

Abriss zu einigen Arbeiten, die zur Entstehung einer betriebseigenen Hydrogeophysik führten

Inhalt

- 1 Einleitende Bemerkungen
2. Petrophysikalische Arbeiten
 - 2.1 Porositäten
 - 2.2 Durchlässigkeitsbeiwerte k_f (Permeabilitäten)
3. Leitfähigkeitssonde
 - 3.1 Entwicklung
 - 3.2 Verwendung
 - 3.3 Zusammenhang - $\rho_w = f(\text{Ch})$
 - 3.4 Arbeiten mit Tracern
4. Einführung von Bohrlochmessungen im VEB Hydrogeologie
 - 4.1 Anschaffung der KAT 150
 - 4.2 Entwicklung des DT 1
 - 4.3 Vertikale Fließgeschwindigkeiten mittels T – Messungen
 - 4.4 Neue Anwendungen der Bohrlochmessungen
 - 4.4.1 Ausbaukontrolle – Entwicklung des Systems Hydrocontrol
 - 4.4.2 Water Migration Log
 - Qualifizierung der Gammamessung
 - Kontakttemperaturmessung
 - 4.4.3 AMT und Kombination mit anderen Messungen zum Migrationsnachweis
5. Untersuchungen in Fläche und Raum
 - 5.1 Arbeiten mit der Geoelektrik
 - 5.2 Entwicklung einer Gewässergeoelektrik
 - 5.2.1 Einige ausgewählte Ergebnisse
 - 5.2.2 Prozesse am Gewässerboden – Nachweis mit Gewässergeophysik
 - 5.3 Geophysikalische Messungen zur Ermittlung von Fließwegen im Untergrund
6. Nachwort
7. Quellen

1. Einleitende Bemerkungen

Vor Gründung des hydrogeologischen Erkundungsbetriebes gab es in der DDR verschiedene kleine Brunnenbaufirmen unterschiedlicher fachlicher, wirtschaftlicher und gesellschafts-politischer Struktur. In den politischen Verwaltungseinheiten der DDR existierten Abteilungen Geologie, gewissermaßen als „Sammelbegriffe“. „Groß geschrieben“ wurden in den 50er und 60er Jahren vor allem Erze - da allen voran die „Wismut“, auch Kupfer -, und ganz oben stand das Verlangen nach Erdöl. Das schlug sich ebenfalls in den Ausbildungsprogrammen der Universitäten/Hochschulen nieder. So sind in den Ausbildungsjahren von **G. Brandt** an der KMU z.B. Themen mit dem Hintergrund Wasser nur beiläufig gestreift worden.

Zum Thema Wasser gab es einige wenige Einrichtungen mit diesbezüglichen Fachgruppen. Hier sind dem Unterzeichner aus dieser Zeit das ZGI mit **J. Zieschang** und wohl auch **H.J. Weder**, die Sektion Wasser an der TU Dresden mit **W. Beyer** und das Institut für Wasserwirtschaft in Berlin mit **P. Chardabellas** bekannt. Sie vertraten alle die traditionelle geologische und hydrophysikalische Seite. In Berlin wurden die Bestrebungen zur Schaffung einer Wirtschaftseinheit mit geologischem, wasserwirtschaftlichem, hydrologischem Fundament und

einschlägiger laborativer Einrichtungen sowie einem starken Bohrfeld geboren. Die agile Kraft in der Gruppe der Gründungsaktivisten war der damals junge **N. Meinert**.

Eine Geophysik war in dieser Konstruktion nicht vorgesehen – wie sollte es unter den gegebenen Bedingungen auch sein. Durch den zwar Nicht-Geophysiker aber Geophysik-Enthusiasten **J. Wolff** animiert, bewarb sich in der Gründungsphase des Wirtschaftsbetriebes „Hydro“ der aus der Erdölerkundung kommende Geophysiker **G. Brandt** für eine Mitarbeit. Er wurde angenommen – sozusagen mit Vorbehalt - die Zeit wird es richten.

Doch die Antipathie der meisten Hydrogeologen gegenüber der Geophysik, herrührend von Unkenntnis, vielleicht auch den Angeboten der Dienstleistungsgeophysik, war nahezu unüberwindlich. Dazu war der Geophysiker ohne technische Ausrüstung arbeitsunfähig und darum zunächst nicht in der Lage, positive Beispiele zu schaffen. Geophysiktechnik war damals kaum erwerbbar; denn der VEB Geophysik produzierte ausschließlich für den Eigenbedarf, und Devisen für den Kauf im Ausland standen dem Hydrobetrieb nicht zu. Es waren schließlich Zufälle, die mit geborgter Apparatur und wissenschaftlicher Hilfe (**KMU Leipzig, F. Jacobs**) 1968 -1970 sporadische Geoelektrikeinsätze ermöglichten.

Die Mahnung, die der Bearbeiter dieses Beitrags, Brandt, seinerzeit beim Eignungsgespräch an der KMU von Prof. **Lauterbach** für das Studium der Angewandten Geophysik mit auf den Weg gegeben wurde:

„Wenn sie eine gute geophysikalische Arbeit leisten wollen, dann müssen sie ebenfalls ein brauchbarer Geologe sein.“

Das sollte sich hier in der Hydrogeologie in nicht geahnter Weise notwendig machen und ganz und gar nicht ausreichend sein.

2. Petrophysikalische Arbeiten

Der „frei verfügbare“ Geophysiker war zunächst – so wie es gerade passte, dem einen oder anderen Geologen beigeordnet. Das betraf Feldeinsätze im Lockergestein und im Buntsandstein. Gesteinsansprache und –bewertung, Probenahme, Pumpversuche und deren Auswertung. Das waren wertvolle Bildungsprozesse. Hervorzuheben ist, dass dem Geophysiker die Bearbeitung (zeichnerische Darstellung und lithologische wie hydraulische Auswertung) von ca. 1,5 Tausend Siebanalysen und einige ungelernete Hilfskräfte zugeschoben wurden. Hier war Rationalisierung in einer Weise gefragt, die es ungelerten Mitarbeitern schnell und trotzdem systemgerecht fehlerarm zu arbeiten erlaubte.

Fluviatile Sedimente müssen eine gesetzmäßige, von der Fließgeschwindigkeit abhängige Kornverteilung haben!

Da wurde etwas Gebrauchsfähiges (eine physikalische Gesetzmäßigkeit) gefunden, und die Hilfskräfte konnten zuverlässig arbeiten (**BRANDT, G. u. BORKMANN, G. 1968**).

Das war möglicherweise der Anlass, dem Geophysiker fundamentalere Arbeiten zuzutrauen.

2.1 Porositäten

Im Jahre 1968 wurde der Geophysiker mit einem Thema beauftragt, das bis heute nicht rational gelöst wurde. So war denn auch die von **J. WEDER** formulierte Themenstellung pauschal:

„Die Anwendung von bohrlochgeophysikalischen Verfahren bei der Bestimmung des Wasserabgabevermögens im Lockergestein“ (BRANDT, G., 1968)

Eine praktikable Lösung oder gar ein physikalisch fundierter mathematischer Algorithmus, mit dem aus bohrlochgeophysikalischen Messwerten die hydrologischen Gesteinsparameter zu berechnen sein würden, wurde nicht gefunden. Vielmehr zeigte sich die Unschärfe des Vorhabens bereits in der Bezeichnungsvielfalt für die gesuchte hydrophysikalische Größe.

Neben handwerklich wirtschaftlichen Bezeichnungen wie *Nutzporosität* werden halbquantitative Bezeichnungen wie *Wasserkapazität*, *Lufthaltewert*, *entwässerbare Porosität* vorgefunden. Es

musste zu den Grundlagen recherchiert werden. Einen physikalischen Bezug hat **ZUNCKERS spannungsfreier Porenanteil**. Dieser entspricht wahrscheinlich dem **WIEDERHOLDTSCHEN Speicherkoeffizienten**, der aus dem instationären Prozess des Pumpversuches errechenbar ist. **ZUNKER** prägte außerdem den Begriff des **hygroskopischen Wassers** w_h . Das ist das elektrophysikalisch an die Gesteinspartikel gebundene Wasser. Sein Anteil am Gesamtwassergehalt ist über die **spezifische Oberfläche** des Gesteins errechenbar. **SCHOPPER (1966)** prägt dann noch den Begriff des **drainablen und undrainablen Wassers**. Der Auswertung (**Brandt, 1969**) von **F. H. KINGS** 2,44 m langen Bodensäulen (s. Abb. 1, Daten aus **ZUNKER, F. 1936**) sind anschaulich einige Gesetzmäßigkeiten entnehmbar:

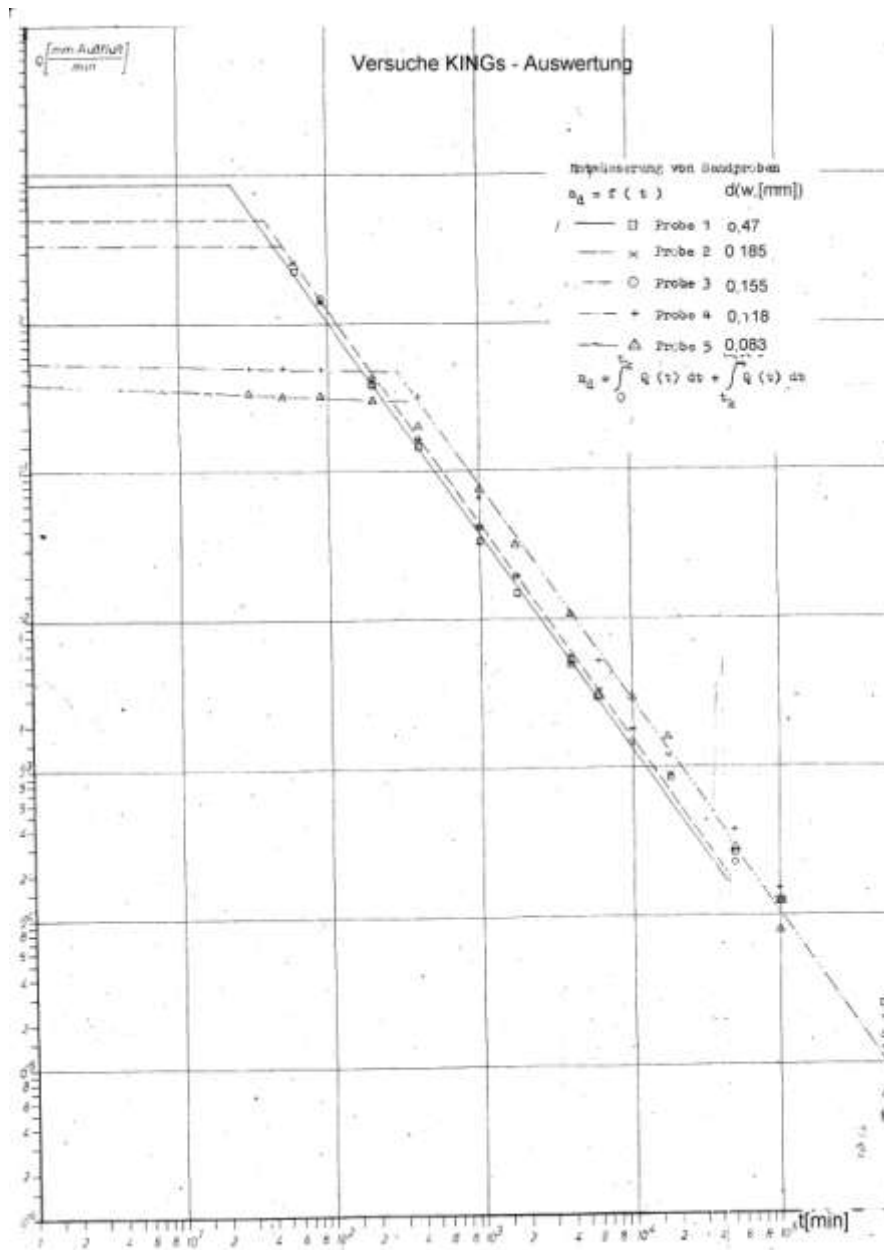


Abb.1 Darstellung des KINGSchen Entwässerungsversuchs im Jahre 1909
 (Ordinate: Volumenausfluss pro min. Abszisse: Auslaufzeit in min.
 Gesamtentwässerungsdauer: ca.2,5 Jahre, dargestellt: 350 Tage)
 Die Proben sind in aufgeführter Reihenfolge: Grobsand, Mittelsand, Mittelsand,
 Mittelsand/Feinsand, Feinsand

Aussage:

Die Entwässerung vollzieht sich in zwei Phasen.

1. Phase:

Hierzu gibt es nur Einzelwerte für die beiden feinkörnigen Proben. Der Ausfluss erfolgt mit zeitlich gering abnehmender Geschwindigkeit anscheinend nach einer Potenzfunktion in Abhängigkeit vom abnehmenden hydrostatischen Druck. Vom Prinzip her könnte dieser Porenanteil den **ZUNKER**schen **spannungsfreien Porenanteil** widerspiegeln.

2. Phase:

Die Ausflussgeschwindigkeit folgt einer wesentlich steileren aber gleichbleibenden Potenzfunktion. Die hydrophysikalischen Spannungskräfte setzen dem Ausfluss stärkeren Widerstand entgegen.

Die Summe beider Phasen ist die drainable Porosität insgesamt.

Die Berechnung der Anteile beider Entwässerungsphasen ist aus dem Kurvenverlauf möglich. Die Verhältnisse in der Natur unterscheiden sich in der generellen Fließrichtung von der der **KING**schen Säulen. Doch der Drainageprozess verläuft grundsätzlich analog.

In der Bestimmung der „nutzbaren“ Porosität sind zwei Verfahren in der Praxis üblich:

- Berechnung des sog. Speicherkoeffizienten aus dem instationären Prozess des Pumpversuches (**Wiederhold, W.**)
und
- Ermittlung im Labor nach dem Unterdruckprinzip (**TU Dresden**)

Beides wurde bei HGN praktiziert, die Laboruntersuchung allerdings nur wenige Jahre. Ein gesetzmäßiges Ergebnis beim Datenvergleich aus beiden Verfahren war, dass die Laborwerte stets deutlich höher waren als die aus dem Pumpversuch, obwohl ausnahmslos eine mechanische Probenverdichtung im Labor erfolgte und gestörte (das heißt zwangsläufig Mischproben) eine geringere Gesamtporosität hätten haben müssen.

Mit allem Vorbehalt (jeder Laborversuch hat seine Abweichungen zu den Feldbedingungen) können in hydrophysikalischer Hinsicht drei Porositätsanteile konstatiert werden:

- 1. Der spannungsfreie Porenanteil nach ZUNKER,**
- 2. der nicht spannungsfreie, hydrophysikalisch gebundene Porenanteil und**
- 3. das elektrophysikalisch an die Gesteinspartikel gebundene (hygroscopische) Wasser**

Der spannungsfreie Porenanteil ist möglicherweise den Werten aus dem instationären Pumpversuch ähnlich, wahrscheinlich jedoch nicht identisch (Wirkung der angelegten Kraftfelder). Das drainable Wasser ist die Summe entsprechend des KING'schen Versuchs.

Elektrisch verhält sich das Wasser entsprechend der Menge der gelösten Stoffe - elektrolytische Leitfähigkeit. Das an die Gesteinspartikel gebundene Wasser verhält sich elektrisch anders als der Elektrolyt (**BRACE, W.F.** et al., 1965).

In der Arbeit von **Brandt** (1968) konnte zwar eine Verwandtschaft zwischen den hydrophysikalischen Größen und widerstandselektrischen festgestellt jedoch keine verwertbare analytische Beziehung erkannt werden.

2.2 Durchlässigkeitsbeiwerte k_f (Permeabilitäten)

Zu den wichtigsten Größen bei hydrogeologischen Berechnungen gehört der Durchlässigkeitsbeiwert k_f . Er wird traditionell aus Daten des hydrogeologischen Pumpversuchs – der erreichten stabilen Absenkung bei stabilen Pumpleistungen sowie aus dem Absenkungsvorgang bei stabilen Pumpleistungen - errechnet. Eine andere Variante der k_f -Wert-

Ermittlung läuft (im Lockergesteinsbereich) über die Korngrößenverteilung einer Schicht. Hier gab es in den 60er Jahren des 20. Jahrhunderts vor allem am Zentralen Geologischen Institut Berlin (**J. ZIESCHANG**, 1964) und an der TU Dresden (**W. BEYER**, 1964) besondere Aktivitäten. Beide Autoren hatten auf unterschiedlichen Wegen die alte **Hazen-Formel** modifiziert. Es wurde seinerzeit eine Bestimmungsgüte mit einem Messwertfehler für den k_f – Wert von 10% angestrebt. Dazu waren Untersuchungen nach dem Wie und Ob nötig, denn die k_f - Werte nach **Beyer** und nach **Zieschang** unterschieden sich signifikant. Die Beyer-Werte waren in der Regel merklich niedriger als die Zieschang-Werte. Die vorsichtigen Hydrogeologen verwendeten dann doch lieber die niedrigeren Werte von Beyer. Wenn die k_f -Wert-Ermittlung aus der Korngrößenverteilung überhaupt einen Sinn haben sollte, dann muss die Korngrößenverteilung einigermaßen strengen Gesetzmäßigkeiten folgen. Diese Denkvoraussetzung bei den verschiedenen k_f -Wert-Formel-Entwicklern ist garantiert die Grundlage ihres Handelns gewesen. Bei dem o. erwähnten „**Gewalteinsatz**“ zur massenhaften k_f -Wert-Ermittlung aus Siebanalysen 1966/1967 war die handwerkliche Vereinfachung des Kurvenzeichnens nur möglich, nachdem eine Ähnlichkeit der Körnungskennlinien mit Verlauf des hyperbolischen Tangens erkannt worden war. Mit der Schaffung eines Koordinatensystems mit dem Areatangens als Ordinate erschienen die kumulativen Körnungskennlinien in brauchbarer Näherung als Geraden. Das Kurvenzeichnen war danach nur noch Handwerk.

Diese Erkenntnis war schließlich der Aufhänger für eine weiterführende Untersuchung an fluvialen Sedimenten. Es wurden folgende Denkgrundsätze zugrunde gelegt:

- Die Transportkraft des bewegten Wassers wird von seiner Fließgeschwindigkeit bestimmt.
- Die natürliche **Fließgeschwindigkeit** v besitzt statistischen Gesetzen gehorchend Schwankungen Δv .
- Mit einer bestimmten Fließgeschwindigkeit können nur Körner bis zu einer adäquaten Korngröße transportiert werden.
- Bei Verringerung der Transportkraft erfolgt die Sedimentation der zu „schweren“ Körner.
- Daraus ergibt sich zwangsläufig eine statistisch gesetzmäßige Korngrößenzusammensetzung des Sedimentes.
- Bei alledem spielt außerdem ein gesetzmäßiger Rundungsgrad der Körner in Abhängigkeit von der Korngröße eine Rolle.

Aus diesen Grundüberlegungen wurde folgendes Arbeitskonzept entwickelt:

Entnahme einer statistischen Anzahl von **Proben** in Sand- und Kiesgruben **aus dem Stoß**. Dabei ist streng darauf zu achten, dass ausschließlich Material aus jeweils einer einheitlichen Sedimentierphase entnommen wird, d.h. keine Mischproben - insgesamt über 200 Proben.

Die Siebung erfolgt mit extra geprüften und ausgesuchten Prüfsieben.

Die Siebergebnisse wurden jeweils wie folgt dargestellt:

1. Korndurchmesser d_i als logarithmische Größen, in der Abszisse aber die Siebdurchganganteile D_i in drei unterschiedliche Ordinatensysteme entsprechend der **Gauß**schen Normalverteilung, weil Sedimentationsvorgang wie auch Kornverteilung sowie Kornform statistischen Gesetzen unterliegen

2. Teilung nach dem Areatangens entsprechend der oben geschilderten praktischen Erfahrungen

3. Mit einer beim Durchgangsmengenanteil $D=0,5$ (bezogen auf die Einheit) gespiegelten Ordinate

$$(1) y = - \frac{2D-1}{/2D-1/} \cdot \lg(1- /2D-1/)$$

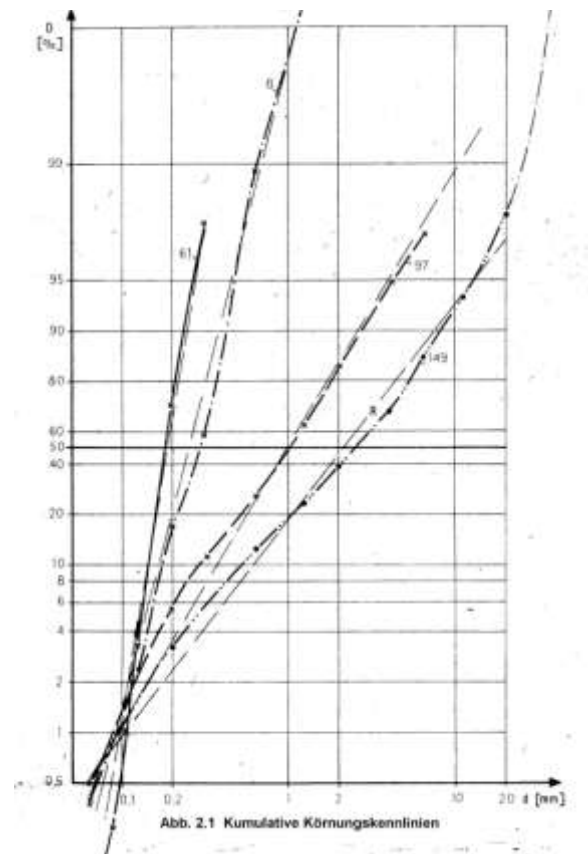
Die in den unterschiedlichen Koordinatensystemen erhaltenen Körnungskennlinien wurden mit dazugehörigen theoretischen Geraden verglichen und jeweils die Korrelationskoeffizienten berechnet. Da bei allen verwendeten Koordinatensystemen der Wert $D=1$ (100%) im

Unendlichen liegt, war er nicht einbeziehbar - sowohl in das förmliche Diagramm, wie auch in die Rechnung. Das ist zunächst nicht wichtig, da die d_i - Koordinate exakt ohnehin nur mit unrealistisch hohen dicht abgestuften Siebmaschenweiten hätte ermittelt werden können. Die Ergebnisse zeigten für das System nach Punkt 1 die niedrigste und nach Punkt 3 die höchste Korrelation an. Im Koordinatensystem mit beim Wert $D=0,5$ gespiegelten Koordinatenteilung wiesen für mehr als $\frac{3}{4}$ aller Proben einen Korrelationskoeffizienten von 98% oder besser aus.

Abb. 2.1

Kumulative Körnungskennlinien

in einem Koordinatensystem mit logarithmischer Aszisse und bei $D = 0,5$ gespiegelter logarithmischer Ordinate. Die daneben eingetragenen absolut geraden Linien sind die dazugehörigen theoretischen Vergleichskurven zur Berechnung des Korrelationskoeffizienten. Die Ziffern an den Kurven sind die Probennummern.



