leitfähigkeit.

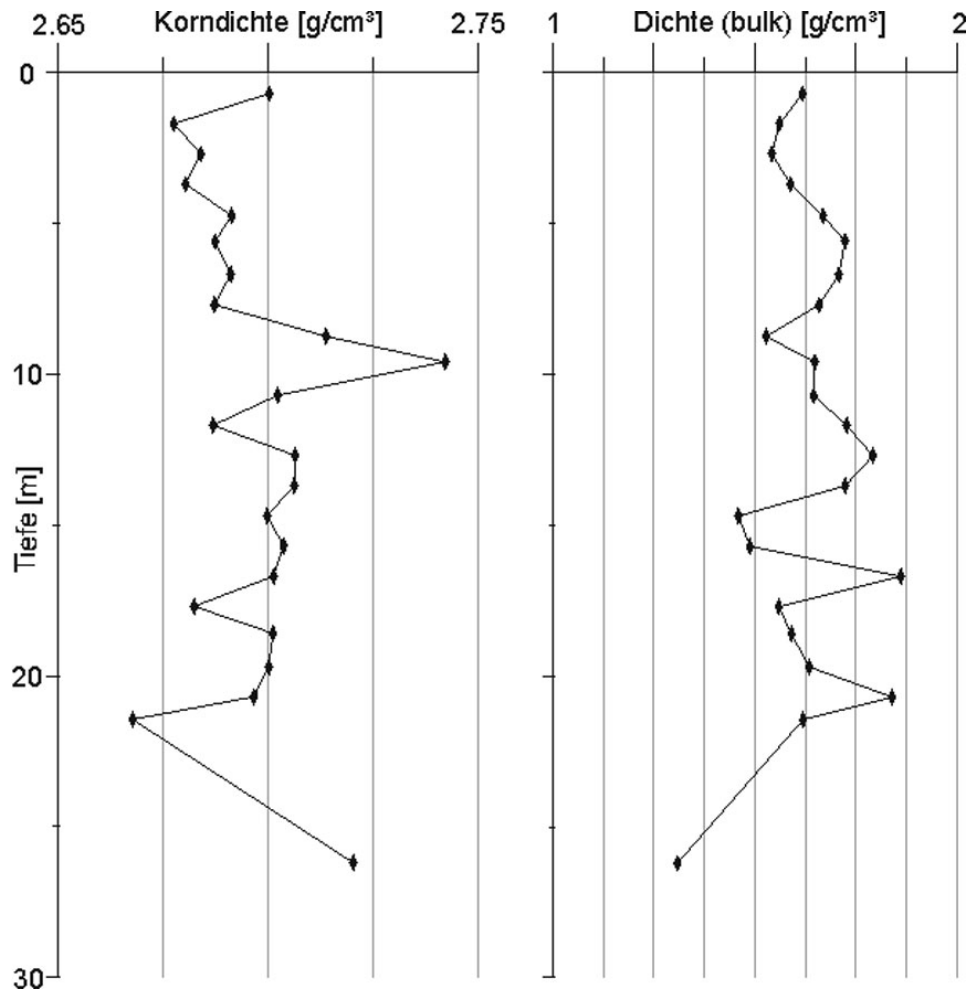


Abbildung 4.111: Darstellung der Korndichte und der bulk-Dichte in Abhängigkeit der Bodentiefe

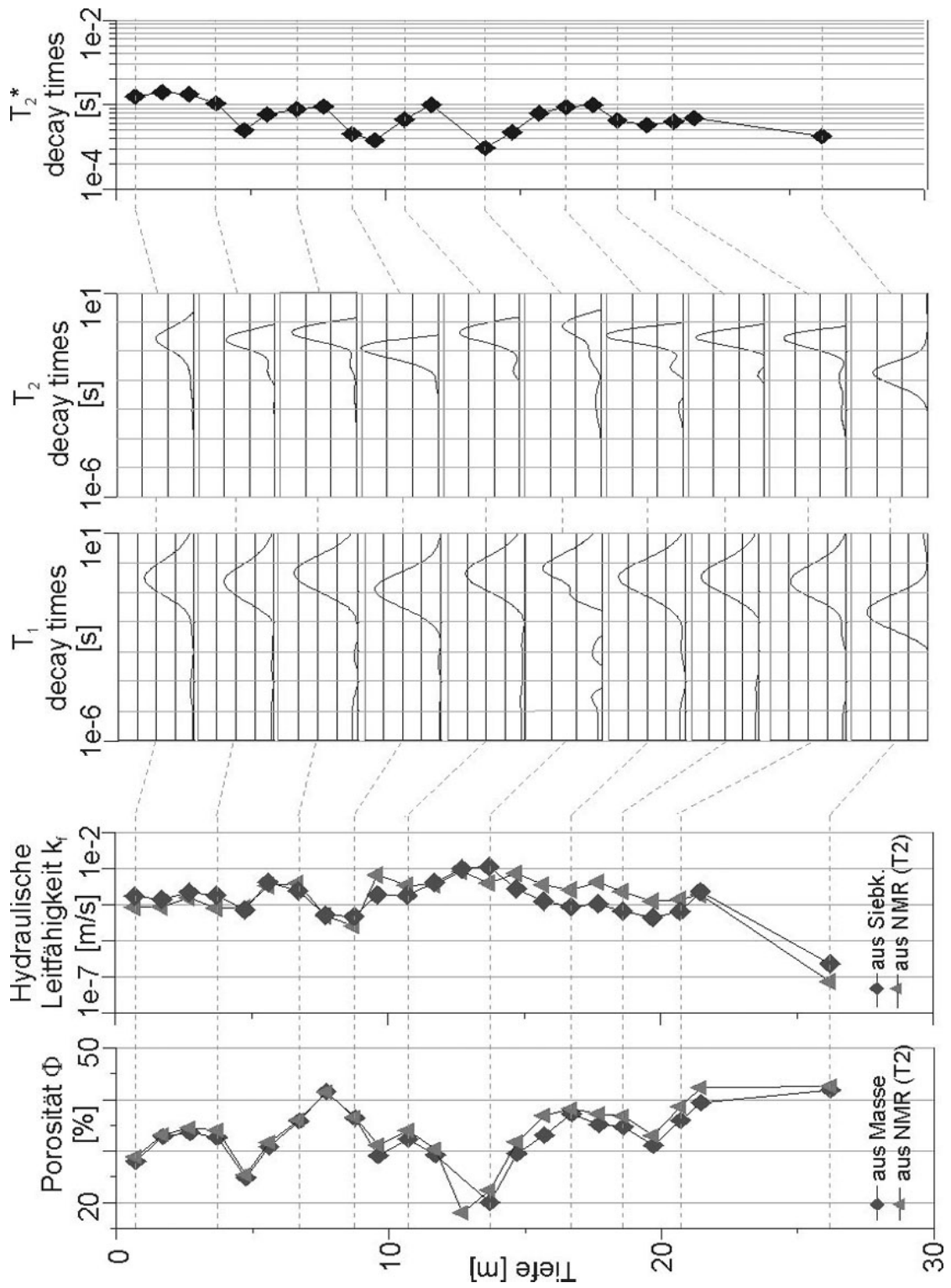


Abbildung 4.112: Darstellung der Nuklear Magnetischer Resonanz und der daraus abgeleiteten Bodenparameter

Spektrale Induzierte Polarisation (Labor) zur Bestimmung elektrischer Kennwerte

An den Proben des Bohrkerns wurden ausführlich Messungen mit Spektraler Induzierter Polarisation durchgeführt, um alle petrophysikalisch relevanten elektrischen Parameter zu bestimmen.

Die Abbildung 4.116 stellt die gewonnenen Ergebnisse für folgende Parameter dar:

Formationsfaktor F

Archie Exponent m

Grenzschichtleitfähigkeit

Sättigungsexponenten n und n.

4.7.4.8 Strukturgeologische Aufnahme

Die Aufnahme der Lithologie des Bohrkernes erfolgte durch Herrn H. Jortzig vom Geologischen Landesamt Berlin.

In der folgenden Abbildung 4.113 wurden den lithologischen Schichten mittlere Korngrößen zugeordnet und diese über der Tiefe aufgetragen.