Der Quotient $\frac{2D-1}{|2D-1|}$ als Faktor vor dem Logarithmus bestimmt nur das Vorzeichen, d. h. ob die Werte oberhalb oder unterhalb der Achsenspiegelung liegen. Da die Funktion $D = f(d_i)$ sich bei $D=0,5$ ebenfalls symmetrisch um den mittleren Korndurchmesser $d_M = d_{50\%}$ spiegelt, kann man für $2D-1$ genauso $d_i - d_M$ schreiben und das auf z verkürzen. Die Gerade im obigen Koordinatensystem ist nun wie folgt aufzeichnenbar.:

$$(2) \quad D(d_i) = 0,5 + \frac{z}{2|z|} \left\{ 1 - \left(\frac{d_i}{d_M} \right)^{-v \frac{z}{|z|}} \right\}$$

Die Größe v ist der **Gleichförmigkeitsexponent** der Funktion. Je größer er ist, um so schmäler ist das Kornspektrum. Prinzipiell ist v das Umgekehrte des allgemein gebräuchlichen **U-Wertes**. Der inhaltliche Unterschied besteht darin, dass der U-Wert eine handwerkliche Größe ist und der Gleichförmigkeitsexponent eine mathematisch abgeleitete Größe. Sie ist einfach berechenbar

$$(3.1) \quad v = \frac{\Delta \log D}{\Delta \log d}$$

oder

$$(3.2) \quad (1,15)^{-1} D_M \cdot (\log d) = v$$

Zwischen dem Gleichförmigkeitsexponenten und dem U-Wert errechnet sich die Beziehung

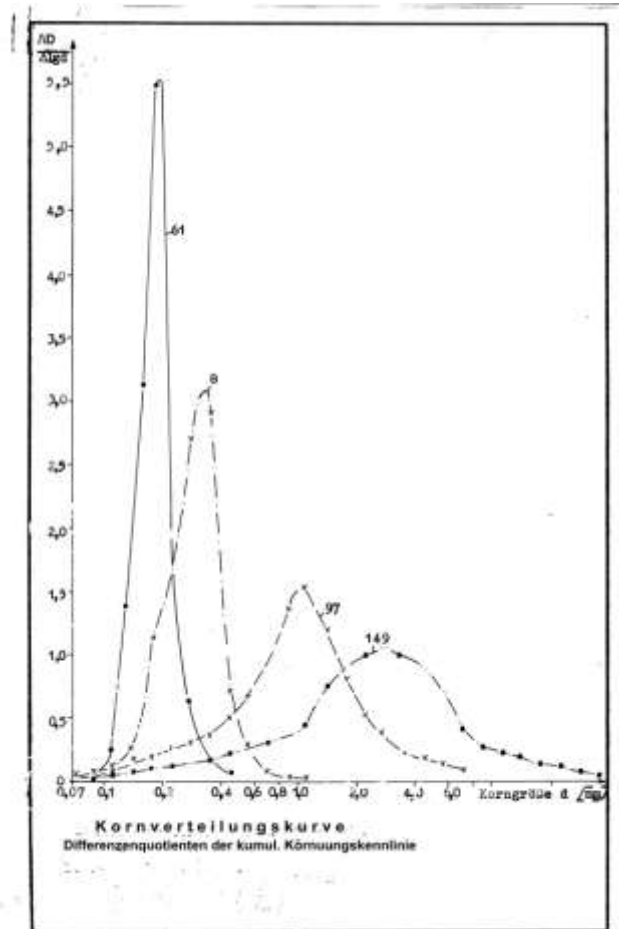
$$(4) \quad U = 6,25 \frac{1}{v}$$

Wichtiger als die Umrechnung von v in U ist die Errechnung der **Kornverteilungskurven** (Abb. 2.2) als Differentialquotient bzw. Differenzenquotient der kumulativen Körnungskennlinie.

Abb. 2.2

Kornverteilungskurven der Körnungskennlinien aus Abbildung 2.1

Die Amplitudenhöhe ist Ausdruck der Gleichförmigkeit der Kornverteilung. Aus der Darstellung ist zu entnehmen:
Mit wachsender Durchschnittskorngröße verringert sich statistisch die Gleichförmigkeit der Kornverteilung.
Die konkreten Verhältnisse können deutlich anders sein.



Der Scheitelpunkt der Verteilungskurven.

Er beschreibt in Lage und Höhe besser als alle anderen Hilfsparameter den geometrisch physikalischen Gehalt aus der Kornverteilung einer Schicht. In der Abbildung 2.3 ist die Kornverteilungskurve des künstlich vermischten Probenmaterials zweier unmittelbar benachbarter Schichten dargestellt. Die k_f -Werte beider Schichten unterscheiden sich im Maße 1: 700. Aus der kumulativen Körnungskennlinie würde man über den $d_{10\%}$ -Wert der Feinkornkurve den k_f -Wert der Feinkornschicht für die Mischprobe erhalten und das noch vermindert durch die scheinbare Wirkung eines sehr hohen U -Wertes. Das geschieht häufig genug.

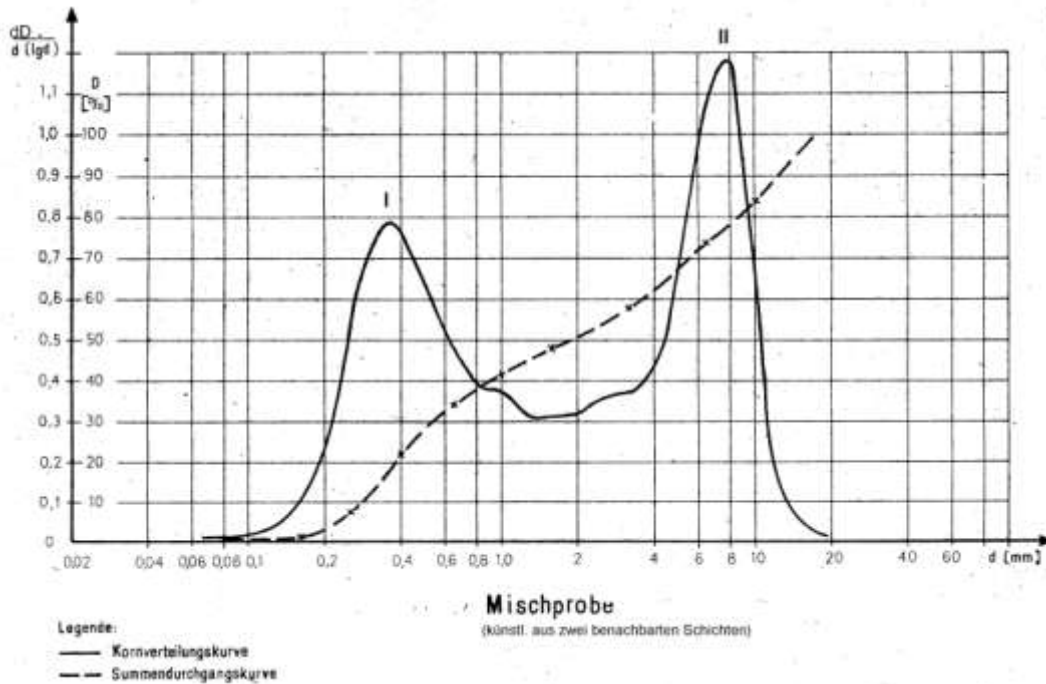


Abb. 2.3 Kornverteilungskurve und kum. Körnungskennlinie zweier vermischter Schichten

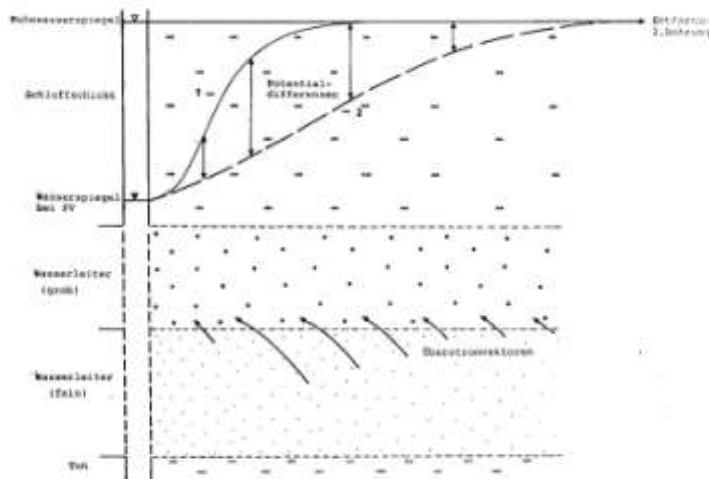


Abb. 2.4 Fließschema im geschichteten Aquifer - angeregt durch PV

Die Umstellung der Berechnungsbasis für den k_f – Wert von $d_{10\%}$ auf d_M würde die Genauigkeit der Aussage verbessern. Der erwähnte Befund, dass die Rechenwerte nach **BEYER** verglichen mit anderen Verfahren allgemein niedriger waren, dürfte daran liegen, dass hydraulisch im Labor

untersuchte Mischproben natürlich mit den Rechenwerten aus der Körnungsanalyse verwandt sein müssen.

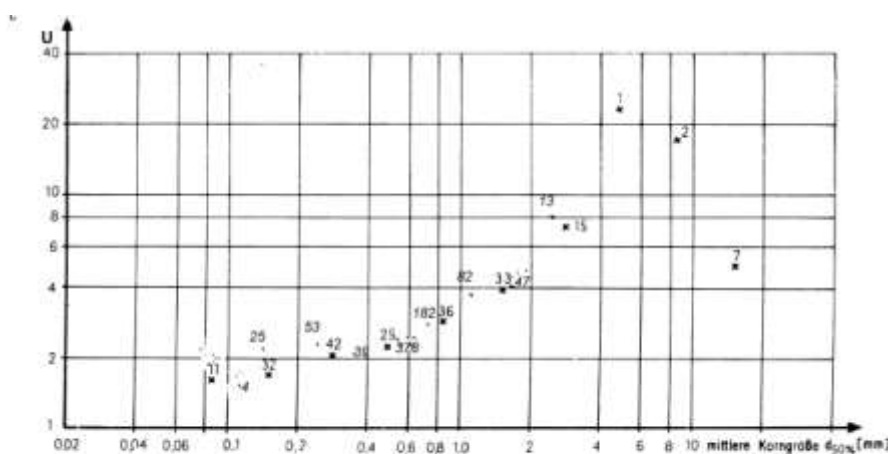
Da in der Realität bei der gängigen Praxis Mischproben eine Normalität darstellen, sind aus der Körnungsanalyse berechnete k_f -Werte in der Regel zu klein. Dafür sind sie beim Pumpversuch zu groß, wenn aushaltende Schichten mit unterschiedlichem k_f -Wert übereinanderliegen, wie das in Abb. 2.4 schematisch dargestellt ist.

Für eine mögliche geophysikalische Bestimmbarkeit hydrophysikalischer Kennwerte ergibt sich folgendes Bild:

Mit der Zunahme der mittleren Korngröße d_M nimmt statistisch die Breite (Ungleichförmigkeit) des Kornspektrums zu (Abb. 2.2) und damit die Porosität ab. Die Abnahme (ebenfalls statistisch) des Rundungsgrades der Körner mit zunehmender Durchschnittskorngröße bewirkt eine zusätzliche Verringerung der Porosität. Die Kornoberflächen sind elektrisch nicht neutral.

Abb. 2.5

▪ Werte: BRANDT 1976
 • u. Auswertung Wörlitz 1968 (aus Bohrungen)
 (Zahlen im Diagramm zeigen die Anzahl der Werte an, die den jeweiligen Punkt belegen.)



Durchschnittliche U-Werte in Abhängigkeit vom mittleren Korndurchmesser.

$$U \approx 3d_M^{0,6(1 \pm 0,4)}$$

(+ bei $d_M > 1$, - bei $d_M < 1$)
 (BRANDT, G. 2012)

Das bewirkt erstens eine erhöhte Bindekraft der Wasser- und anderer Moleküle an die Kornoberflächen (das **ZUNKER**sche hygroskopische Wasser) und erzeugt eine lockerere Primärlagerung als es bei völlig neutralen Körnern der Fall wäre (**CHARDABELLAS, P.** u. **THIEMER K. 1964**). Zunehmende Auflast wirkt den abstoßenden Kräften entgegen.

Im fluviatilen Milieu abgelagerten Sedimenten ist (statistisch) die Gesamtporosität um so größer zu erwarten, je kleiner die mittlere Korngröße d_M ist.

Im wassererfüllten Medium existiert wegen dieser Grenzflächenaktivitäten mit abnehmender Durchschnittskorngröße eine Zunahme des hydraulischen Reibungswiderstandes. Andererseits hat das (nach **Zunker**) hygroskopisch gebundene Wasser eine 10- bis 20-fache elektrische Leitfähigkeit des Leitungswassers (**BRACE, W.F. & andere, 1965**) und liegt damit in der Größe der elektrischen Leitfähigkeit von Ton.

Bei fluviatilen Sedimenten steigt die hydraulische Leitfähigkeit mit zunehmenden mittleren Korndurchmesser d_M , und es fällt die elektrische Leitfähigkeit.

Die **Zweigliedrigkeit der elektrischen Leitfähigkeit** des fluviatilen Sedimentes in (fallweise unterschiedliche) elektrolytische Leitfähigkeit und die allein von der Größe der inneren Oberfläche des Gesteins abhängige Grenzflächenleitfähigkeit ändern sich beide gleichsinnig mit der Porosität.

Alles zusammen lässt eine einfache (Basis-) Beziehung zwischen den elektrischen und hydraulischen Eigenschaften erwarten, z.B.:

$$k_f = f(F) \text{ mit } F = \rho_{sch} / \rho_w$$

Ein zusätzlicher Formationsfaktor, wie ihn **Archie** vorschlägt, kompliziert unnötig und erscheint nicht notwendig. Die Geologie „produziert“ viele „Abweichungen“, z. B.:

Verdichtungen durch Auflast, Unterwanderungen vor allem in „grobes“ Sediment, nichtfluviale Sedimentation. Auf geoelektrischer Seite muss man um die Unschärfen bei der Bestimmung der Schichtparameter aus den Messkurven wissen.

Die Berechnung der drainablen Porosität oder des Speicherkoeffizienten erscheint wegen ihrer Verwandtschaft zum k_f – Wert grundsätzlich möglich. Doch sind hier noch von hydraulischer Seite grundsätzliche Vorarbeiten nötig.

Die Einbeziehung der **Gammaintensität** in die Bestimmung hydraulischer Größen ist von mehreren Autoren versucht worden. In der Tat ist die Bestimmung der Schichtwerte recht genau möglich. Man muss aber wissen, was radioaktiv ist. Sind es z.B. porphyrische Sande, dann steigt die Aktivität mit zunehmender Korngröße. Bei Tonen, die nicht aus Kalifeldspäten hervorgehen, ist das Sedimentationsmilieu für seine Aktivität von Bedeutung. Die Gammawerte sind zum stehenden Fragenkomplex wichtig, ein fabrikmäßiges Vorgehen jedoch zu vermeiden.

3. Leitfähigkeitssonde

3.1 Entwicklung

Kernstück einer geophysikalischen Fachgruppe in einem hydrogeologisch ganzheitlich gestalteten Unternehmen wie dem VEB Hydrogeologie in der DDR musste eine funktionierende Feldgeoelektrik sein. Die vorangestellten petrophysikalischen Untersuchungen lassen diese Zielrichtung als vorrangig erscheinen. Der kritische Punkt war jedoch lange Zeit die fehlende und nicht im Inland erwerbbar messbare Messapparatur. Mit ausgeliehenen Geräten konnten wenigstens einige Erfahrungen gesammelt und bei den Geologen Interesse geweckt werden. In einer Studie „Widerstandselektrik“ (**BRANDT 1972**) gelang es schließlich, mittels praktischer Ergebnisse die leitungsseitige Unterstützung für den Aufbau einer eigenen Geoelektrik zu erhalten. Eine hinreichend leistungsstarke Messeinrichtung musste aber selbst entwickelt werden (**HEILMANN, H.-D. U., BRANDT, G.**). Der VEB Geophysik baute tragbare leistungsstarke Erdungsmesser ausschließlich für den Eigenbedarf, und der von **W. Anders (Ilmenau)** entwickelte **Komplexe Erdungsmesser** konnte zwar neben dem elektrischen (ohmschen) Widerstand noch die induzierte **Polarisation** (kapazitiver Widerstand) messen, war jedoch für unsere Bedingungen zu schwach ausgelegt. Im Jahre 1973 war eine eigene allerdings sehr schwergewichtige Gleichspannungs- Messeinheit einsatzbereit.

Nun ist allgemein bekannt, dass es für eine gute Interpretation geoelektrischer Messdaten über die komplexe Größe „scheinbare Widerstand/Schichtmächtigkeit“ wertvoll ist, wenn man eine Hilfsgröße einbringen kann – z.B. den spezifischen elektrischen Widerstand des Elektrolyten. Mit diesem Problem kämpften gleichermaßen die Kollegen vom VEB Geophysik. So war es denn (1974) der Geoelektriker **U. Mahler** vom VEB Geophysik, der an uns mit dem Vorschlag herantrat, eine entsprechende Sonde zu entwickeln. Die Grundidee für die Widerstandssonde brachte er mit (Prinzip der sog. Spülungssonde des VEB Bohrlochmessungen).

Über einen **Neuerervorschlag** (**BRANDT, G.; HEILMANN, H.-D., 1973**) wurde die Konstruktion eingeleitet. Es dauerte dann jedoch mehr als ein Jahr bis eine leichte Sonde mit hinreichend

linearer Messcharakteristik vorlag. Die Schwierigkeit bestand darin, neben der Abschirmung von Fremdfeldern und der Wirkung metallischer Verrohrung eine hinreichende Linearität der Sonde zu erzielen (Abb. 3.1). Dank des im eigenen Hause vorhandenen chemischen Labors konnten für die Systemeichungen genaue Lösungen zur Verfügung gestellt werden. Es wurde eine Genauigkeit erreicht, die im Trinkwasserbereich einer Salzgehaltsänderung von 2 mg/l entspricht. Die Messeinrichtung wurde zum Wirtschaftspatent angemeldet (**BRANDT, G. & HEILMANN, H.D. 1977**).

Im folgenden Jahre wurde sie zusammen mit Beispielen zu verschiedenen Einsatzgebieten auf der **RGW-Tagung in Brno** vorgestellt (**GARLEB, H. u. BRANDT, G., 1978**).

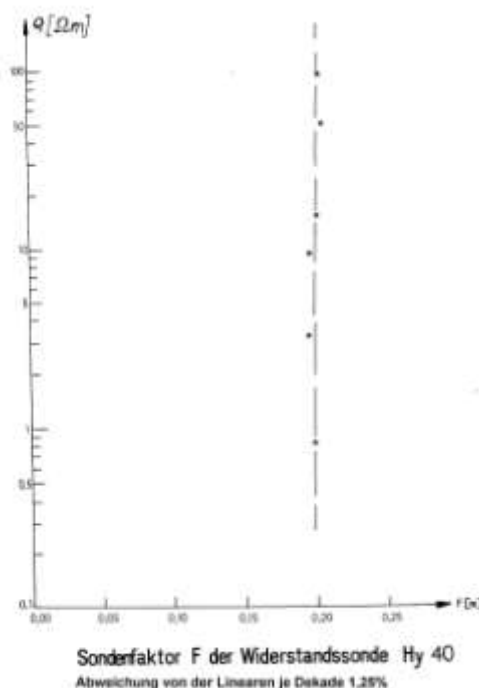
Abb. 3.1
Charakteristik der Sonde Hy 40
zur Messung der spezifischen elek-
trischen Wasserwiderstände ρ_w

Sonde:

- Durchmesser: 40 mm
- Länge: 200 mm
- Gewicht: ca. 400 g
- 4-Elektrodensystem, eine Strom-Elektrode wirkt als Schirmelektrode (Mantel)
- eine Messelektrode ist für Eichzwecke verschiebbar gestaltet
- durchlässiger Sondenfuß

Messgerät:

Modifizierter Erdungsmesser vom VEB Messgerätekwerk Schlotheim mit Zusatz für T-Messung



In der Folge wurde die Sonde zusätzlich mit einem Temperaturfühler (Messwertauflösung: 0,05°) ausgestattet. Aus der Sonde Hy 40 wurde die Sonde Hy 40T.

Die Sonde wurde als Handgerät für den Bearbeiter (Transport im PKW) und kuppelungsfähig für Sondenfahrten im Bohrloch gestaltet. Bei Bedarf (z. B. Dickspülung, starke Strömung) ist ein Zusatzgewicht anbringbar. Schließlich wurde eine Geräteeinheit geschaffen, mit der mehrere Sonden Hy 40T bedient werden konnten. Die Handsonde mit Messgerät wird in Abbildung 3.2 gezeigt.

Die hohe Genauigkeit, die mit der Messeinrichtung erreicht wurde, veranlasste den Mitarbeiter des Zentrallabors HGN, Dipl.-Chem. **R. Zierath**, zur umfassenden Kontrolle aller Analyseverfahren der betriebseigenen Labors und der Labors, die mit HGN kooperierten.

Mit Sonde und Messgerät (Primärvariante) wurden sämtliche Bedarfsabteilungen/Fachgruppen des VEB Hydrogeologie ausgerüstet sowie alle interessierten einschlägigen Fremdeinrichtungen.

Abb. 3.2 Sonde Hy 40T mit dem kombinierten Messgerät HR 3T



3.2 Verwendung

Der erste Einsatzbereich war die Kombination mit feldgeoelektrischen Messungen. Es wurde zur Routine bei jedem Vorhaben mit Feldgeoelektrik, im Filterbereich der dort vorhandenen Grundwasserbeobachtungsrohre den spezifischen Wasserwiderstand zu messen. Einen besonderen Fall gab es im Untersuchungsobjekt **Thyrow** (BRANDT, G. 1975). Es existierten lokale geogene Versalzungen des Hauptgrundwasserleiters. Hierzu sollten mit der Geoelektrik möglichst Aussagen über den Versalzungsgrad und deren Eingrenzung gemacht werden. Zur Lösung des Problems wurden nicht nur an GWBR der spezif. el. Widerstand

Abb. 3.3

Spezifischer el- Schichtwiderstand ρ_{sch} als Funktion des spez. el. Wasserwiderstandes ρ_w

$$\rho_{sch} \approx 4,5\rho_w$$

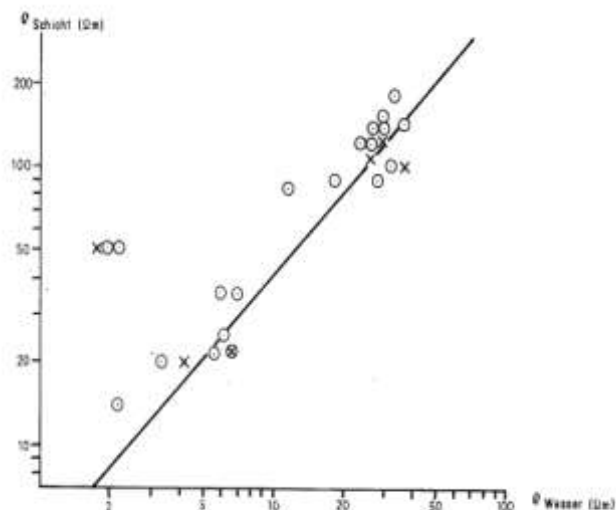


Abb. 3.3

Zusammenhang zwischen spezif. Schichtwiderstand $\rho_{Schicht}$ und spezif. Wasserwiderstand ρ_{Wasser} in einem Gebiet¹⁾; $\rho_{Schicht} = 4,5 \rho_{Wasser}$
 1) Darüther Urstromtal

gemessen, sondern dazu bei jedem GWBR eine geoelektrische Sondierung durchgeführt. Die Auswertungsergebnisse wurden gegenübergestellt, s. Abb.3.3. Es ergibt sich eine lineare

Abhängigkeit. Der Schichtwiderstand beträgt das 4,5-fache des Wasserwiderstandes und zwar in recht „sauberer“ Korrelation. Parallel zu diesen Messungen im Objekt Thyrow liefen in Kooperation mit dem firmeneigenen Chemielabor Untersuchungen über analytische Beziehungen zwischen der elektrischen Leitfähigkeit und hydrochemischen Bestimmungsgrößen. So konnte für den Hauptgrundwasserleiter eine Karte der Gesamtsalzgehalte (Abdampfrückstände AR) gezeichnet werden (Abb, 3.4). Die Zahlen an den Messpunkten sind mg/l und an den Isolinien in g/l.