4.7.4.9 Vergleich der verschiedenen Labormessungen

In Abbildung 4.114 sind die Ergebnisse der Labormessungen der folgenden Verfahren dargestellt:

Dichte (bulk)

Innere Oberfläche

Porosität (Vergleich zwischen der Berechnung aus der Masse und NMR Porosität)

Hydraulische Leitfähigkeit (Vergleich zwischen der Berechnung aus der Siebkurve und NMR Permeabilität)

Formationsfaktor

Archie Exponent

Grenzschichtleitfähigkeit

sowie ausgewählte Korngrößen- und T-Zeiten-Verteilungen.

Die aus detaillierten Siebanalysen, Dichtemessungen (Matrix- und Feuchtrohdichte) und Messungen der porenraumspezifischen Inneren Oberfläche ermittelten Werte für Porositäten und hydraulische Leitfähigkeiten zeigen gute Übereinstimmungen mit den aus der NMR abgeleiteten Parametern.

Sie charakterisieren den oberflächennahen Grundwasserleiter mit Porositäten um 25% bis 30% und hydraulischen Leitfähigkeiten um $10^{-4}m/s$. Eine Kiesschicht in ca. 13m Tiefe zeigt stark erniedrigte Porositäten um 20%. Der erste Aquiclude kann mit F um 45% und k_f von $10^{-6}m/s$ beschrieben werden und unterscheidet sich damit deutlich vom oberen Aquifer. Aus den T1 und T2 Spektren aus der NMR lassen sich Rückschlüsse über die Porenraumverteilung ziehen, die sich auch in den Korngrößenverteilungen widerspiegeln.

In den elektrischen Eigenschaften ist eine deutliche strukturelle Unterscheidung von Aquifer und Aquiclude anhand von Grenzschichtleitfähigkeit und Archieexponent unterhalb von 20m möglich. Der Formationsfaktor dagegen zeigt deutlich erhöhte Werte für die Kiesschicht in 13m Tiefe.