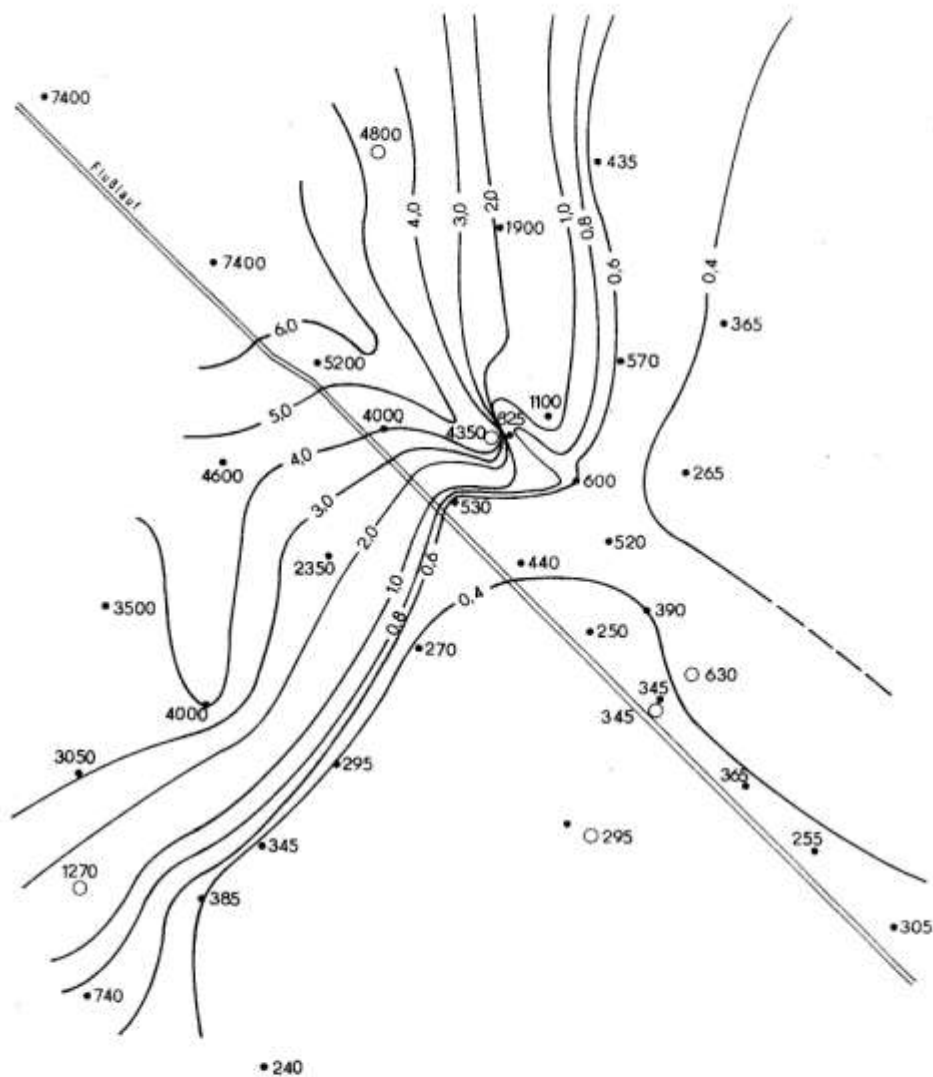


Abb. 3.4

Linien gleichen Salzgehaltes (Abdampfrückstand) [mg/l] nach Geoelektrik

Der Flusslauf ist die Nuthe. Die im Labor ermittelte Korrelation zwischen Abdampfrückstand AR [mg/l] ist in Abb. 3.5 dargestellt.

Abb. 3.5
 $\rho_{wRr} = 9,0 (AR)^{-1,09}$

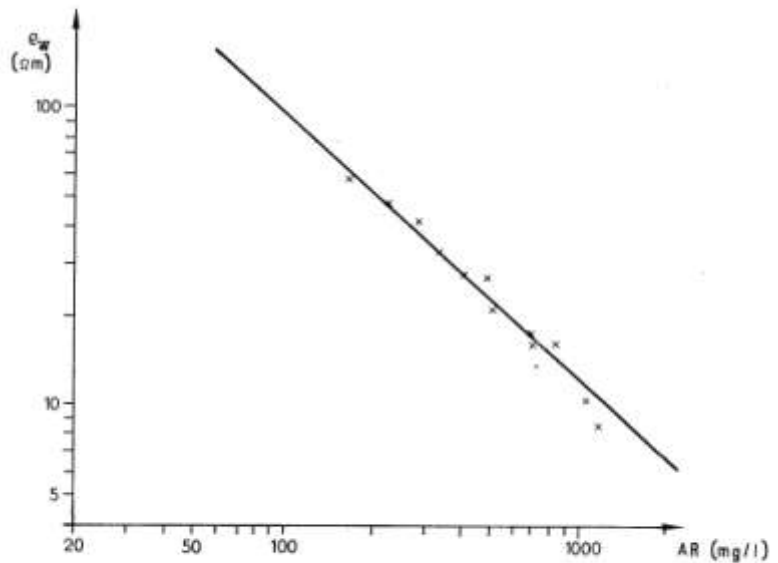


Abb. 3.5 Zusammenhang zw. spezif. el. Wasserwiderstand und dem Abdampfdruckstand (AR)

Analoge Korrelationen zwischen dem spez. el. Wasserwiderstand ρ_w und den wichtigsten hydrochem. Bestimmungsgrößen wurden bei Bedarf in verschiedenen Objekten hergestellt.

Die Kollegen des **Betriebsteiles Berlin** zeichneten aus Temperaturprofilen in mehreren Grundwasserbeobachtungsrohren mit der Sonde Hy 40T ein Schema des Verlaufs von Infiltrat aus dem Vorfluter zum Brunnen (Abb. 3.6). Die Isothermen, gemessen im Winter, geben Auskunft über Weg und Verweildauer des in der warmen Jahreszeit infiltrierten Wassers.

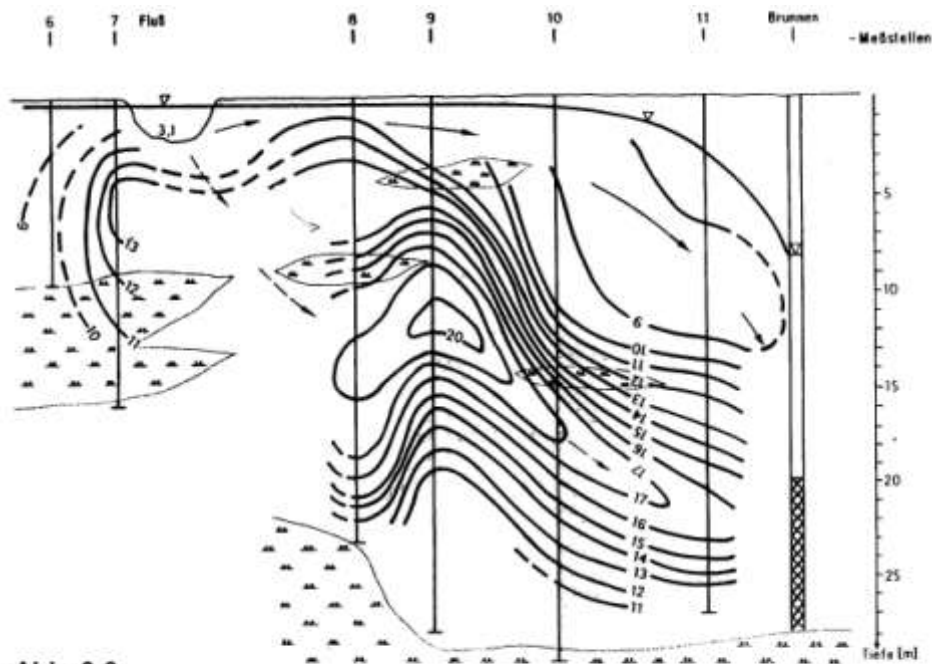
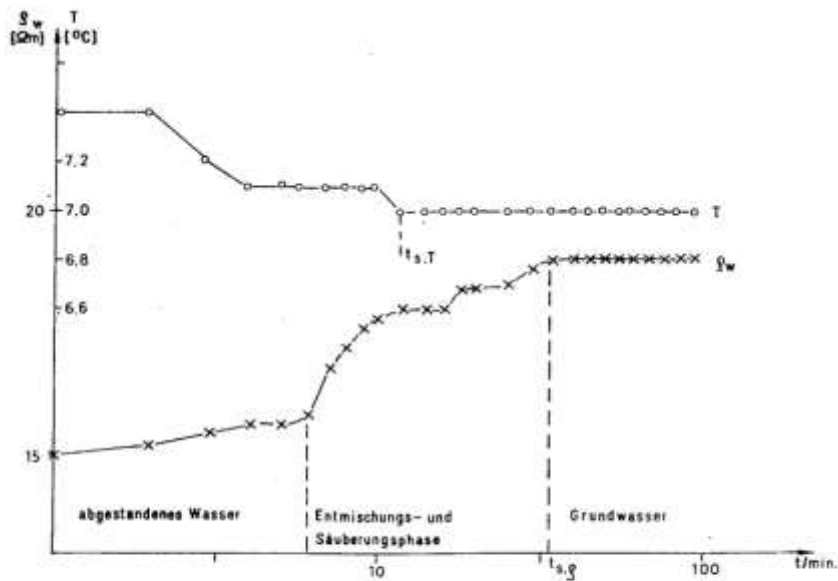


Abb. 3.6
 Uferfiltratproblem
 Laufwege und Verweildauer nach geothermischen Messungen

Messintervalle: 2m
 Stichtag: 10.12.82

Die Messeinrichtung Hy 40T/ HR 3T und zusammen mit der Geoelektrik wurde schon frühzeitig zur Rekonstruktion räumlicher und flächenhafter Vorgänge und Situationen eingesetzt. Ein weiterer wesentlicher Schritt bzgl. des Einsatzes der Messeinrichtung wurde aber mit monitorischen Messungen zum Zwecke einer zuverlässigen Beprobung von GWBR und Brunnen gemacht (BRANDT, G.; BUCHHOLZ, W., 1982). Grundlage hierfür war das Wissen, dass mit dem Einsetzen der Widerstandstabilität beim Pumpversuch die Zusammensetzung des Elektrolytes ebenfalls Stabilität anzeigt. Mit dieser Stabilität wird der Zeitpunkt für die Entnahme einer den Grundwasserleiter repräsentierenden Wasserprobe bestimmt. In Abbildung 3.7 wird das prinzipielle, (fast ausschließlich) immer repräsentative Verhalten während des Beprobungs-PV aufgezeichnet.



Monitorischer Beprobungspumpversuch mit Hy 40T/HR 3T

Abb. 3.7

Interessant ist, dass (fast) immer die Temperatur vor dem Widerstand stabil wird. Interessant ist weiter, dass nicht einfach das „abgestandene Wasser“ im Rohr abgepumpt zu werden braucht,

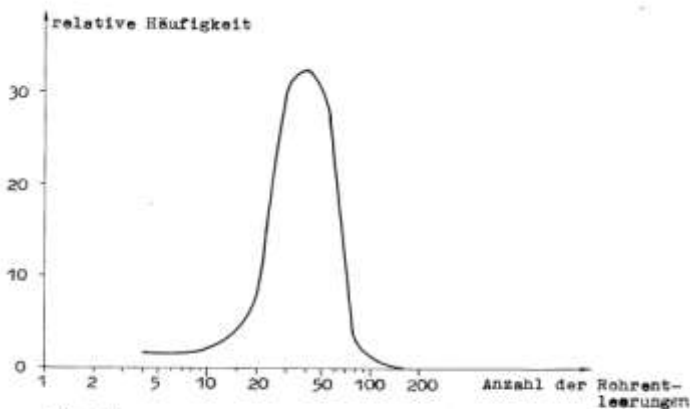


Abb. 3.8
Häufigkeitsverteilung der notwendigen Anzahl der Rohrentleerungen bei Kurz-PV bis zur Stabilisierung des spezifischen elektrischen Widerstandes s_w des gefördert Wasser

um Schichtwasser zu fördern. Es ist im Gegenteil vielfach das Rohr zu spülen, wie das die Abbildung 3.8 deutlich zeigt (Grundlage: 42 PV). Die Ursachen für dieses Verhalten wurden nicht untersucht.

Die begleitende Messung von Wasserwiderstand und Temperatur bei der GWBR-Beprobung wurde im VEB Hydrogeologie und in den mit ihm kooperierenden Einrichtungen zum verpflichtenden Standard erhoben und schließlich von Hygieneinstituten der DDR gefordert.

Die neue Qualität in der Grundwasserbeprobung erweckte spontan weitere Forderungen. Die flächenhafte Gütebeprobung des Grundwassers im Umfeld des Industriegebietes **Schwarzheide** war eine solche Forderung. In den folgenden Abbildungen sind die **ρ_w - stabil – Daten** in diesem Gebiet zu Beginn der Untersuchungen und die nach einem halben Jahr danach dargestellt.

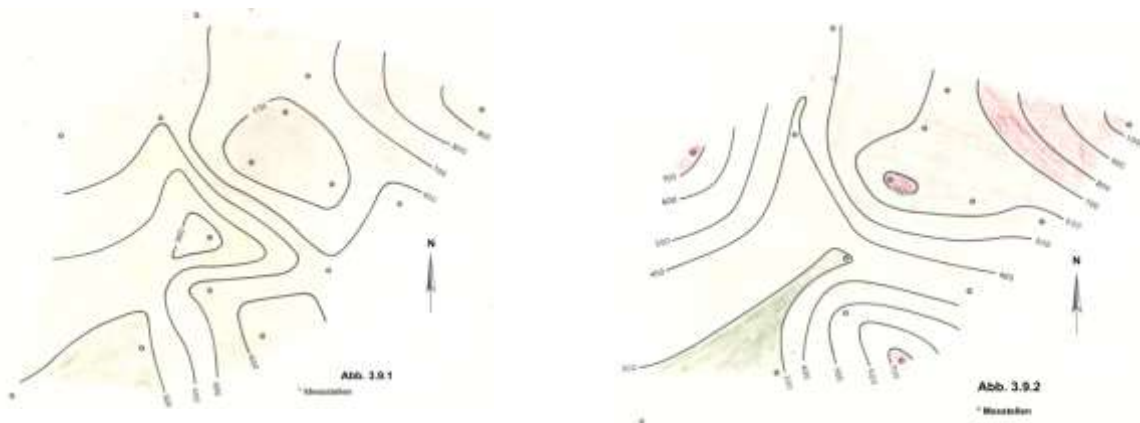


Abb. 3.9.1 / 3.9.2 Isoleitfähigkeiten im zeitlichen Abstand von 6 Monaten gemessen. Die Leitfähigkeitswerte κ [$\mu\text{S}/\text{cm}$] haben sich während dieser Zeit sichtbar abgeschwächt.

Unter den Bedingungen des Industriegebietes ergaben sich für die Gütebeprobung von hydrogeologischen Aufschlüssen neue Anforderungen. In Aufschlüssen, in denen der gesamte Grundwasserleiter oder ein größerer Teufenabschnitt davon durchweg verfiltert wurde, galt es nachzuweisen, ob die Wasserbeschaffenheit über den gesamten Grundwasserbereich durchweg gleichartig oder partiell unterschiedlich ist. Die entwickelte Messeinrichtung Hy 40T/Hr3 T

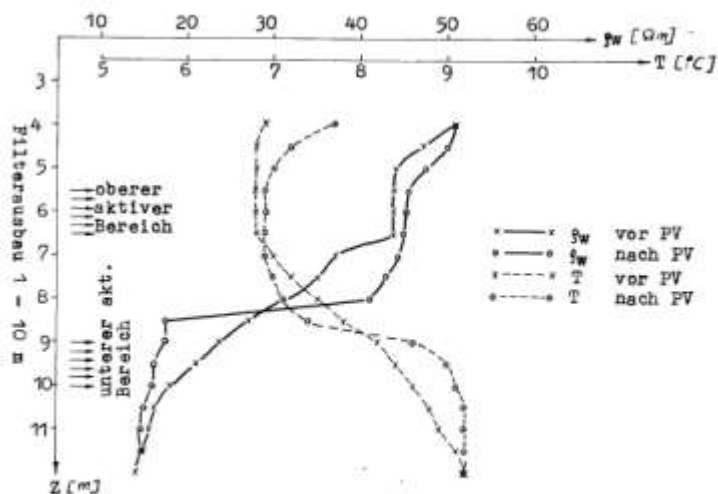


Abb. 3.10 (aus: Brandt, G.; Hodam, S. 1985)
 Nachweis von Grundwasserschichtung in einem vollständig mit Filter ausgebauten Brunnen mittels Wasserwiderstands- und -temperaturmessung

leistete hier gute Dienste (Abb. 3.10). Zwei Lösungswege wurden zur differenzierten Beprobung beschritten.

Die statische Lösung mit einem dreiteiligen Probenschöpfgerät (Abb. 3.11) und die dynamische Lösung mit einem 3-Pumpensystem (Abb. 3.12)

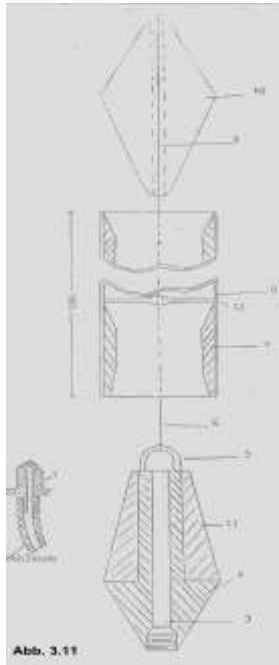


Abb. 3.11

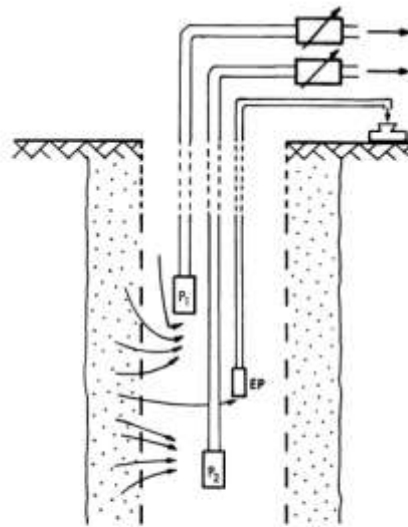


Abb. 3.12

Regelbares Dreipumpensystem zur tiefenorientierten Probengewinnung

P₁, P₂ Leistungspumpen mit Leistungsregulierung

Das 3-teilige Probeentnahmeggerät (STIEBRITZ, A u.a, 1977)

besteht aus:

- am Seil hängender Basisdoppelkegel mit verschließbarer Entleerungsbohrung
- einem Hüllrohr (Edelstahl, d= 40mm, l= 1,2 m, V = 1,5 l)
- einem Beschwerungs- und Abschlusskegel

Verfahrensweise: Basiskegel wird in erforderliche Tiefe gebracht – das nachgesandte Stahlrohr „durchschneidet“ die Wassersäule und der Kopfkegel dichtet den Körper ab.

Das dreiteilige Schöpfgerät garantiert punktgenaue (statische) Beprobung. Mit dem 3-Pumpensystem kann im „angeregten Zustand“ ebenfalls Punktgenauigkeit erzielt werden.

Mit der Entwicklung der Messeinrichtung Hy 40T/HR3T und der Schaffung zusätzlicher Entnahmetechniken war zunächst die Gruppe Geophysik im VEB Hydrogeologie nunmehr in der Lage, die Beprobung von Grundwasser mit Recht als **Gütebeprobung** zu bezeichnen. Die geschaffene Verfahrensweise wurde auf andere Bereiche des Betriebes übertragen.

3.3 Zusammenhang. $\rho_w = f(\text{Ch})$

Über den gesetzmäßigen Zusammenhang zwischen dem spezifischen elektrischen Wasserwiderstand ρ_w (beziehungsweise der elektrischen Leitfähigkeit κ) und hydrochemischen Bestimmungsgrößen, wie es die Abb. 3.5 zeigt, hat bereits **Thiele, H.** im Jahre 1952 im Fachbuch „**Wassererschließung**“ Beispiele veröffentlicht. Bei HGN waren wir zunächst ohne die Kenntnis der o. g. Arbeit von Thiele auf den gesetzmäßigen Zusammenhang in Form von Potenzfunktionen gestoßen. Erstmals wurde über diesbezügliche (sporadisch angefallene) Ergebnisse im Jahre **1976** in Halle anlässlich einer **GGW-Tagung** von **BRANDT** berichtet. Im Rahmen einer Neuervereinbarung (NVE) wurden von Brandt systematische Untersuchungen

u.a. zu Fehlereinflüssen bei Labor- und Feldmessungen, in der Endkonsequenz vor allem zu der Bedeutung der Größen **a** und **b** in der allgemeinen Beziehung

$$\rho_w = a (\text{Ch})^{-b}$$

mit **Ch** = hydrochem. Bestimmungsgröße, ρ_w = spez. el. Wasserwiderstand, **a** = Korrelationsfaktor und **b** = Korrelationsexponent durchgeführt (Brandt, G. 1978).

Es zeigte sich, dass für alle im entsprechenden Milieu relevanten Inhaltsstoffe eine korrelative Beziehung entsprechend der obigen Formel existiert. Besonders „straff“ ist sie für Ionensummen oder der Summengröße Abdampfrückstand **AR**. Es wurde gefunden, dass der Zahlenwert von **b** geringfügig um **1,0** schwankt. Bei Vorhandensein von vorwiegend „kleinen“ Ionen ist **b** > 1 und bei Vorhandensein vorwiegend „großer“ Ionen ist **b** < 1. Die Größe **a** ist der Wert, bei dem die korrelative Kurve $\rho_w = f(\text{AR})$ den Wert von **AR** = 1 durchschneidet. Das ist in jedem (Milieu-) Gebiet anders. Die vergleichenden Untersuchungen in 18 umfangreichen Messobjekten ergaben, dass sich sämtliche (bilog.) Korrelationsgeraden in einem Punkt mit den Koordinaten

$$P_w = 15 \Omega\text{m und AR} = 0,7\text{g/l}$$

schnitten. Der Streufehler betrug 2/3 der mittl. Stat. Fehler der Korrelation $\rho_w = f(\text{AR})$.

Somit würde die Größe **a** durch eine entsprechende Koordinatenverschiebung den Wert 1 annehmen. Die Größe **b** ist darum der einzige Wert, der das entsprechende Milieu repräsentiert. Weitere (zufällige) Ergebnisse enthalten die Abbildungen 3.13 und 3.14, Bei den Untersu-

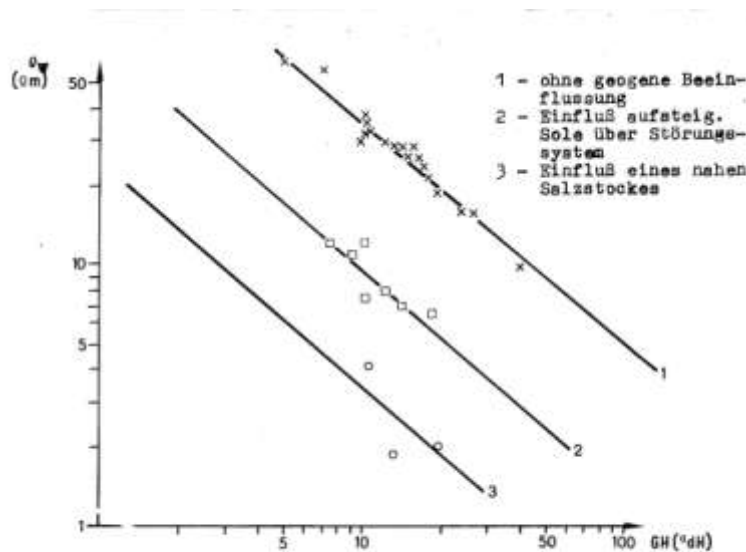


Abb. 3.13
Korrel. mit Gesamthärte in unterschiedl. Milieu

chungen im Gebiet Thyrow, wo es u.a. um die Lokalisierung geogener Versalzungseinflüsse ging, konnten **Isolinien** über den **Gesamtsalzgehalt** im Hauptgrundwasserleiter (Abb. 3.4) dargestellt werden. Als ein weiteres Ergebnis ist das spezifisch-korrelative Verhalten des elektrischen Wasserwiderstandes ρ_w zur Gesamthärte GH in den unterschiedlichen Milieubereichen des Untersuchungsgebietes Thyrow (Abb. 3.13).