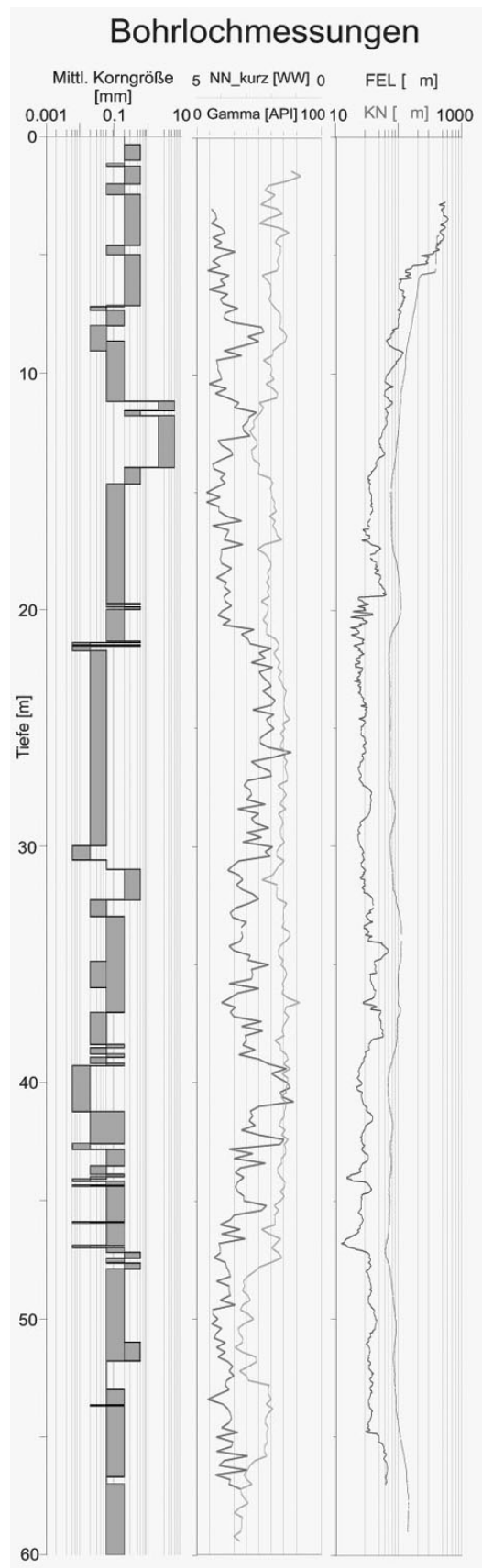


Abbildung 4.113: Zuordnung der lithologischen Schichten zu mittleren Korngrößen

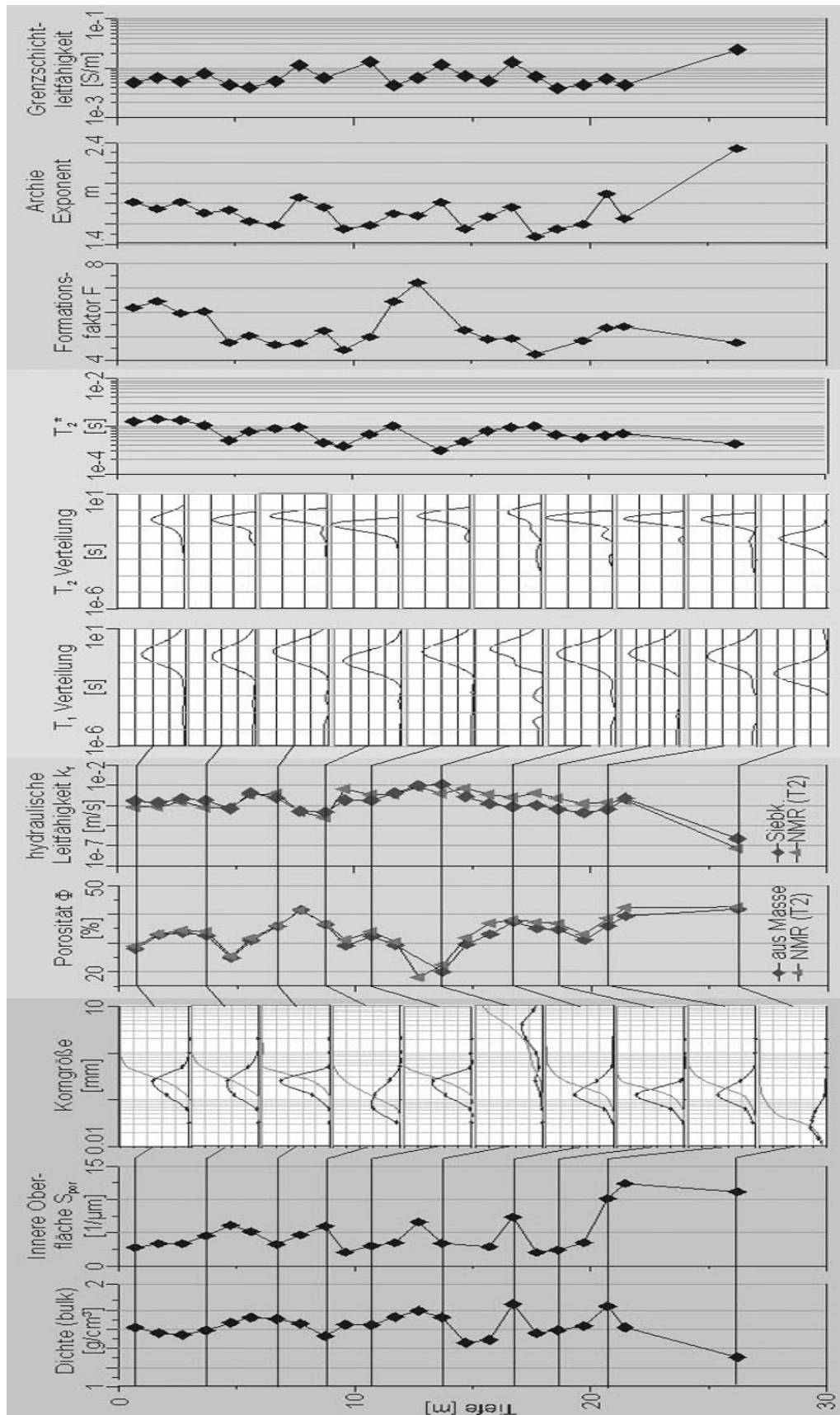


Abbildung 4.114: Vergleich Ergebnisse verschiedener Labormethoden

4.7.4.10 Spezifische innere Oberfläche

Ein wichtiges Mittel zur Charakterisierung der Porenraumeigenschaften eines Materials ist die Spezifische innere Oberfläche.

Im Labor wurde die Masse-spezifische innere Oberfläche der einzelnen Proben bestimmt und diese mit Hilfe der Porosität in die aussagekräftigere Porenraum-spezifische innere Oberfläche umgewandelt (siehe Abbildung 4.115).

Für das feinere, schluffige Material des ersten Aquicludes ab einer Tiefe von 21m ist eine deutlich Zunahme der Inneren Oberfläche zu beobachten.

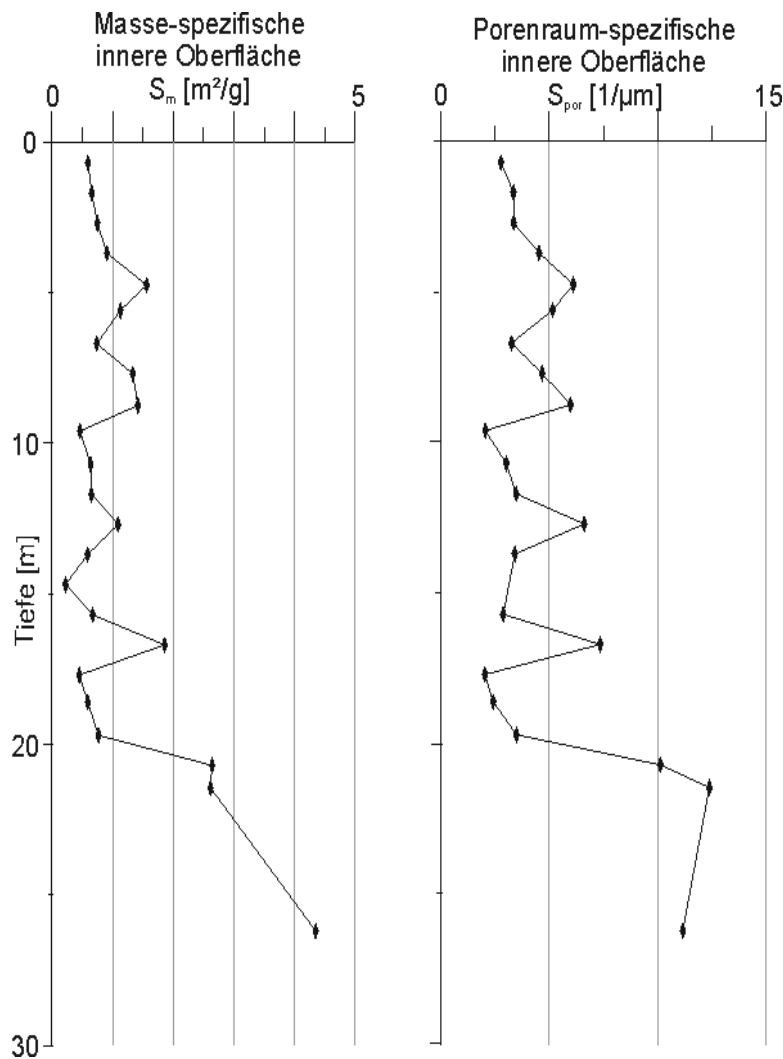


Abbildung 4.115: Darstellung der Spezifische innere Oberfläche in Abhängigkeit der verschiedenen Bodenarten

4.7.4.11 Spektrale Induzierte Polarisation (Labor) zur Bestimmung elektrischer Kennwerte

An den Proben des Bohrkerns wurden ausführlich Messungen mit Spektraler Induzierter Polarisation durchgeführt, um alle petrophysikalisch relevanten elektrischen Parameter zu bestimmen.

Die Abbildung 4.116 stellt die gewonnenen Ergebnisse für folgende Parameter dar:

Formationsfaktor F

Archie Exponent m

Grenzschichtleitfähigkeit

Sättigungsexponenten n und n_1 .

Für eine kurze Interpretation dieser Ergebnisse siehe auch Vergleich der verschiedenen Labormessungen.