Ein anderer Fall liegt für ein intensiv landwirtschaftliches Gebiet in Abbildung 3.14 vor.

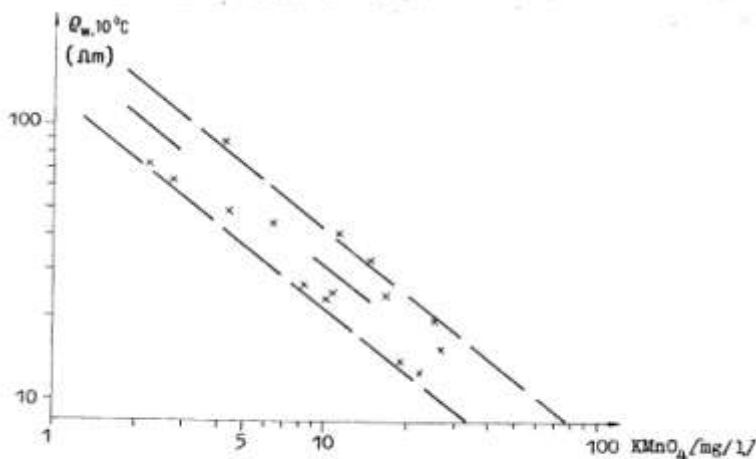


Abb. 3.14
spez. el. Wasserwiderstand als Funktion oxydierbarer Stoffe

Es wurden Proben aus Drainerausflüssen, Brunnen auf Bauerngehöften, Vorflutern u.a. untersucht. Der KMnO_4 – Verbrauch repräsentiert im Wasser vorhandene oxydierbare Stoffe. Das sind Stoffe, die selbst nichts zur elektrolytischen Wasserleitfähigkeit beitragen, die aber auf ihre Umsetzung, z.B. zu Nitraten, Nitriten, Sulfaten usw., warten. Die gezeigte Korrelation weist jedoch darauf hin, dass bereits ein großer Anteil dieser Stoffe eine Umsetzung erfahren hat. Der Exponent $b=0.98$ ist deutlich kleiner als bei geogenem Einfluss in Thyrow mit $b=1,09$.

Eine allgemeine Nutzung der Beziehung $\rho_w = f(\text{Ch})$ erfolgte im VEB HGN nicht, ebenfalls keine Erkenntnisvertiefung.

3.4 Arbeiten mit Tracern.

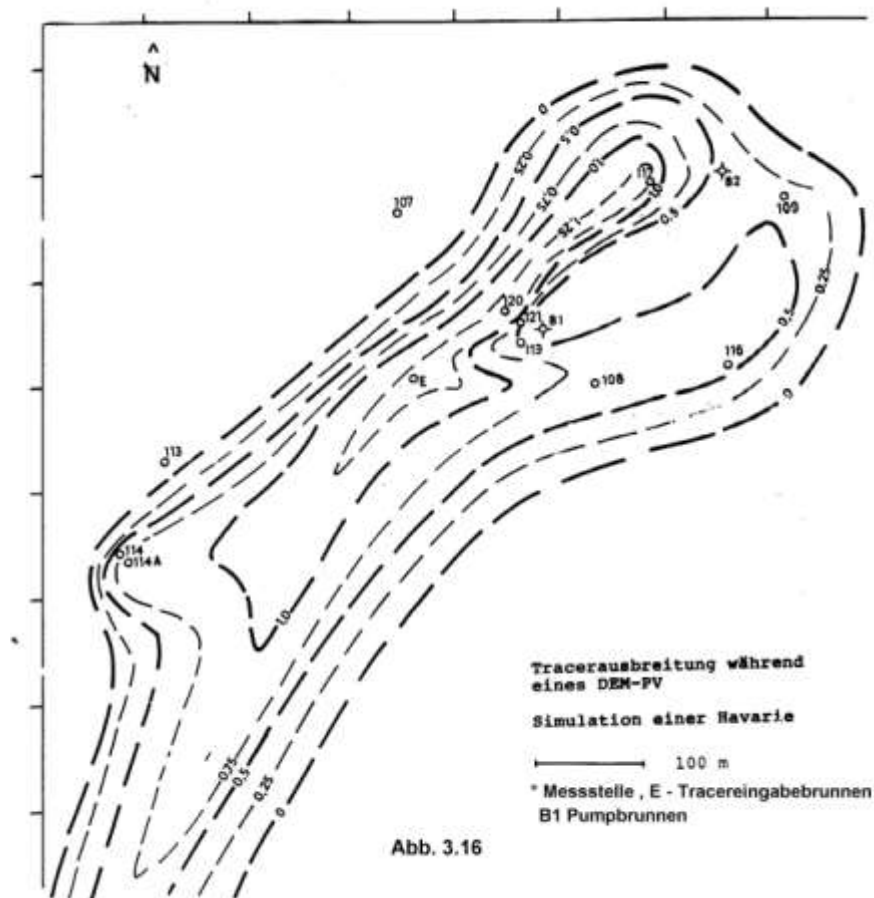
Im Zusammenhang mit der Diskussion um den Einsatz der Messeinrichtung HR 3T/ Hy 40T geht es um Salztracern (künstliche, natürliche) und um die Temperatur als Tracer. Im Folgenden sollen die Ergebnisse von zwei Großeinsätzen mit Salztracern diskutiert werden.

Im geophysikalischen Messfahrzeug UAS (Russensanka) war neben dem Kabelanschluss für 20 Sonden Hy 40T und der dazugehörigen Messeinrichtung für Temperatur und spez. el. Wasserwiderstand noch ein hydrochemischer Arbeitsplatz eingerichtet worden. Hier wurden vornehmlich Chloride titriert. Das war beim Einsatz von NaCl als Tracer für notwendig erachtet worden, um gemessene ρ_w – Wert-Veränderungen auch sicher als Traceranomalie erkennen zu können. Zur vollständigen Ausrüstung gehörten zusätzlich sogenannte Wandersonden, mit denen nicht verkabelbare Messstellen „ambulant“ angegangen werden konnten, sowie zwei Kontrollsonden, mit denen (bei Langzeit-PV) sämtliche installierte Sonden täglich einmal überprüft werden konnten.



Abb. 3.15
Hydrochem. Arbeitsplatz im Messfahrzeug

Der erste große Einsatz war im Tal der Sprotte nordwestlich der Stadt Schmölln. In diesem Gebiet, in dem Grundwasservorräte erschlossen und bereits Brunnen gebaut worden waren, sollte zusätzlich ein Klärwerk für die Abwässer von Schmölln angelegt werden. Untersuchungen



mit NaCl-Tracer sollten klären, welche Folgen für das Grundwasser eine Havarie des Klärwerkes haben würde. Beim geplanten Klärwerk wurde zu diesem Zweck ein Brunnen (E) für die Tracereingabe und ein zweiter Abfangbrunnen B1 errichtet. Ein demonstrativer Pumpversuch in B1 sollte den Tracer direkt auf sich lenken. Das Anomalienbild (Abb. 3.16) zeigt aber, dass das vertracerte Wasser weit nach Nordosten ausholt und die Brunnengalerie im Havariefall beeinflussen würde.

Ein Jahr nach diesem ersten großen Tracereinsatz mit einer Vielzahl von Sonden Hy 40T erfolgten Untersuchungen in den Jahren 1988 und 1989. Es galt nachzuweisen

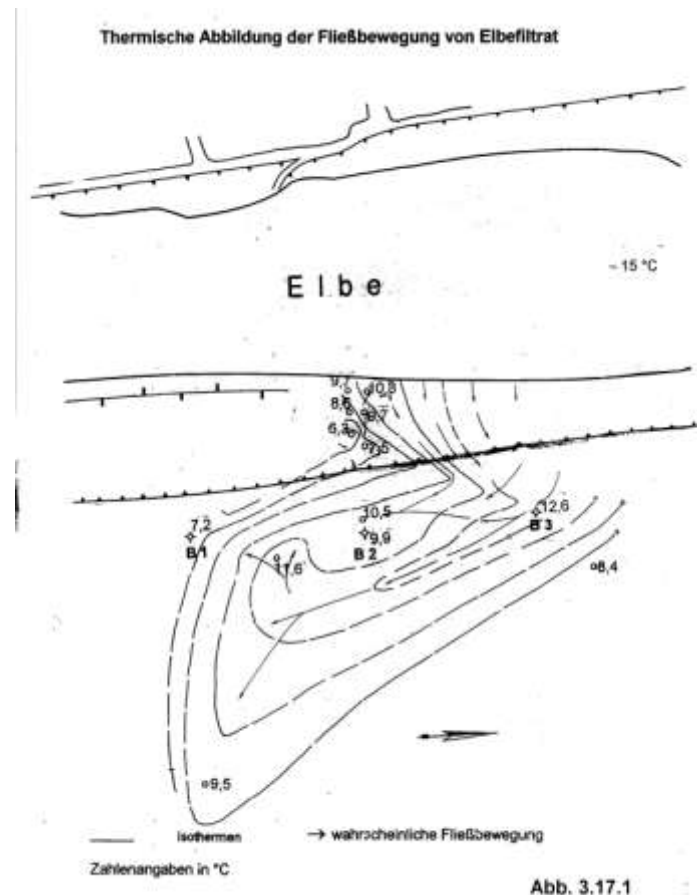
Verweildauer und Abbauverhalten

eines möglichen Schadstoffes, der bei einer angenommenen Industriehavarie via Elbe vom Fluss bis zur Brunnengalerie (B1, B2, B3) gelangen konnte. Zu diesem Zweck wurde ein Schluckbrunnen am Elbeufer mit einer sich dem erwarteten möglichen Schadstoff hinsichtlich Abbauverhalten ähnlichen Chemikalie und mit NaCl vertracert. Die Untersuchungen wurden April/Mai 1989 durchgeführt.

Die Auswertung der ρ_w -Messungen brachte keine klaren Verhältnisse, dafür aber die Auswertung der Temperaturmessungen. Das Elbewasser hatte zur Zeit der Messungen eine Temperatur um 15°C. Im terrestrischen Untergrund herrschen jedoch noch winterliche

Temperaturen im Niveau ca. 102m über NN (aus BRANDT, G. 1995 u. BRANDT, G. sowie RICHTER, Ch. 1998)

→ Fließrichtung d. Elbe

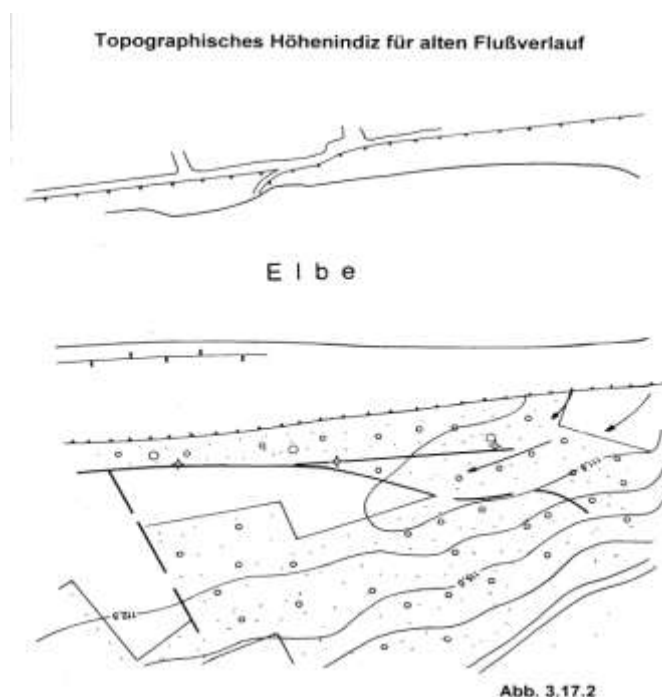


Temperaturen, wie es die Zahlenwerte an den Messstellen ausweisen. Die für den Teufenbereich von 96 bis 99m über NN gezeichneten Isothermen sind denen von 102 m fast deckungsgleich. Während des **Dem-PV** förderte allein der Brunnen **B2** Wasser. In den Messstellen linear zwischen Brunnen B2 und der Elbe werden Temperaturen (bis auf eine) unter 10°C gemessen. **Hier** speist die Elbe nicht ein. Dagegen weisen die Messstellen im „Hinterland“ höhere Temperaturen auf. Das Elbefiltrat passiert das Ufer weiter stromabwärts und erreicht den Brunnen quasi von „hinten“. Die Erklärung liefern die in Abb. 3.17.2 dargestellten Höhenlinien des Elbevorlandes, auf dem sich die Brunnengalerie befindet. Sie bilden eine Talung, d.h. einen alten Flussarm dort ab, wo die Isothermen maximale Temperaturen anzeigen.

Das harte Ergebnis ist:

Die derzeitige Elbe (und nicht nur sie) ist ein Kanal. Unterirdische Wasserströmungen folgen jedoch bevorzugt weiter den geologisch geschaffenen Strukturen. Ein rein ingenieurtechnisches Konzept, das wie das vorliegende dies nicht berücksichtigt, musste scheitern.

Bei der Durchführung geophysikalischer Untersuchungen oder Untersuchungen mit anderen indirekten Methoden liefern ohne Berücksichtigung wichtiger Randbedingungen oft unzulängliche Ergebnisse. Die Anwendung der Flächengeophysik – im wesentlichen Geoelektriksondierungen (Land und später auch Wasser) – wurde im VEB HGN stets mit der Kontrolle der elektrischen Leitfähigkeiten im Grundwasserleiter (GWBR) und der in den Oberflächengewässern kombiniert.



4. Einführung von Bohrlochmessungen im VEB Hydrogeologie

4.1 Anschaffung der KAT 150

Mit der Entwicklung der Messeinrichtung HR3T/Hy 40T waren im Prinzip bereits Messungen in Bohrungen eingeführt worden. Es handelte sich in der Durchführung nahezu ausschließlich um Punktmessungen zum Erreichen von Teufenprofilen.

Der VEB Geophysikalische Messgeräte Storkow hatte Anfang der 80er Jahre die tragbare Bohrlochmessapparatur KAT 150 entwickelt und auf dem Markt angeboten. Die Standardausrüstung bestand zunächst aus einer Gammasonde und einer Kabelsonde für Widerstands- und Eigenpotentialmessungen.

Der VEB Hydrogeologie erwarb im Jahre 1983 eine solche Messeinrichtung, die zunächst für Ausbauhilfen bei den hydrogeologischen kleinkalibrigen Spülbohrungen (KKL) zum Einsatz kam.

4.2 Entwicklung des DT 1

Im Jahre 1983 wurde vom Neuererkollektiv der Gruppe Geophysik im VEB Hydrogeologie HEILMANN, H.-D., HODAM, S., STIEBRITZ, A.) eine hochempfindliche, stabile Temperaturmesseinrichtung das **DT-1** entwickelt. In der Abb. 4.1 ist die erste Handsonde abgebildet.

Prototyp des DT 1

2 Betriebsarten:
relativ u. absolut
geprüfter Messbereich:
0°C – 30°C
Handsonde: 5m Kabel
Bohrlochsonde: 200 m Kabel
(nicht für KAT 150)
Durchmesser: 25 mm



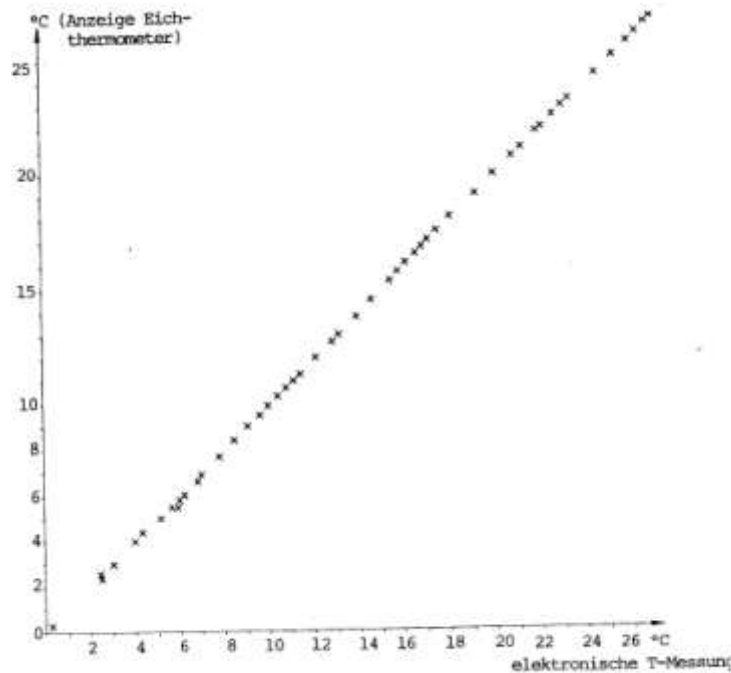


Abb. 4.2 DT-1 Messcharakteristik

Die Eichung erfolgte im eigenen Labor mit Anfangswert von schmelzendem Eis (destill. Wasser). Es wurden stabile Messwerte bis zu einer Auflösung von $\Delta T = 0,005^\circ\text{C}$. Es wurde deshalb eine Relativauflösung von $\Delta T = 0,01^\circ\text{C}$ angegeben. Bei Verwendung verschiedener Kabellängen musste jeweils eine Bezugspunktbestimmung erfolgen. Für die Zwecke der Anwendungen in der Hydrogeologie wurde es nicht als notwendig erachtet, absolute Temperaturen zu messen. Der gemeinsame Einsatz mit der KAT 150 erfolgte noch im Jahre 1984 in der KKL-Bohrung Försterei Pretzschau (Abb. 4.3).

Messung am 29.05.84

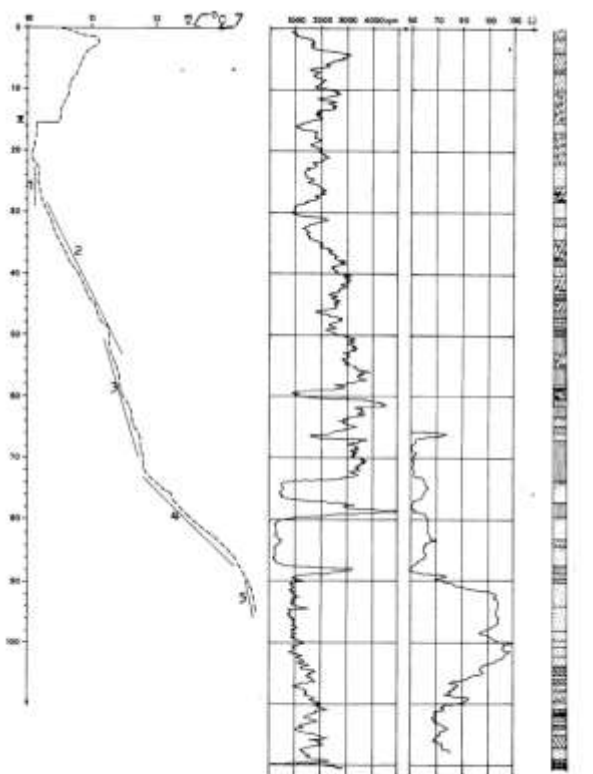


Abb.4.3 Brunnen Pretzschau
 Temperaturmessung mit DT-1 und mit KAT 150 Gamma und Widerstand
 aus: Nutzerkatalog Geophysik 1985

Die Gammamessung sowie die R-Messung (Martiensens) erfolgten in der Spülbohrung unmittelbar nach Bohrdurchführung. Die Temperaturmessung wurde im ausgebauten Brunnen (2 Zoll) nach einigen Tagen Standzeit durchgeführt (Punktmessung $\Delta z=0,5\text{m}$) und vor Ort den Kollegen der Arbeitsgemeinschaft **Hydrogeologie – Bohrlochmessungen** (VEB Hydrogeologie und VEB Bohrlochmessungen) präsentiert. Eine hydrophysikalische Auswertung erfolgte nicht, wenn man davon absieht, den scharfen Sprung bei 15 m Tiefe als Grundwasserspiegel zu interpretieren. Interessant war jedoch schon der geringe T-Gradient für Sand und Geschiebemergel und der hohe Gradient bei Kohleschichten.

4.3 Vertikale Fließgeschwindigkeiten mittels T- Messungen

Einen besonderen Schub brachte diese Entwicklung im VEB Hydrogeologie zunächst nicht hervor. Bis zu einem höheren Schritt in der Hydrogeologie durch die hochauflösenden Temperaturmessungen bedurfte es noch einige Überzeugungsarbeit, die letztlich von außen kam (Lux 1988). Die Anregung, vertikale Fließvorgänge im Gebirge mittels Temperaturmessungen zu bestimmen, kam von **H.-F. Bamberg**. Er berief sich neben Informationen aus der TU Dresden auf eine grundlegende Arbeit von **ŠESTAKOV, V. u.a. (1975)**. In der Gruppe Geophysik des VEB Hydrogeologie wurde die Thematik in Form eines NV vorgestellt (**Brandt, G.; Stiebritz, A. Bamberg, H.F.. 1988;**) vorgestellt und mit einem Rechenbeispiel aus der Bohrung Pretzschau belegt (Abb. 4.4).

Abb.4.4

Bohrung Pretzschau Vertikale Sickergeschwindigkeit nach Temperaturmessungen

Ausgewählter Teufenabschnitt:
17 m – 22,5 m

Errechnete vertikale Fließgeschwindigkeit:
 $v = -3,2 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$
 $k_f = 3,2 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$

Die Fließbewegung ist nach unten gerichtet

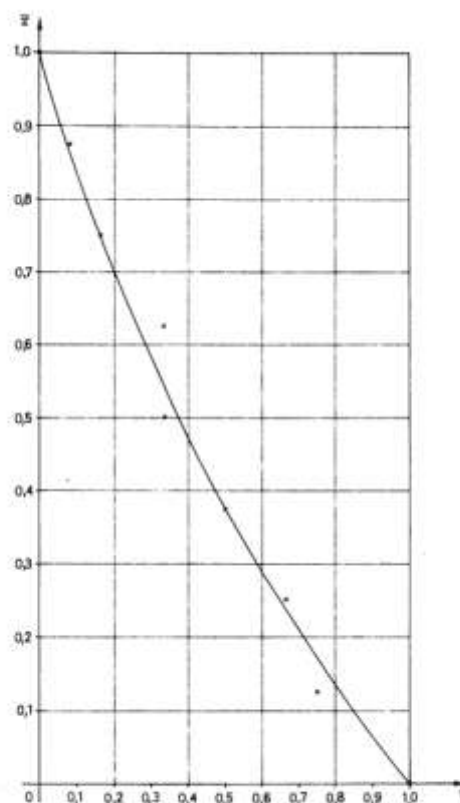


Abb. 4.4

Normalierte Wertepaare $z, T(z)$ aus der Bohrung Pretzschau

Das Prinzip der Parameterbestimmung durch die Messung der Temperatur im Bohrloch besteht darin, dass unterhalb der Tiefe mit jahreszeitlichen Einflüssen die geothermische Tiefenwirkung gilt. Wenn keine Sickerbewegung existiert, wird die Steilheit des geothermischen Tiefengradienten allein von der thermischen Leitfähigkeit des jeweiligen Schichtmaterials bestimmt. Bei vertikalen Sickerbewegungen „verbiegt das z. B. sich nach unten bewegende Wasser den Tiefen-

gradienten nach unten (s. Beispiel in Abb. 4.4). Aus dem Grad des „Durchbiegen“ der Kurve sind die hydrophysikalischen Parameter errechenbar.