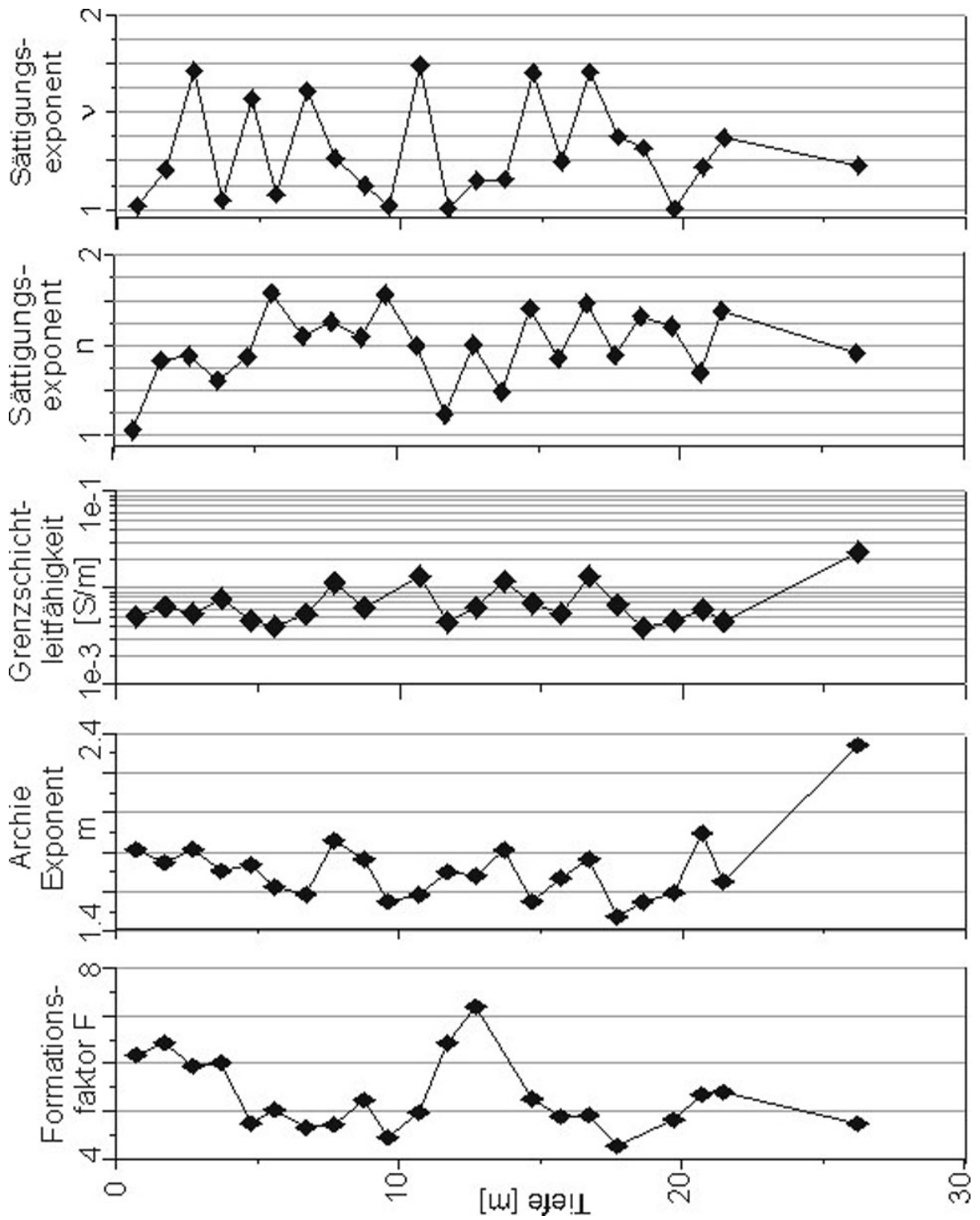


Abbildung 4.116: Petrophysikalisch relevante elektrische Parameter

4.7.5 Übungsaufgaben

1. Mit geoelektrischen Bohrlochverfahren lassen sich Bodenkennwerte wie k_f und n bestimmen.
Schätzen Sie die Repräsentanz dieser Verfahren gegenüber Labor- und Pumpversuchen ein.
2. Welche geophysikalischen Messmethoden kennen Sie und welche Vor- und Nachteile besitzen diese?
3. Beschreiben Sie eine geoelektrische Messanordnung zur Bestimmung von Bodenparametern.
Welche Vor- und Nachteile haben geophysikalische Messmethoden?