Noch im gleichen Jahr wurden im hydrogeologischen Objekt **Teterow** insgesamt 4 Bohrungen (Hy Kaw 102/87 – 234 m, Hy Te 140/82 - 220 m, Hy Te 112/82 – 109 m und Hy RI 103/82 – 238 m) untersucht. Die Messungen erfolgten im Abstand $\Delta z = 0,5\text{m}$. Jeweils bei Wertstabilität erfolgte die Aufzeichnung (**Brandt, G. 1988**).

Ein zweiter Erkundungsauftrag im Objekt Basedow wurde im Jahre 1989 begonnen, wegen der dann veränderten politisch-wirtschaftlichen Verhältnisse jedoch nicht beendet. Ab 1990 gab es aus dem gleichen Grunde keine weiteren diesbezüglichen Aufträge mehr. Hier ist zu erwähnen, dass wohl im Zusammenhang mit den Auswertungen die Frage nach dem **Warum** für das vertikale Fließen aufgetaucht ist. Welches hydraulische Regime erzeugt in großer Tiefe ein **Masse-Druck-Defizit**, das den vertikalen Sickerprozess erst anregt bzw. ermöglicht? Die Frage nach Vorhandensein von Ringraumwegsamkeiten und dem Wirken von horizontalen Fließvorkommen in Wasserleitern jedweder Tiefe schloss sich an. Dem folgte die Frage nach dem **Wie** der Beeinflussung des geothermischen Feldes. Ihr wurde nicht nachgegangen.

4.4 Neue Anwendungen der Bohrlochmessungen

4.4.1 Ausbaukontrollen – Entwicklung des Systems Hydrocontrol - Plastausbau

Mit dem Problem der Kontrolle des Bohrungsausbaus konfrontierte im Jahre 1985 der Objektgeologe **G. Zöllner** erstmals die betriebseigene Geophysik. Es galt die Möglichkeiten mit der KAT 150 auszuloten. In einem laborativen Feldversuch wurden einige Vollrohre und ein

Abb. 4.5

Abbildung aus
Nutzerkatalog
Geophysik TeilII/2
(Brandt, G.; Hodam, S.
1985)

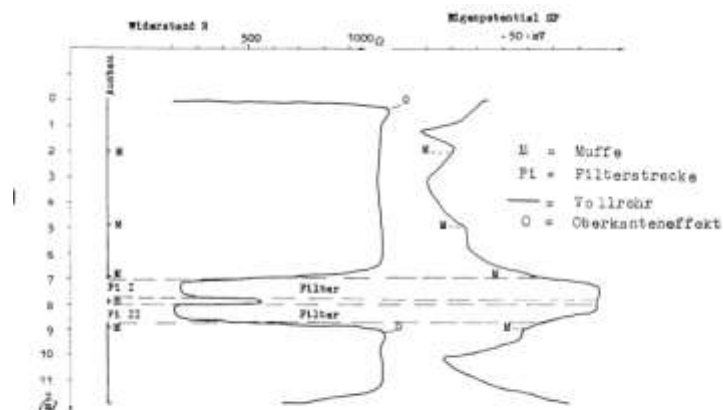
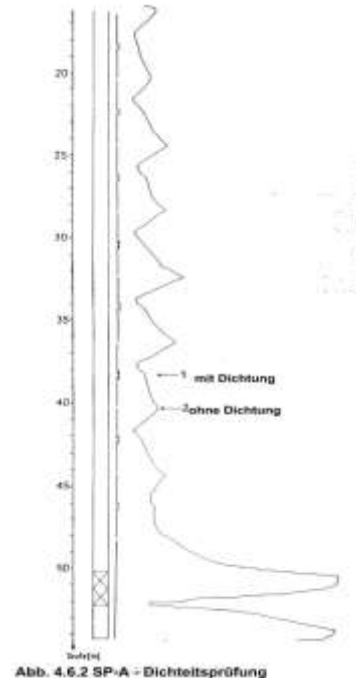
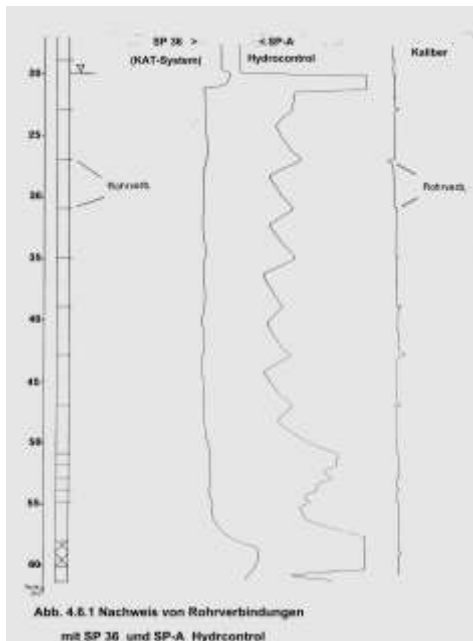


Abb. 4.5 Laborat. Feldversuch zur Ausbaukontrolle mit KAT 150

Filterrohr (2 Zoll) miteinander verbunden, in ein Oberflächengewässer gebracht und mit der Widerstandssonde sowie der Eigenpotentialsonde durchfahren. Das Ergebnis war derartig ermutigend, dass bald weitere methodische Untersuchungen folgten. Im **Nutzerkatalog Geophysik (Brandt, G. u. Hodam, S. 1985)** sind die Tests in einem Brunnen (315 mm Plastverrohrung plus ρ_w – Messung) und im stahlverrohrten 2-Zoll-Pegel in den Abbildungen 10/42 bis 10/44 dargestellt. Die Ergebnisse waren durchweg erfolgreich. Von jetzt an stand von der Geologie des VEB Hydrogeologie an die Gruppe Geophysik die generelle Forderung nach umfassenden Ausbaukontrollen. Es galt zu prüfen, welche Leistungen mit der KAT zu erreichen sind.

Zu diesem Zwecke wurden die Sonden R und SP so umgestaltet, dass sie als Kontaktsonden eingesetzt werden konnten. In der **Abbildung 4.6.1** wird in einem 50 mm Plastausbau mit der Kalibersonde die Lage der Rohrverbindungen angezeigt. Die Standard-Eigenpotentialmessung (SP 36 KAT-System) weist die Rohrverbindungen als schwache Maxima aus, zeigt als starke Anomalie sowohl den Grundwasserspiegel als auch den Filterbereich an. Mit der Kontaktsonde

werden die Rohrverbindungen um ein Vielfaches verstärkt wiedergegeben Sogar die „Einmeterstücken“ zwischen 51 m und 55 m sind eindeutig zu erkennen. Das Filter hebt sich scharfkantig vom hangenden Vollrohr und vom liegenden Schlammfang ab. In der folgenden **Abbildung 4.6.2** ist ein Ausbaumodell geschaffen worden (100 mm Durchmesser), in dem jede zweite Rohrverbindung ohne Abdichtmaterial ausgestattet wurde. Das Messergebnis spricht für sich. **Methodische Beispiele – Plastausbau**



SP-A – Dichtheitsprüfung

Die Rohrverbindungen ohne zusätzliches Abdichtmaterial sind im Eigenpotential unverkennbar als rechtwinklige Zacken zu erkennen. Die abgedichteten Rohrverbindungen erscheinen im SP-A als schwache Andeutungen.

FEL und R-A

In der Bohrlochgeophysik gehört der Einsatz des FEL zum gegebenen Standard für Ausbauelemente. Es war zu prüfen, ob mit der Andrückvariante R-A der KAT-Widerstandssonde Ähnliches zu erreichen sein würde. Im Brunnen Torgau-Ost 503 mit Mehrfachfilterausbau (Plast) wurde neben FEL die Kontaktvariante R-A eingesetzt. Es lässt sich in der Aussagequalität kein Unterschied feststellen, wie die **Abbildung 4.7** anschaulich beweist. **R-A** hat auf seiner Seite sogar ein Plus: Wegen der großen Arbeitslänge von **FEL** bleiben oben 4 m und unten 2 m ohne Aussage.

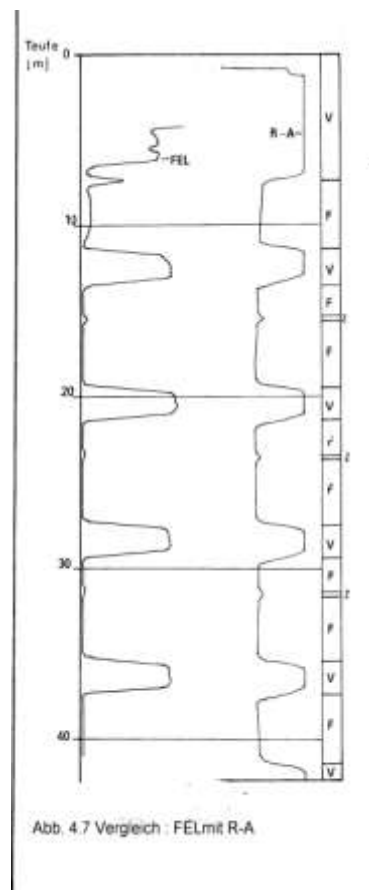


Abb. 4.7 Vergleich : FEL mit R-A

Abb.4.8

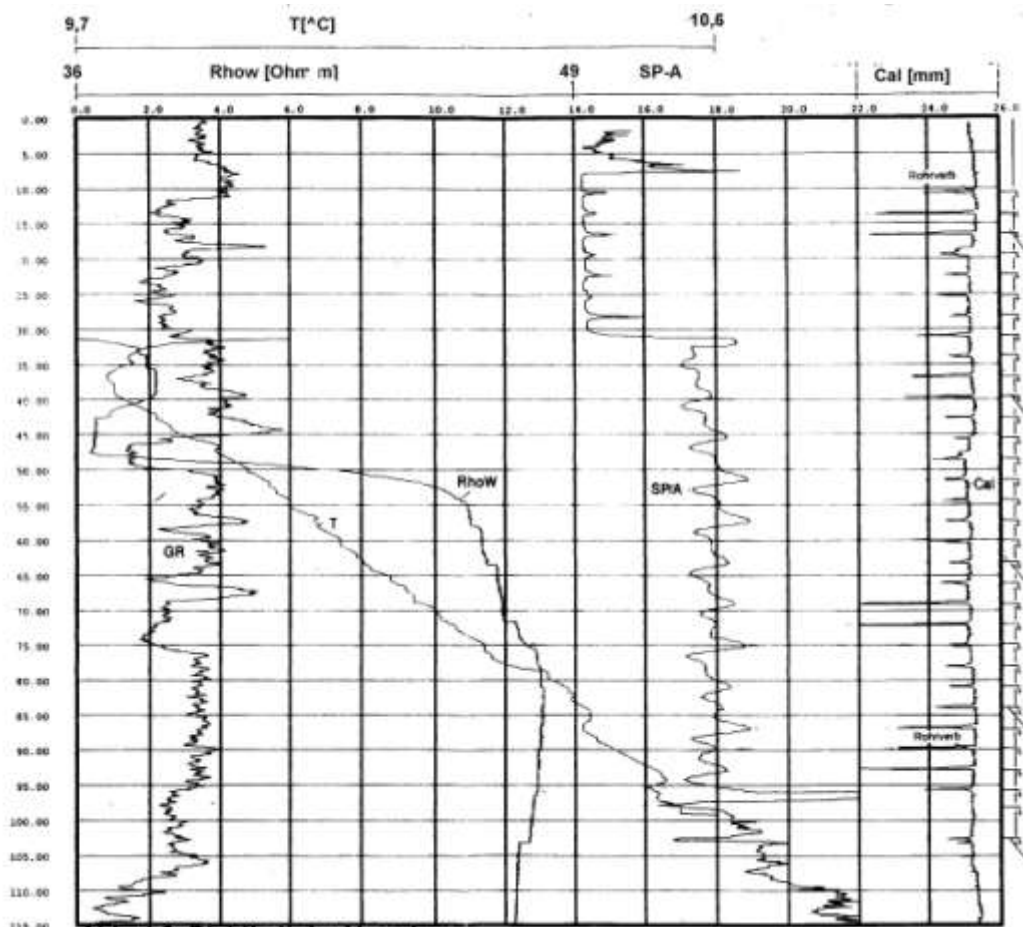


Abb. 4.8 Dichtigkeit der Verrohrung

Das Beispiel (**Abb. 4.8**) einer Routinebohrlochmessung mit Gamma-Ray, Caliber, SP-A, Temperatur (mit DT 1) und spez. Wasserwiderstand ρ_w in einer mit 2 Zoll-Plastausbau ausgebauten Bohrung zeigt gleich einige Auffälligkeiten an:

Da ist zuerst das **SP-A**. Es alternieren unübersehbar große und kleine Amplituden und zwar oberhalb des Wasserspiegels (bei ca. 30m) noch deutlicher als im Wasserbereich. Die **Kalibermessung** zeigt zwar die Rohrverbindungen an, jedoch **ohne Qualitätsaussage**. Nach Insider-Information ist diese Besonderheit des Amplitudenalternierens ein Ergebnis der Arbeitsweise der Bohrleute. Danach wurden bei kleinkalibrigen Rohren in der Regel zwei Rohre am Boden zusammenschraubt und danach als Doppel in die Ausbaulinie eingebracht. Die Schraubvorgänge wurden offensichtlich ungleich straff ausgeführt. In der Kaliberkurve ist hiervon nichts zu erkennen. Interessant ist weiter die hohe Zuverlässigkeit und „Sauberkeit“ der SP-A-Indikationen oberhalb des Grundwasserspiegels. Für die Unruhe oberhalb 7,5 m ist ohne Zusatzinformation nichts zu erklären. **Versuche, die Amplitudenhöhe SP-A aussageseitig zu quantifizieren, wurden nicht unternommen.**

Der Sprung in **RhoW** (spez. Wasserwiderstand ρ_w) bei 48 m Tiefe um ca. 10 Ωm macht sich ebenfalls in der **SP-A**-Kurve bemerkbar. Die Riesenam-SP-A Amplitude in 97 m Tiefe zeigt die Oberkante des Filterausbaues an.

Die **Wasserwiderstände ρ_w (RhoW)** sind mehrfach scharf gegliedert. Vielleicht sind im oberen Bereich des Ringraumes Sickerwässer beteiligt. Die schwächeren ρ_w -Amplituden, jeweils im Bereich einer Muffe, erhärten zusätzlich zu den Eigenpotentialindikationen die Existenz von Kommunikationen mit dem Ringraum. Sie lassen weiter vermuten, dass die verschiedenen Sandschichten Wasser mit unterschiedlichem Salzgehalt führen.

Die **Temperaturkurve (DT!)** besitzt einen nur von lokalen Anomalien beeinflussten,

quasilinearen Verlauf von 40 m Teufe bis Endteufe mit einem Gradienten von 0,015 °C /m.

- Methodische Beispiele – Stahlausbau

Beim Ausbau mit stahlrohren Kehren sich die SP-A-Amplituden um (Abb. 4.9)

Abb. 4.9
Geophysikalische Ausbaukontrolle im 2-Zoll Stahlrohr (neu) mit System Hydrocontrol

(links Angabe der Rohrverbindungen, Mitte: R-A, rechts: SP-A)
 R-A zeigt auch Zwischenstück im Filter an

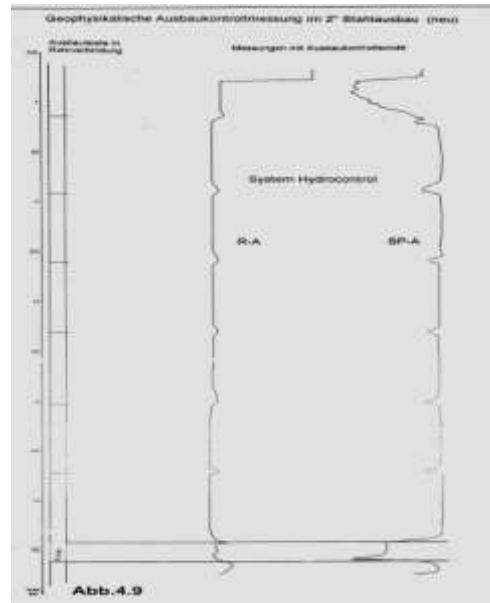
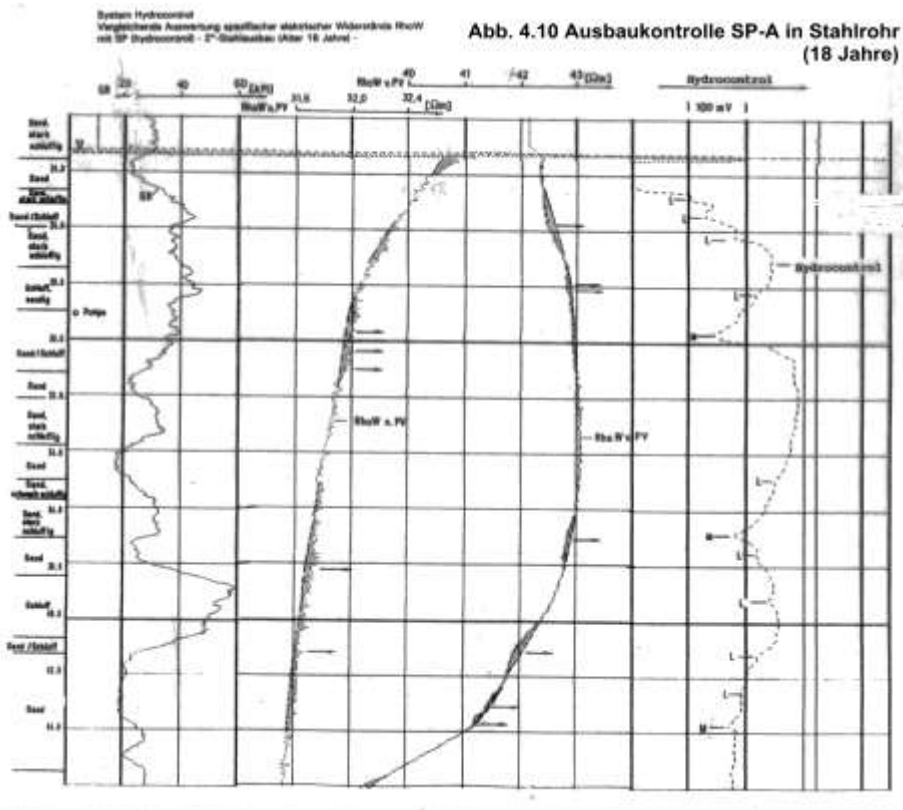
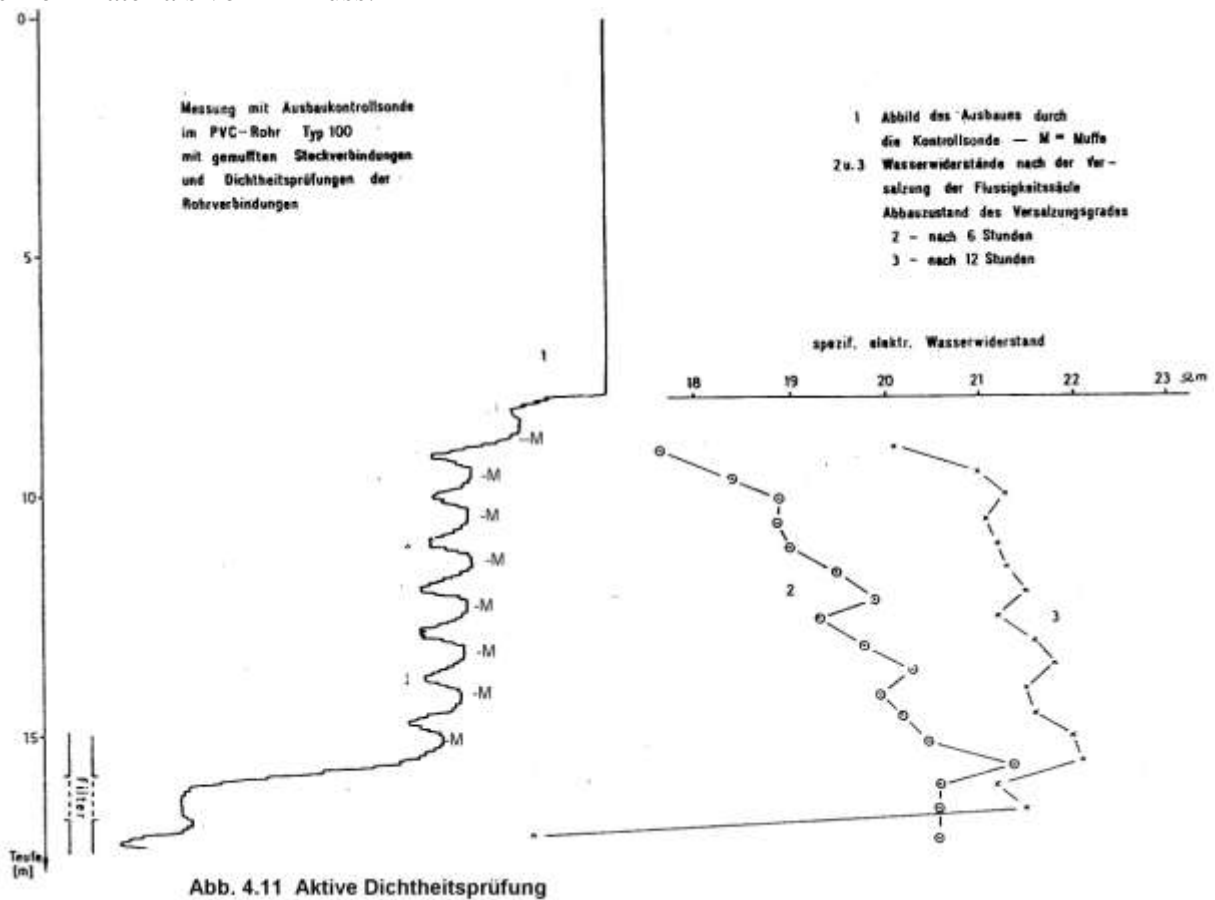


Abb. 4.10
Geophysikalische Ausbaukontrolle im 2-Zoll Stahlrohr (18 Jahre alt) mit Hydrocontrol (SP-A) und spez. el. Wasserwiderstand RHoW (gemessen mit Hy 40T) vor u. nach Kurz-PV



Die Messungen mit Hydrocontrol (SP-A) bilden die Rohrverbindungen im 18-jährigen Stahlausbau erwartungsgemäß als Minima ab. Im Unterschied zum neuen Stahlrohr (Abb. 4.9) ist die „Basiskurve“ gekrümmt. Weiter fällt auf, dass die die Rohrverbindungen ausdrückenden SP-A-Indikationen unterschiedlich deutlich ausgeprägt sind. Hier fallen besonders die starke Anomalie oberhalb der 30 m Marke und die kaum erkennbaren Indikationen zwischen 30 m und

36 m Tiefe auf. Bzgl. der Krümmung der „Basiskurve“ ist sicher die Oberflächenbeschaffenheit des Rohrmaterials von Einfluss.



– Aktive Dichtheitsprüfung

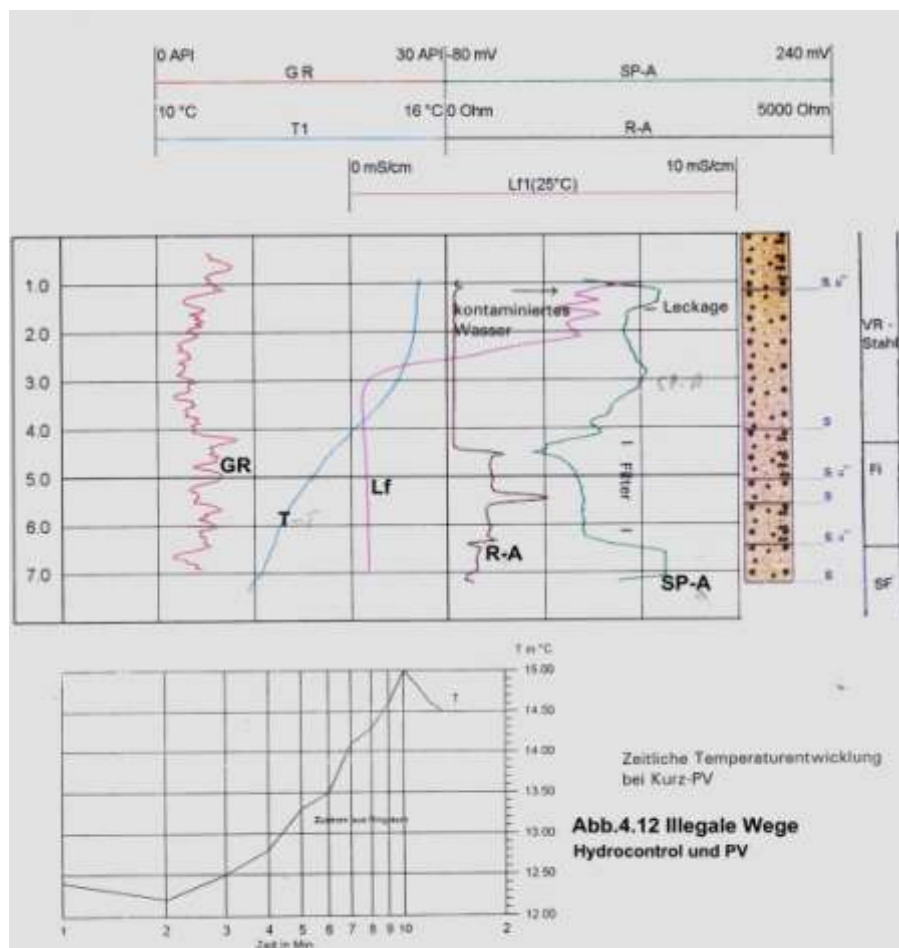
In einer mit PVC 100 mm als Kontrollpegel ausgebauten Bohrung wurden nach Hydrocontrol mit SP-A deutliche Indikationen an den gemufften Steckverbindungen registriert. Die Wassersäule wurde **vertracert** (NaCl) und nach 6 bzw. 12 Stunden eine Messung der spez. el. Wasserwiderstände durchgeführt. Das Ergebnis ist so beeindruckend wie erschreckend in der Abbildung 4.11 dokumentiert.

Wenn man nach diesem Befund das Ergebnis der Abbildung 3.8, die Auskunft über die Anzahl der notwendigen Rohrentleerungen gibt, um beim PV stabile T - und ρ_w - Werte zu erreichen, zeichnet das ein äußerst bedenkliches Bild der Ausbaugüte vieler Bohrungen.

Auf der soliden Grundlage von 42 PV war im statistischen Mittel die 30-fache Rohrentleerung notwendig.

Wie mangelhaft waren die Ausbauten und wie wegsam der Ringraum? Was repräsentierten die gewonnenen Proben wirklich? War die Stabilität nur die Stabilität der Zuflüsse aus der Summe der Speisungseinheiten – der legalen und der illegalen?

Über diese Fragestellungen wurde damals nicht und auch heute sehr wahrscheinlich nicht nachgedacht. Aus Altmaterial gibt es ein Beispiel, in dem einem Kurz-PV geophysikalische Messungen incl. Ausbauekontrollmessungen vorausgegangen sind (Abb. 4.12).



Die Gammakurve weist durchweg ein Sandprofil aus, allerdings mit anscheinend schlechterer hydraulischer Qualität im Filterbereich als weiter oben. Das SP-A zeigt um Tiefe 2 m eine Leckage an, die eine massive Leitfähigkeitserhöhung erzeugt. Desgleichen wird dort eine erhöhte Temperatur gemessen. Der durchgeführte Kurz-PV mit monitorischer Temperaturmessung weist aus, dass nach 10 min Pumpzeit das warme Wasser aus den oberen zwei Metern der Bohrung im Filter angekommen ist. Es ist in diesem Falle vor allem die Ringraumqualität, die den unerwünschten Zufluss erzeugt

4.4.2 Water Migration Log <
- Qualifizierung der Gammamessung

Im Rahmen des Forschungsthemas **Deponieuntergrund** galt es, Fließvorgänge zu erkunden, die u.a. mit dem Abtriften von kolmatiertem Wasser in Verbindung zu bringen sind. Das waren mehr oder weniger horizontale Fließwege, die es nachzuweisen galt. Es war notwendig, die für Fließvorgänge relevante Schichtung, die sich erst einmal durch den Tongehalt der Schichten bestimmt werden, sicher zu relativieren. Da galt es zuerst die Strahlungsstatistik der Gammamessung weitgehend „unschädlich“ zu machen. Im Niedrigniveaubereich, d.h. typisches sandiges Lockergestein wurde die Dreifachstapelung eingeführt, bei HGN **Low-Level-Gamma** genannt.

4.13
Bestandteil des
Statusberichtes zu
„Deponie Untergrund“
BRANDT, G., NICKEL, R.
1992

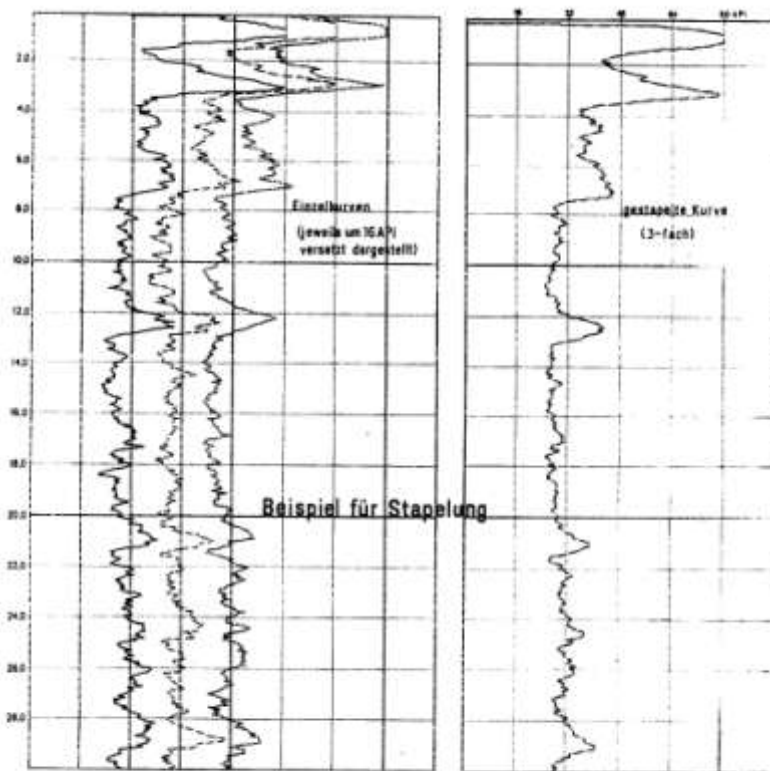


Abb. 4.13 3-fach Gammastapelung (KAT 151)

Die Dreifachstapelung – hier in einem Brunnen nahe der Elbe durchgeführt – sollte sich, wie spätere Beispiele zeigen werden, als ausreichend erweisen. In diesem Brunnen wurde später eine Kontakttemperaturmessung durchgeführt (Abb. 4.20), wo sich Temperatur- und Gammamessung als sich fruchtbar ergänzend erwiesen.

- Kontakttemperaturmessung

Die Forschungsarbeiten zum Thema **„Deponieuntergrund“** verlangten den sicheren Nachweis von Leckagen. Es galt, Möglichkeiten zu finden, sowohl durch Messungen in Bohrungen als auch an der Erdoberfläche Strömungsvorgänge sicher nachzuweisen. Dabei musste den in der Gruppe Geophysik der Firma Hydrogeologie GmbH. vorhandenen technischen Möglichkeiten Rechnung getragen werden.

Wir gingen bezüglich der Messungen in der ausgebauten Bohrung von der Vorstellung aus, dass in der Wassersäule ein thermischer Ausgleich stattfindet, der die Grenzen verschwimmen und die Amplituden verflachen lässt. Die Abbildung 4.14 bringt das schematisch zum Ausdruck.

Es bedurfte eigentlich kaum eines besonderen Scharfsinnes, um zu dieser Schlussfolgerung zu gelangen. Bereits bei den Untersuchungen im Objekt Teterow (Kap. 4.1) waren Bedenken über mögliche „falsche Freunde“ gekommen. Im stets ganzheitlich verstandenen System im alten VEB Hydrogeologie war es nur folgerichtig, dass auch bei thermischen Untersuchungen Bohrlochmessungen nicht allein stehen würden. Bereits Jahre vor Beginn der Forschungsaufgabe „Deponie-Untergrund“ wurde die flächenhafte thermisch-geophysikalische Untersuchung unterirdischer Strömungsvorgänge in Angriff genommen. Gedanklich lag für die Nachweisbarkeit unterirdischer, oberflächennaher Strömungsvorgänge das gedankliche Schema, wie es die Abbildung 4.15 zeigt, zugrunde.

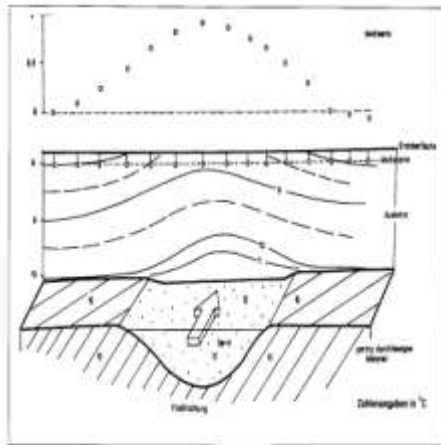


Abb. 4.15 Thermisches Feld - oberflächennaher Fluss (Schema)

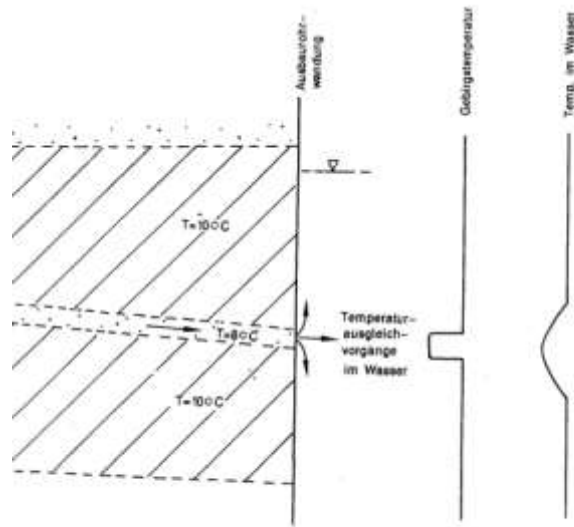


Abb. 4.14 Schichttemp. u. Temperaturengl. in d. Bohrung

In dem Bestreben, die bereits vorhandene hochempfindliche Temperatursonde DT 1 effektiver zu machen, wurde in der feinmechanischen Werkstatt der Firma HGN GmbH: eine **Kontaktvariante** des DT 1 entwickelt (Prinzipskizze: Abb. 4.16) Für diese Messvorrichtung liegt die Patent-

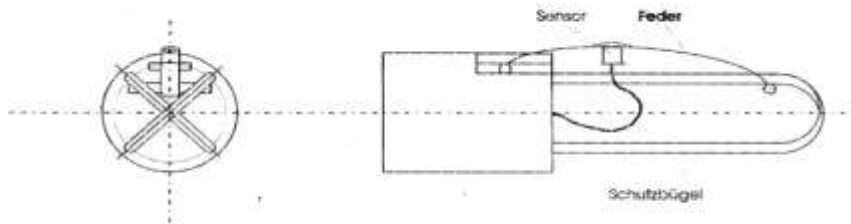


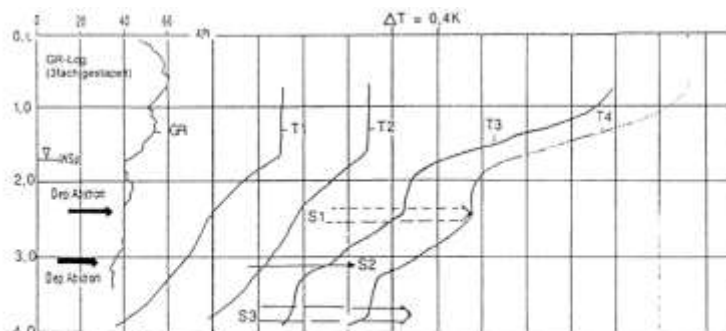
Abb. 4.16 Temperatur-Kontaktsonde

Mechanisches Prinzip T-Sonde

schrift (DE 196 45 103 A1) **BRANDT, G., STIEBRITZ, A.** 1998 vor. Die Messwertauflösung beträgt $\Delta T \leq 0.01K$ und der Korrelationskoeffizient zum Vergleichsmodul 99,99%.

Abb. 4.17
Vergleich -T-Sonde
mit Zentralfühler (T1,T2)
mit T-Kontaktsonde (T3,T4)

(s.auch **BRANDT, G. u.**
RICHTER, Ch., 1998
sowie
REITMAIER, K. 1993)



Vergleich zwischen T-Sonde (Zentralfühler, T1,T2) mit T-Kontaktsonde(T3,T4)

Die erste Vergleichsmessung zwischen zentralem T-Sensor und kontaktierendem Sensor (Abb.4.15) zeigt den eindeutigen Vorteil der Kontaktmessung an. Dabei handelt es sich um ein und denselben Sensor nur in unterschiedlicher Position. Die Messung war jeweils einmal wiederholt worden. Die (Ramm-) Bohrung steht im Vorfeld einer kleinen Deponie (Abb. 5.14).. Die leichten Maxima in T3 und T4 bezeichnen Abströmbahnen mit Deponiewasser. Oberhalb des Grundwasserspiegels verharren die Temperaturen T1 und T2 beim obersten Grundwassermesswert, während T3 und T4 die Gebirgstemperaturen anzeigen.

Die Kontakttemperaturmessung wurde bei HGN als **Allmedientemperaturmessung (AMT)** bezeichnet.

Der kombinierte Einsatz von AMT und Low-Level-Gamma wurde von uns damals **Water Migration Log** genannt. Diese Bezeichnung hatte, wie die folgenden Beispiele zeigen, ihre Berechtigung, weil sich schon geringe Ton/Schluffgehalte (Gammaerhöhungen) über die T-Anomalien hydraulisch bemerkbar machten. In den folgenden Beispielen wird das sichtbar, und zwar zu verschiedenen Jahreszeiten unterschiedlich (Abb. 4.18.1 bis 4.18.5).

T-Kontaktmessungen zu verschiedenen Jahreszeiten

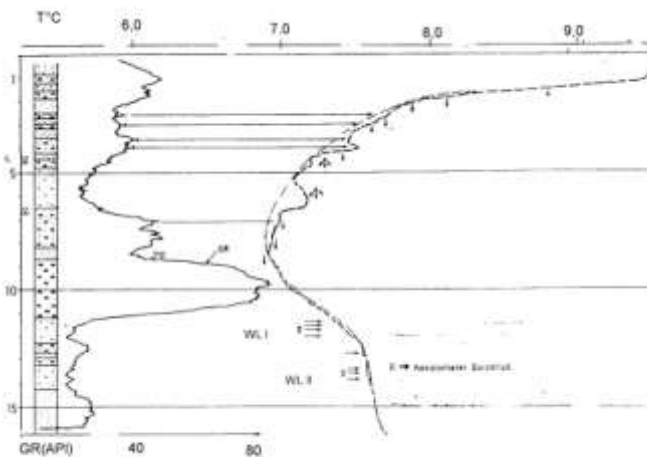
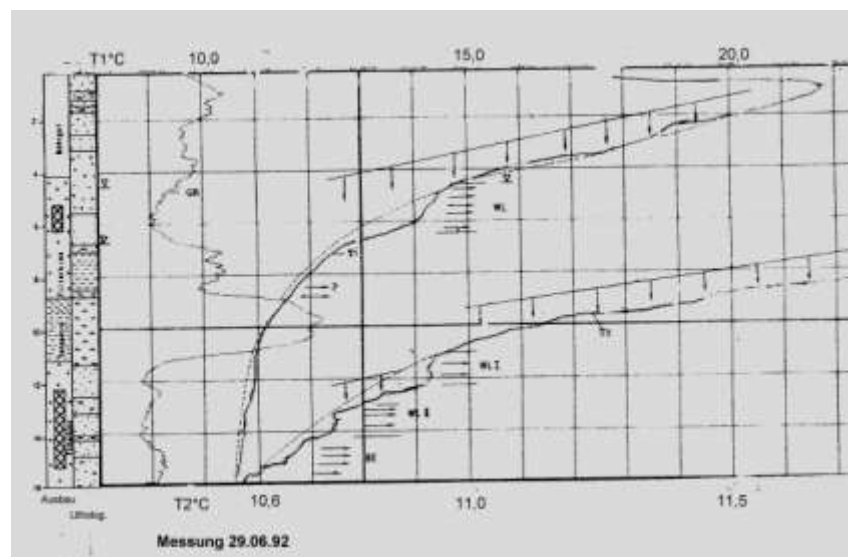


Abb. 4.18.1

Abb. 4.18.2



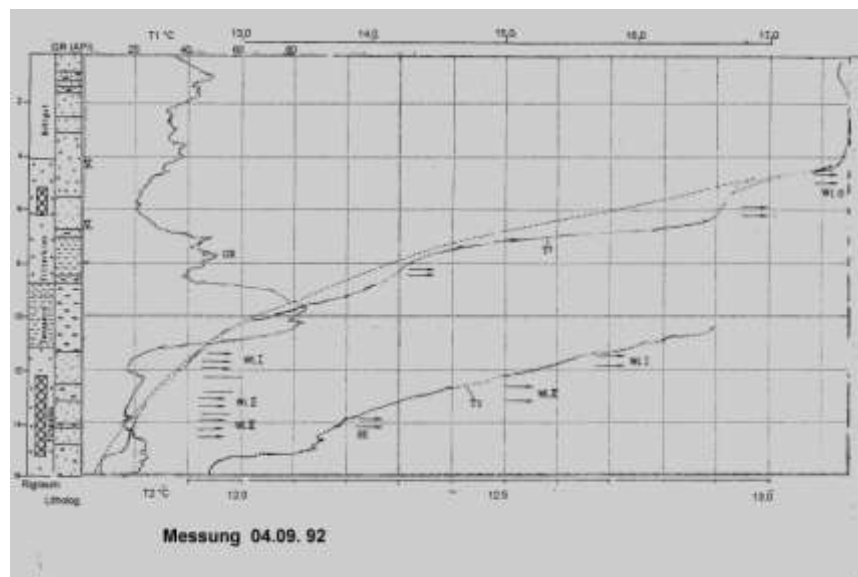
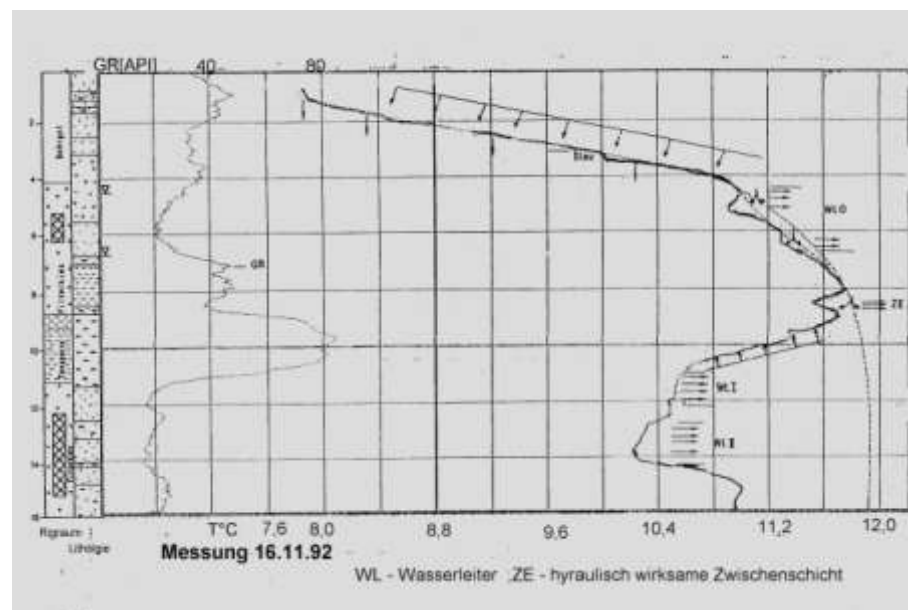


Abb. 4.18.3

Abb. 4.18.4

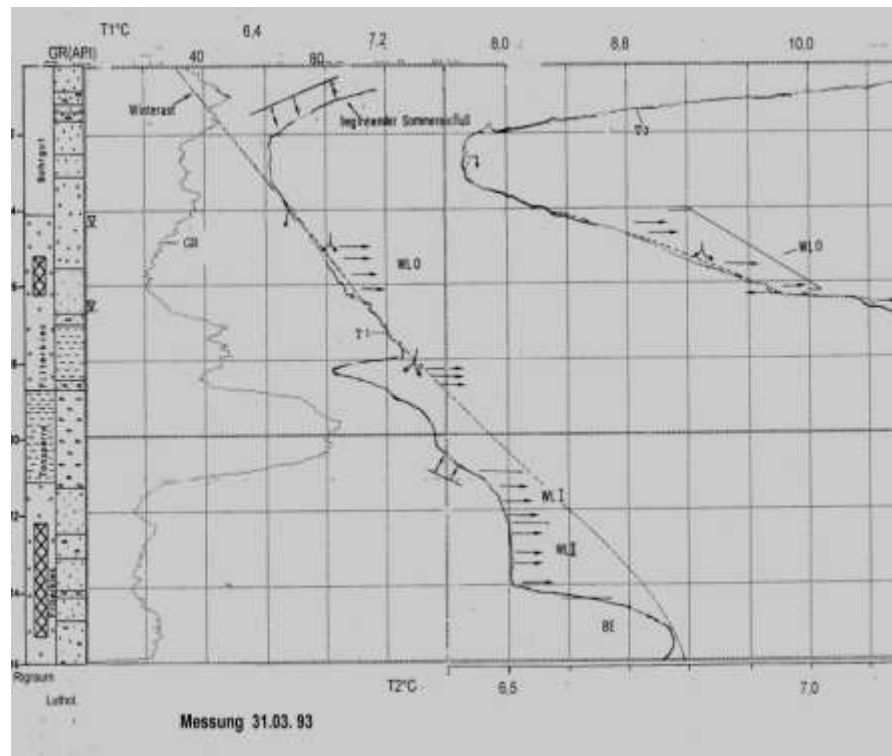


Die Bohrung 2/92 war für das **Agrochemische Zentrum (ACZ) Belgern** abgeteuft worden. Sie liegt im elstereiszeitlichen Stauchmoränengebiet der Dahleiner Heide. Die zeitliche Folge der Messungen war primär nicht geplant. Sie ergab sich im Zusammenhang mit weiteren Arbeiten in diesem Objekt ACZ Belgern. Sie wurden aber mit der Absicht, etwas über das jahreszeitliche thermische Verhalten zu erfahren, durchgeführt. Die Messungen erfolgten stets allein im Unterpegel. Im Nachhinein erkennt man es als sinnvoll an, wenn zusätzlich im Oberpegel gemessen worden wäre. Dann hätte es Hinweise zum Grad von Übereinstimmungen wenigstens bei den oberen Metern gegeben. Doch auch so sind bemerkenswerte Aussagen möglich.

Ende April 1992 werden nahe der Oberfläche ca. 10°C gemessen. Nach unten sinkt die Temperatur bis unter 7°C bis zu dem hydraulisch aktiven dünnen Zwischenelement ZE ab, um von da an wieder bis nahezu 8°C anzusteigen. Interessant ist, dass oberhalb dieses ZE die Potentiell h wirksamen Schichten und Schichtchen (rel. Gammaminima) beginnend mit dem Minimum des oberen befiltrten Wasserleiters (4,5 bis 6,5 m Tiefe) bis weiter nach oben

(oberhalb des Grundwasserspiegels) die Gammaminima mit Temperaturmaxima korrelieren. Ist das nun versickerndes Niederschlagswasser, das die wärmeren oberen Meter passiert hat bzw. diese erst erwärmt hat oder ist es strömendes schwebendes Wasser? Unterhalb ZE treten die Wasserleiter WL I und WL II als sehr schwache relative Minima in Erscheinung.

Abb. 4.18.5



Die T-Messungen im Sommer (29.06.92) erreichen in Oberflächennähe bis 22°C. Auch hier korrespondieren die Gammaminima oberhalb des Wasserspiegels wieder mit T- Anomalien (Bremsstufen im Abwärtstrend der generellen T-Kurve). Das trifft genauso für die **eindeutig** durchflossenen Grundwasserleiter zu.

Die Messung im September weist noch immer die potentiellen Wasserleiter als „Bremsselemente“ im Temperaturabwärtstrend von 17,5°C in Oberflächennähe bis zu unter 12°C an der Basis, das heißt als wirksame Maxima, auf.

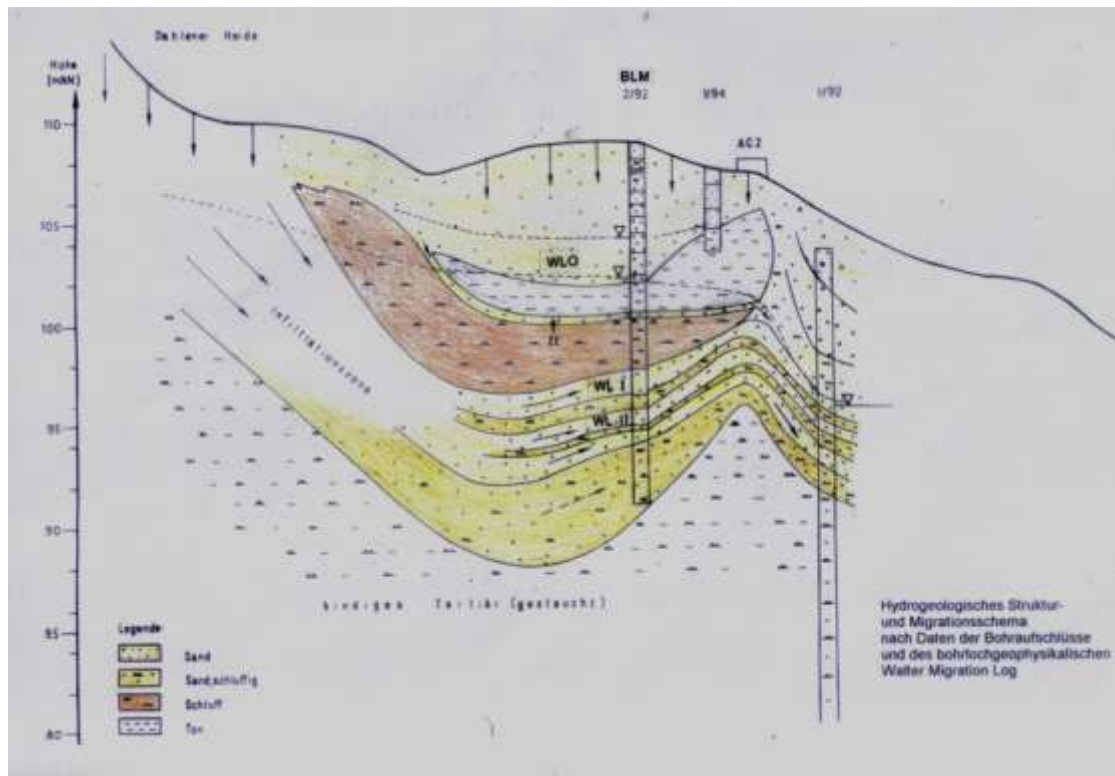
Die Novembermessung 1992 zeigt eindeutig den jahreszeitlichen Umschwung an. Die „Sommerwärme“ baut von der Oberfläche her bis zu dem wasserleitenden Zwischenelement ZE (8 m Tiefe) allmählich (12 °C) ab. Dort gibt es nach unten einen Temperatursprung bis auf 10,2°C im WL II. Das nicht durchflossene Basiselement (BE) speichert noch die „Sommertemperatur“. Die wasserleitenden Elemente oberhalb ZE wirken temperaturmindernd, was auf Durchströmung kälteren Niederschlagswassers hinweist.

In der Temperaturmessung am 31. März 1993 reicht der Frühjahrseinfluss bis etwa 3,5 m Tiefe. Die Wasserleiter – die echten und die mit schwebendem Wasser – treten als Minima in Erscheinung. Besonders scharf tut sich das Zwischenelement ZE hervor. Das hydraulisch sterile Basiselement BE benimmt sich thermisch „konservativ“.

Die Temperaturmessungen zu den verschiedenen Jahreszeiten liefern ein hydraulisch sehr differenziertes, aber weitgehend korrelierbares Bild. Es sind kleine und kleinste Wasserleiter (echte und schwebende), die über alle Jahreszeiten hinweg bestätigt werden. Deshalb wurde mit

den vorhandenen geophysikalischen und Bohrdaten versucht, eine Schema des Aufbaues des Untergrundes zu konstruieren (Abb. 4.19).

Abb. 4.19 Hydrogeolog. Struktur- u. Migrationsschema nach Bohrdaten u. Geophysik



In der Bohrung 2/92 wurden die geophysikalischen Messungen durchgeführt. Die Bohrung 1/92 ist ohne geophysikalische Untersuchung. Hier fehlt der in der Bohrung 2/92 mit dem Gammahauptmaximum markierte Stauer. Das Fehlen dieses Stauers verlangt die gezeichnete Aufstauchung zwischen beiden Bohrungen. Die Ergebnisse wurden damals mit dem zuständigen Objektgeologen diskutiert. Der Öffentlichkeit wurden die Ergebnisse sowohl der Bohrlochmessungen als auch die der Abb. 4.19 auf dem **XIV. INQUA-Kongress 1995** sowie auf der **Köln-Messe 1993** (s. **BRANDT, G.** 1993, **BRANDT, G.** 1995) vorgestellt.

Innerhalb der Firma HGN GmbH gab es derzeit hierzu kein aktives und schon gar kein konstruktives Interesse mit weiterführenden Zielen.

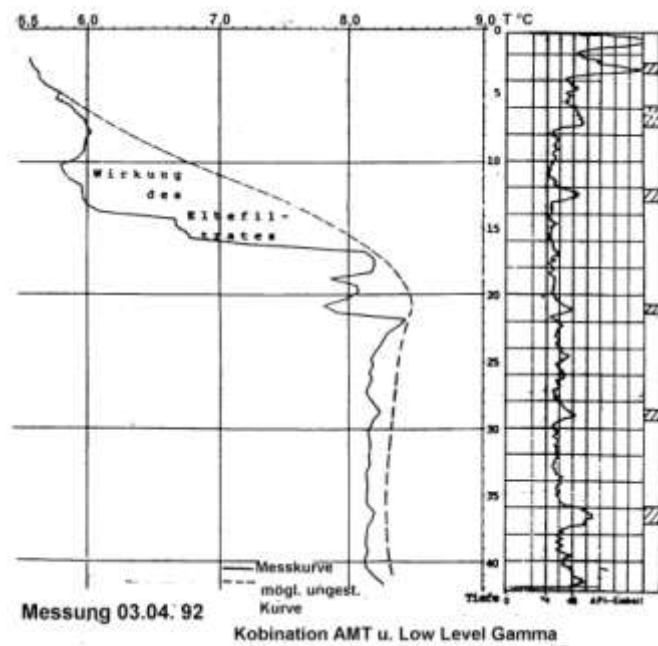
Abschließend zu diesem Kapitel „Water Migration Log“ soll noch ein Beispiel gezeigt werden, wo durch die Aktivitäten des nahen Wasserwerkes Torgau Ost in einem Brunnen in Elbnähe Durchflussvorgänge abgebildet werden (Abb. 4.20).

Abb. 4.20
AMT u. Low Level-GR
(Water Migration Log)

s. a. BRANDT, G.
 Geotechnica Köln 1993

BRANDT, G., NICKEL, R.
 Deponieuntergrund
 Bericht 1992

Bohrung aus Bericht
 GEHMLICH, R.
 „Pegelkreuz
 Torgau Ost II“
 HGN Hydrogeologie
 GmbH Torgau 1992/93

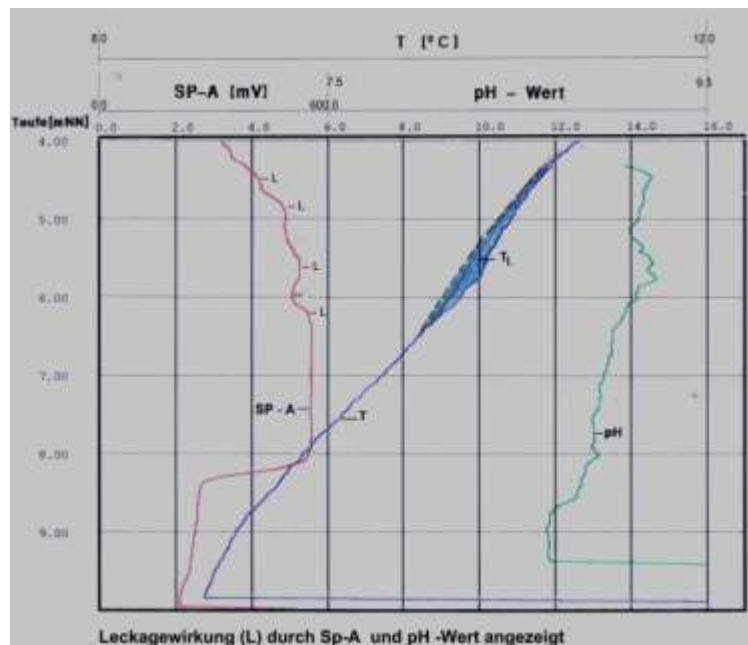


4.4.3 AMT in Kombination mit anderen Messungen zum Migrationsnachweis

Abb. 4.21

Leckagen (L) durch SP-A u.
pH angezeigt (aus BRANDT, G.
(Vortrag, DGG Potsdam 1997)

Die Gruppe Geophysik hatte im Rahmen des Forschungsthemas **Deponie-Untergrund** die Möglichkeiten zur Messung von Milieuparametern geschaffen. Dem Nachweis von Leckagen in der Verrohrung durch SP-A und die Temperatur konnte hier mit pH-Wert Anomalien ein Qualitätsmerkmal hinzu gefügt werden. Im vorliegenden Fall ist das eindringende Wasser leicht basischer als das „Standwasser“ im Rohr und schafft vielleicht durch ständigen Zufluss den deutlichen Unterschied zum Wasser im Filterbereich (nach SP-A) ab 8.2m Tiefe)..



Eine Ergänzung zu Abbildungen 4.18.1 bis 4.18.5 stellen die Abbildungen 4.22.1 und 4.22.2 dar.

Abb.4.22.1

(Vortrag
Potsdam
1997)

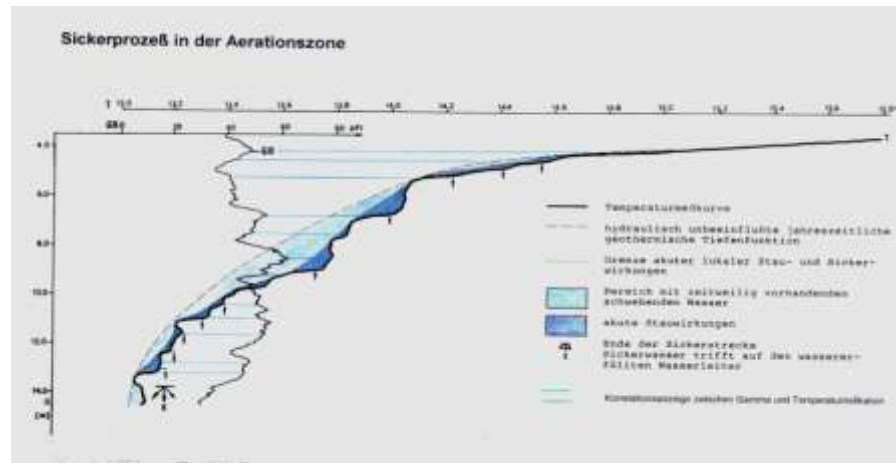
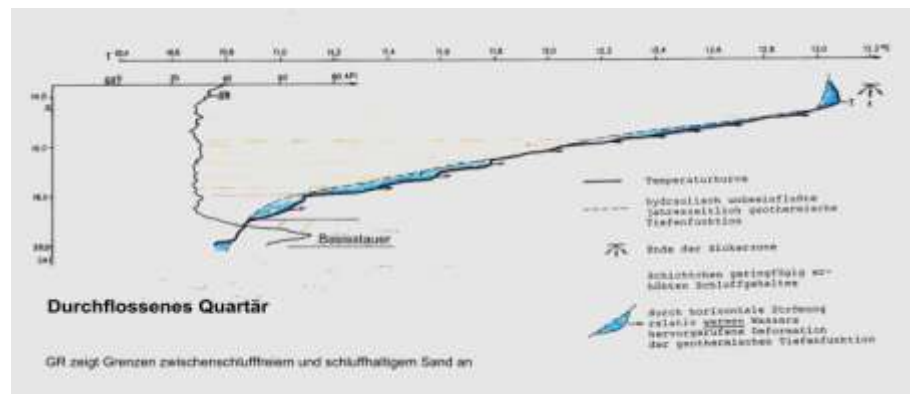


Abb. 4.22.2

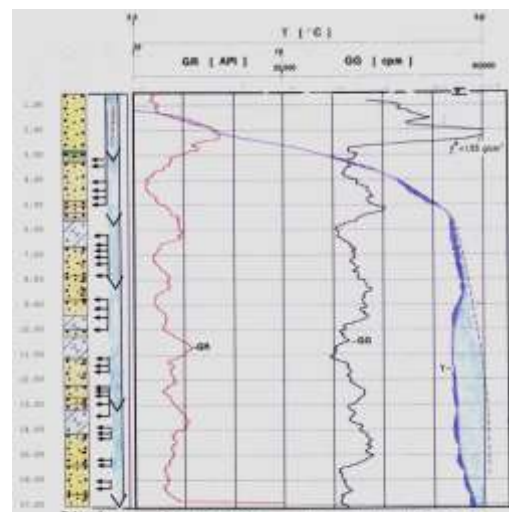


In der Aerationzone korrelieren die relativen thermischen relativen Maxima vorwiegen mit den GR-Maxima. Unterhalb des Wasserspiegels sind die Verhältnisse umgekehrt – die relativen Temperaturmaxima korrelieren mit GR-Minima. Intensive Sommerniederschläge sickern in die Tiefe und werden von tonhaltigen Schichten hierbei gebremst. Unterhalb des Wasserspiegels gibt es ein quasihorizontales Abfließen in den hydraulisch besserleitfähigen Partien.

Abb. 4.23
Decktonsperrre Unwirksam

Schöneiche (Forschungs-
thema „Deponie-Untergrund“, Kon-
pegel DS 15/93, gemessen 14.12.1993)

Die Messung erfolgte nach der Schneeschmelze eines schneereichen Frühwinters. Sie ist ein Beispiel für eine mangelhafte Deckabdichtung. Die gezeichnete lithologische Leiste entspricht den Bohrmeisterangaben. Die GR-Kurve wurde nach dem Ausbau der Bohrung gemessen.



Sie zeigt deutlich die eingebrachte Tonsperre zwischen ca. 1,5 m bis ca. 3 m an. Die aus der GG-Messung errechnete scheinbare Dichte im Bereich der Tonsperre beträgt $1,55 \text{ g/cm}^3$, das heißt aber, dass sie unwirksam ist. Die T-Kurve bestätigt das unmissverständlich mit dem gewaltigen T-Minimum – besonders sichtbar ab 8,5 m Tiefe. Die Korrelation der kleineren T-Minima mit den GR-Minima weist auf die besonders durchlässigen Schichtabschnitte hin.

Die **5-fach ausgebaute Bohrung**, die sich in der Abbildung 4.24 mit ihren regelrecht vielen Temperaturanomalien vorstellt, demonstriert, wie schwierig ein solches Ausbauunterfangen ist.

Abb. 4.24

5-fach ausgebaute großkalibrige Bohrung - (Deponie Schöneiche 1/93, Anl. 40 in BRANDT, G, NICKEL, R. 1994).

In der Abbildung sind die Angaben der Seitenleisten Daten nach Bohrmeisterangaben bzw. nach geologischer Profilaufnahme (linke Leiste). Lediglich die rechtsseitige mittlere Leiste basiert auf Geophysik. Sie ist dort nicht eindeutig, wo natürliche Stauer die Ursache für erhöhte GR-Indikationen sind. In einem großkalibrigen Bohrloch beeinflussen außerdem mögliche Abstandsvariationen zur Bohrlochwand die Höhe der Signale.

Die **Ausbauindikatoren SP-A** und **R-A** deuten lediglich bei 70 m und 86 m Tiefe übereinstimmend auf Muffenleckagen hin, die jedoch keinerlei Einfluss auf den Salzgehalt des Wassers im Pegelrohr haben – RhoW ändert sich nicht sichtbar. Der **Salzgehalt** steigt nach **RhoW** ($10000/\rho_w \approx \text{Salzgehalt [mg/l]}$)

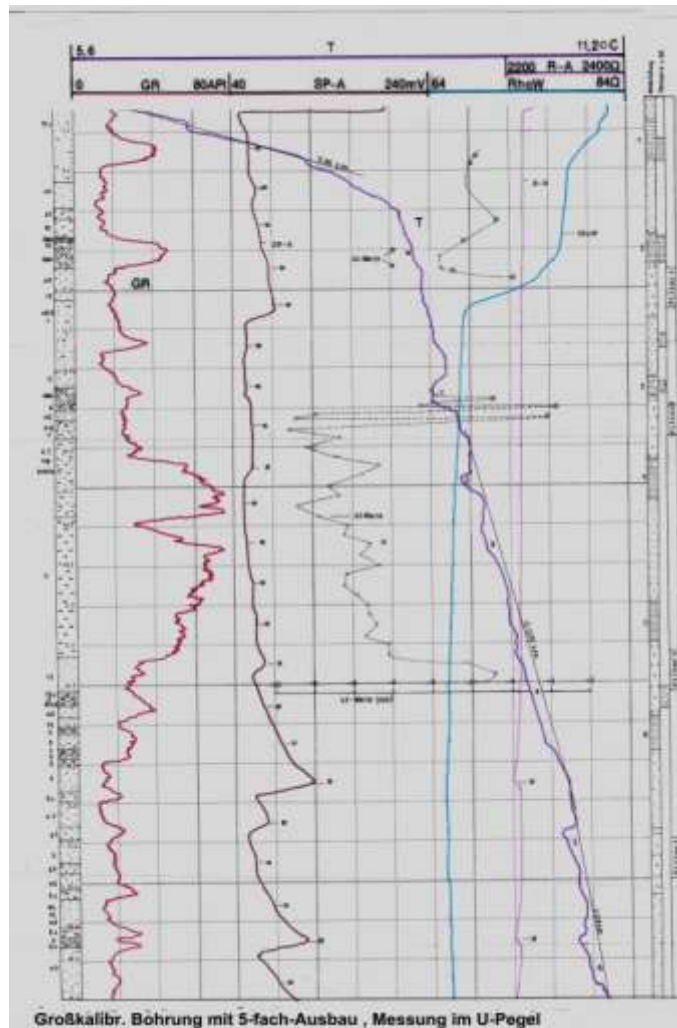
von 122 mg/l ganz oben auf 124 mg/l bei 4 m Tiefe (Temperatureffekt), auf 128 mg/l bei 4 m Tiefe, um sich im Bereich des Filters des Oberpegels auf 150 mg/l zu steigern. Bis zur Unterkante des Pegels 5 gibt es dann nur einen Anstieg um 2 mg/l, d.h. keinen äußeren Einfluss. Die Niveausprünge in der Eigenpotentialmesskurve können allenfalls bei 22 m Tiefe etwas mit Salzgehaltsänderung zu tun haben.

Zu diskutieren sind die **Temperaturindikationen**:

- Leichtes T-Minimum bei 25 m: fällt mit GR-Maximum – vielleicht „Nicht-Soll-Tonsperre“

Es folgen 6 ausgeprägte T-Minima:

- Minimum 1 - zwischen 30 m – 32 m bei Soll-Tonsperre 3
- Minimum 2 - bei Soll-Tonsperre 4 liegt in der Mitte der Soll-Tonsperre 4
- Minimum 3 - zwischen 42 m und 48 m liegt im Bereich der Filterkiesschüttung 43 m u. 52 m
- Minimum 4 - umfasst den Bereich von der OK Tonsperre 5 bis UK Tonsperre 6
- Minimum 5 - liegt bei Filter 2



- Minimum 6 - liegt 6 m unterhalb Filter 2, d.h. in dem Bereich, wo sich nur noch ein Filterrohr befindet.

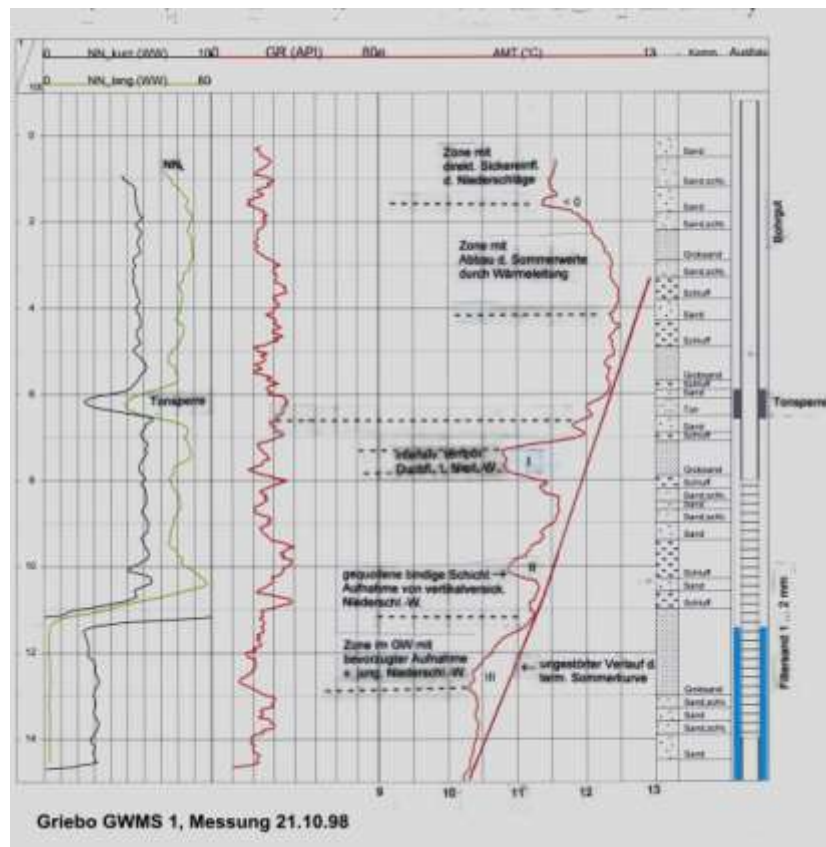
Die Bohrung wurde mit abgestuften Durchmessern von 700mm, 600mm und 500 mm (Grenzen nicht im Bericht dokumentiert) abgeteuft.

Die geophysikalischen Messungen erfolgten im Winter (Dezember 1993?). Die Anfangstemperaturwerte sagen das aus. Ganz offensichtlich dringt Schmelzwasser ein (s. a. Abb. 2.23) und gelangt bis in über 90 m Tiefe. Die Tonsperren sind nicht vollkommen. Sie speichern selbst kühleres Sickerwasser und lassen weiter Sickerwasser durch. An den Stellen mit T-Minima befinden sich Akkumulationsbereiche von Sickerwasser.. Ein „Monstrum“, wie es die Bohrung DS 1/93 darstellt, ist offensichtlich nicht zu beherrschen.

Ein **besonderer Fall**, der die Leistungsstärke Kontakt-Temperaturmessung (AMT) von HGN demonstriert liegt aus dem Bereich der Deponie **Griebo** vor. In der Messstelle **GWMS 1**, die sich am Südhang des Fläming befindet, wurden am 21.10.1996 NN-, GR- und AMT-Messungen durchgeführt (Abb 4.25). Die Schichten sind hier nach dem visuellen Befund in

Abb. 4.25
Griebo – Posttemporärer
Nachweis von Fließvorgang

Brandt, G., Richter, Ch.
1998 und Vortrag
6. 8. 1999 Neustadt/
Weinstraße
(DGG-Seminar, Ing- und Umwelttechnik).



einer nahegelegenen Braunkohlengrube stark geneigt. Das Geländegefälle (Oberfläche) beträgt ca. 20 %.

Der Grundwasserspiegel liegt in dieser Bohrung bei 11,4 m Tiefe. Die NN-Messungen bestätigen das mit einem starken Minimum. Ein weiteres NN-Minimum wird durch die gesetzte Tonsperre erzeugt. Ansonsten zeigt die NN-Kurve oberhalb des Grundwassers bis auf das schmale Minimum bei 10 m Tiefe Wasserarmut an.

In der **T-Messkurve** (AMT) gibt es einige auffällige Indikationen. Es ist anzunehmen, dass Starkregen (zwischen Mitte Oktober bis Mitte November: 150 mm) in unterschiedener Weise T-Anomalien verursachen. Die Sandschichten an der Oberfläche nehmen das Regenwasser reichlich auf. Sie speisen nachhaltig in den Ringraum ein. Dadurch wird der Direktzustrom von

der Oberfläche verstärkt. Es entstehen bis mindestens zu der Tonsperre in ca. 6 m Tiefe Temperaturanomalien durch längeres Fließen in dünnen Sandschichten. An anderen Stellen sind Stau- und Quellwirkungen die mögliche Ursache für kleinräumige T-Minima. Die „linksverschobene“ T-Kurve oberhalb 2 m dürfte den „vollgelaufenen Deckspeicher“ repräsentieren. Bei 1,7 m Tiefe gleitet Wasser ab (GR- Min.). Bei der Tonsperre (6 m) dürfte noch immer Wasser nach unten gleiten und sowohl den Ton mit Wasser anreichern als auch die schwache Sandlage um 6,5 m bis 6,9 m als Entwässerungskanal benutzen.

Für das ausgeprägte **T-Minimum (I)** zwischen 7 m und 8 m gelten andere Bedingungen. Es kann ein Grobsand dieser Mächtigkeit durch Sickerwasser aus dem Ringraum nicht in ganzer Breite gespeist werden, also kein derartig ausgeprägtes T-Minimum verursachen.. Wir nehmen an, dass dieser Grobsand weiter oben im Fläming massiv Wasser aufgenommen und als Kanal gewirkt hat. Zur Zeit der Messungen war er längst leer (s. NN-Kurve). Er war aber abgekühlt worden. Von dieser Zone aus sickert Wasser in die Tiefe und sättigt die Schluffe (II) um 10 m Tiefe, was die NN-Kurve bestätigt. Das starke Minimum (III) im oberen Teil des wassererfüllten Grundwasserleiters hat vielleicht ebenfalls auf Grund des temporären Wasserstromes infolge der Starkregenfälle direkt von der Oberfläche erhalten.

Mit diesem Messbeispiel wurde gezeigt, dass mit der Temperaturkontaktsonde AMT postmobile Fließvorgänge angezeigt werden können.

Ein anderes Beispiel, in dem **schwebendes Wasser** mit der **AMT-Sonde** nachgewiesen wurde, lieferten die Messungen im Umfeld der Deponie Schönowerder. Oberhalb des Grundwasserspiegels (12,5 m) weisen die **NG-Kurven**¹ **drei markante Minima**, d.h. Zonen mit erhöhtem Wassergehalt auf (Abb. 4.26.1). Die GG- Kurven zeigen an diesen Stellen mit Minima erhöhte Dichte an. Die erhöhte Dichte wird durch erhöhten Wassergehalt an diesen Stellen erzeugt.

Die Temperaturkurven waren zu unterschiedlichen Jahreszeiten aufgenommen worden, Unterhalb des Wasserspiegels wurde ein thermisches Maximum registriert, was in der Sommerkurve besonders markant ausgebildet ist. Den Maßstab berücksichtigend sind alle T-Anomalien der Sommerkurve stärker ausgeprägt als die der Herbst- und Frühjahrskurve. Das Untersuchungsgebiet ist tektonisch gestört. Intensive Niederschläge dürften deshalb von erheblicher Bedeutung für die Intensität der zirkulierenden Wässer sein. Im vorliegenden Beispiel ist darum anzunehmen, dass erhebliche Niederschläge der geophysikalischen Sommermessung vorausgegangen sind. Beweise über mögliches Deponiewasser, das durch die mobilen Zonen oberhalb bzw. unterhalb des Wasserspiegels fließen könnte, liefern die Daten der Messkurven nicht. Milieuparameter wurden nicht gemessen.

Die Tatsache, dass zu **jeder Jahreszeit** die Temperaturanomalien in den Zonen mit mobilem **Wasser- Plusanomalien** verbunden sind, könnten Hinweis auf **Deponieeinfluss** sein.

Die AMT-Messung hat im Vorfeld der Deponie Schönowerder seine Leistungsfähigkeit oberhalb des Wasserspiegels bewiesen.

¹ Die NG – Kurve hat offensichtlich einen Teufenfehler. Sie müsste um etwa 0,5 m nach unten verschoben werden.

Abb. 4.26 Schwebender Wasserfluss – Nachweis durch AMT und NN

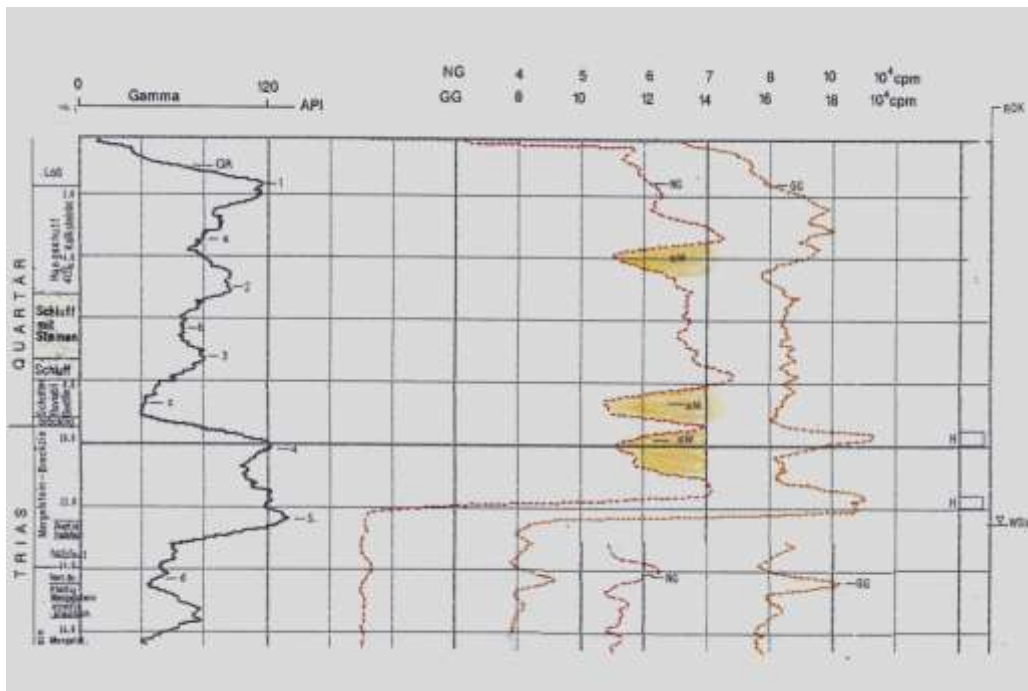


Abb. 4.26.1 Messkurven: GR, NG und GG

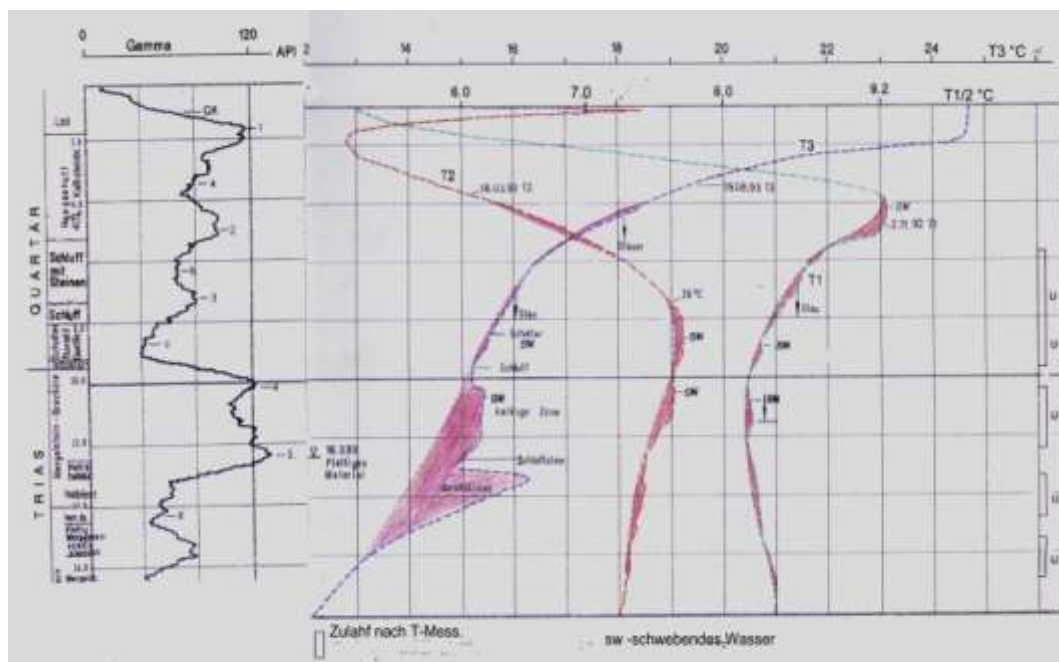


Abb. 4.26.2 AMT - Messungen in unterschiedlichen Jahreszeiten
 T1: 02. 11. 93, T2: 16. 03. 93; T3 19. 08. 93

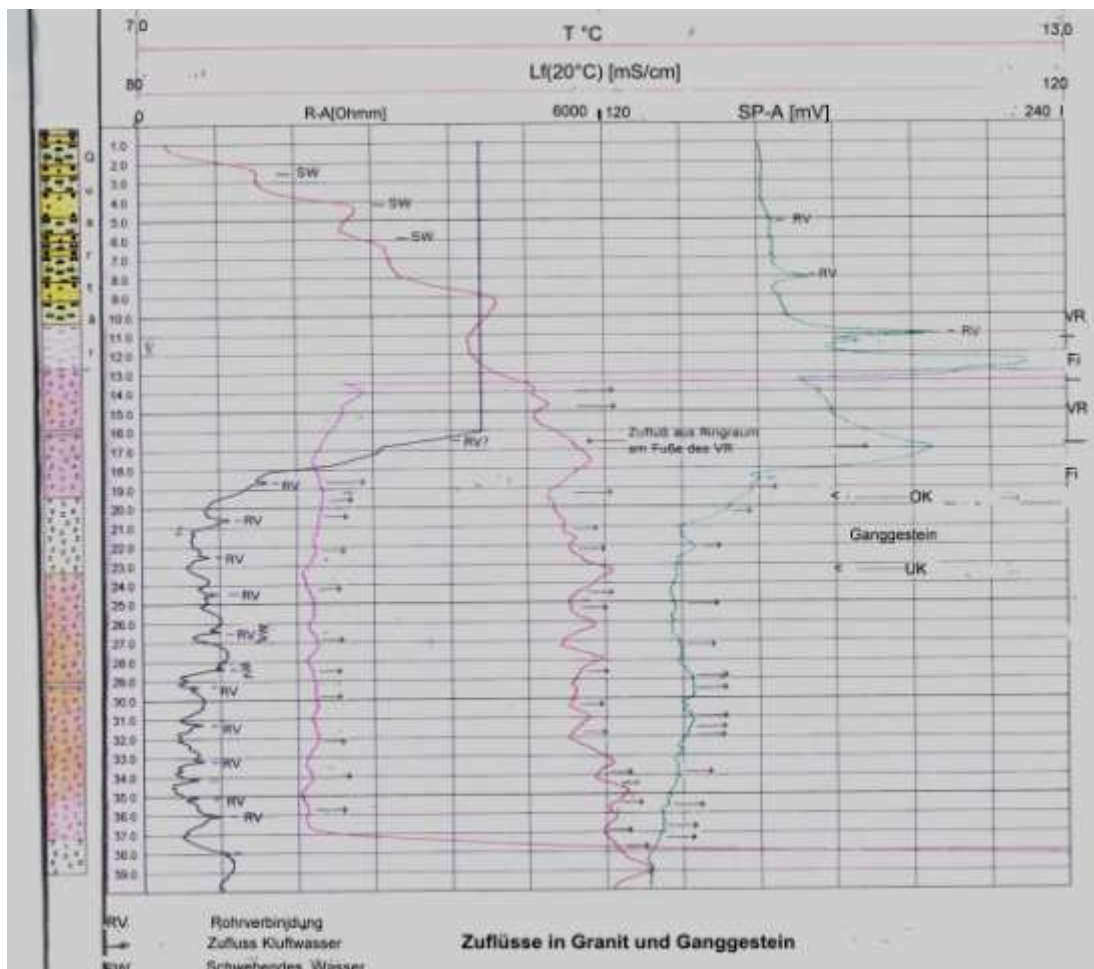


Abb. 4.27 Geophysikalischer Nachweis hydraulischer Wirkungen in Granit und Ganggestein - Bohrung Deponie Göda/Bautzen - BRANDT, G. (Vortrag: Potsdam, März 1997

Kurvenfolge v. l. n. r.: R-A (schwarz), Lf (rot), AMT (rot), grün (SP-A)

Die Bohrung **Göda** ist die **einzigste Bohrung mit magmatischem Gestein im Untergrund**, die im Zusammenhang mit dem „Deponie-Untergrund-Programm“ bearbeitet wurde. In der **Abbildung 4.27** werden die lithologische Leiste und die Messungen zu Ausbau und zu den hydraulischen Wirkungen nach dem Ausbau dargestellt. Es werden die Ausbauelemente R-A und SP-A, die Messung der elektrischen Leitfähigkeit L_f des Wassers und die der Gebirgstemperatur dargestellt. Die ebenfalls vorhandenen GR-, GG- und FEL-Kurven wurden aus Übersichtsgründen nicht in diesem Beitrag beigefügt.

Die Lithologische Leiste weist bis 12,5 m Quartär sandig-schluffige Sedimente mit Ton an der Basis aus. Es folgen Granit bis 19,5 m, ein Lamprophyrgang bis über 23 m, danach wieder Granit bis ca. 37 m und dann bis Ende nochmals Ganggestein.

Der **Wasserspiegel** wird bei 11,8 m angegeben, d.h. an der Oberkante des Filters im Quartärbereich. Die Bohrlochmessungen sehen den Wasserspiegel bei 13,4 m Tiefe. Von hier an liefert die Leitfähigkeitsmessung L_f (nach oben) keine Daten mehr, und R-A steigt bereits bei 16 m aus. Die Messungen wurden in größeren, nicht mehr rekonstruierbaren Zeitabständen durchgeführt. Die Ursachen der unterschiedlichen Wasserspiegeltiefen sind nicht bekannt und nicht erklärbar. Es steht uns aus dieser Zeit kein anderes Beispiel mit magmatischem Untergrund und Deponieeinfluss zur Verfügung. Trotzdem ist die Auswertung der Messdaten in Abb. 4.27 für die

kombinierte Interpretation hydraulische Fließvorgänge mit Deponieeinfluss sinnvoll und erkenntnisgewinnend.

In der **Gammakurve** bildet sich der Granit als starkes Maximum mit ungefähr 300 API-Einheiten ab und das basische Ganggestein erwartungsgemäß niedrig - mit ca. 80 API-Einheiten. Das sandige Quartär äußert sich mit 80 API, das schluffige mit 160 API und der Basiston mit 240 API - Einheiten.

Erläuterungen zu den Daten in Abb. 4.27:

Oberhalb des Wasserspiegels werden Daten allein von **AMT** und **SP-A** erhalten. Das **SP-A** äußert sich mit deutlichen Amplituden an den Rohrverbindungen bei 5 m, 8 m und 8 m und weniger stark bei 2 m. Das Filter im Quartär weist es als Riesenamplitude aus. Begleitet werden die **SP-A** – Spitzen von markanten **AMT** – Anomalien - von Temperatur-Minima. Die Messungen wurden in der kalten Jahreszeit durchgeführt. Deshalb bildet das Sickerwasser im Ringraum oberhalb kleiner Staustellen Temperaturminima (sw) aus. Besonders stark ist das thermische Minimum oberhalb der Quartärbasis. Die Gründe der verantwortlichen Geologen für den Filter an der Quartärbasis sind rätselhaft und uns nicht bekannt. Der Filter steht hier wirklich im bindigen Material. Im Quartär-Filter zeigt sowohl GR als auch FEL bindiges Material, d. h. den **eingetragenen Ton** an.

Der **Sickerwassereinfluss** von der Erdoberfläche her (wahrscheinlich via Ringraum) endet bei etwa 18-19 m Tiefe. Das **SP-A** hat sich auf ein Wertenniveau von 140 mV zurückgezogen. Auf ein stabiles Niveau eingependelt hat sich ebenfalls die Temperatur – Niveau des verfilterten magmatischen Gesteinsuntergrundes (ca. 10°C)..

„**Aufhänger**“ für die Ergebnisdiskussion im klüftigen Festgestein sind die **R-A – Ergebnisse**. Das Gestein ist durchweg mit Filterrohr ausgekleidet. Die Rohrverbindungen erscheinen als (spitze) Maxima (vergl. Abb. 4.7). Durchlässig sind die Bereiche dazwischen.

Die **Leitfähigkeit** mit einem Niveau von beinahe **900 $\mu\text{S}/\text{cm}$** weist unzweifelhaft auf Deponieeinfluss hin. Sie zeigt sich in den durchflossenen Bereichen mit leichten Maxjma, d.h. mit leicht höherem Salzgehalt als bei den Rohrverbindungen. Ähnlich und folgerichtig benimmt sich das Eigenpotential **SP-A**. Die **Temperatur** repräsentiert sich **zwischen den Muffen** bis auf Ausnahmen mit **Minima** von einigen Zehntel Grad. **Transportiert hier der Grundwasserstrom von der Deponie beeinflusstes Grundwasser, das (vielleicht infolge Lösungswärmeverbrauch) kälter ist als das „ruhende Wasser“?** Bei ca. 33m Tiefe gibt es noch einmal einen leichten Temperatursprung nach oben (ca. 0,5 °C). Das **SP-A** nimmt in diesem Bereich allmählich ab.

Trotz fehlender Zusatzinformationen liefern die Messungen in dieser Bohrung eine Menge von Erkenntnissen. Eine wissenschaftliche Diskussion über die Ergebnisse gab es mit Hydrogeologen nicht. Das gilt genauso bzgl. der übrigen neuartigen Ergebnisse, die im Rahmen des Forschungsvorhaben „Deponie-Untergrund“ erzielt wurden. Die Situation im nunmehr „Gewerbebetrieb“ Hydrogeologie machte das Abweichen vom Tageskommerz schwer. **Früher hätte N. Meinert so etwas zu einem Seminarthema gemacht.**

4.4.3 Messung kinematischer Parameter in der Bohrung

Um das Jahr 1970 waren an der TU Dresden von **KRAETZSCHMAR** sowohl die Messtechnik wie auch eine Auswertungsmethodik – wahrscheinlich auf der Grundlage von Befunden aus der Literatur – aufgebaut und einsatzfähig gemacht worden. Das Verfahren basierte auf der Vertracierung des Wassers im Filterbereich des GWBR mit einer kurzlebigen radioaktiven Salzlösung, der Messung des Ausdünnens der Lösung für die Berechnung der Fließgeschwindigkeit und der azimuthal umlaufenden Messung der Restradioaktivität nach einer bestimmten Standzeit nach der Vertracierung zur Bestimmung der Fließrichtung.

Meinert hat uns damals hierfür interessiert. Die Gerätschaft zu erwerben, gelang nicht. Daraufhin wurde eine eigene Messeinrichtung entwickelt. Infolge Nichterwerbbarkeit eines

Kreisels –klein genug für 2-Zoll-Rohre - musste eine mechanische Entwicklung zur Azimutbestimmung geschaffen werden. Das war im Jahre 1973. Die Messeinrichtung kam bei HGN jedoch nur in einem einzigen großen Objekt zum Einsatz. Die fehlende Genehmigung zum Umgang mit offenen radioaktiven Quellen trug mit zum „Einschlafen“ dieses Verfahrens bei.

5. Untersuchungen in Fläche und Raum

5.1 Arbeiten mit der Geoelektrik

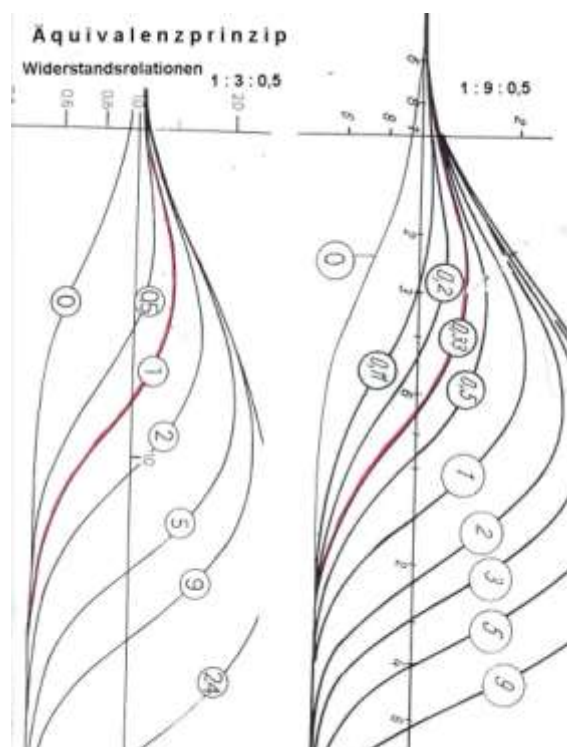
Das Kernstück der betriebseigenen war von Anfang an die Geoelektrik zur räumlichen Erkundung der strukturellen und hydraulischen Verhältnisse gewesen. Der Aufbau einer leistungsstarken Messeinrichtung war der Gruppe Geophysik im VEB Hydrogeologie im Jahre 1973 gelungen. Die methodischen Einsatzformen waren in der Regel Sondierungen nach **Schlumberger**. Seltener wurden Mehrniveau-Kartierungen (**Wenner**) durchgeführt. Die hydrogeologische Erkundung braucht die Geoelektrik als „Füllvariante“ zwischen vorgesehenen oder bereits abgeteufte Bohrungen. Dazu war es notwendig, die Struktur erkundung zu präzisieren, aber außerdem qualitative Parameter zu bestimmen.

Die Geoelektrik hat als Vorzüge gegenüber anderen geophysikalischen Verfahren, dass in die physikalische Messgröße neben den gesteinsphysikalischen Parameter wie Sand/Kies und Ton/Schluff die Mikrostruktur (Porosität) und die Beschaffenheit (Salzgehalt) des Wassers eingehen. Mit der Entwicklung der Sonde Hy 40 war es bereits im Jahre 1975 möglich gewesen, quantitative Angaben zum Salzgehalt des Grundwassers aus geoelektrischen Daten zu machen - Objekt **Thyrow** (s. Abb. 3.3 bis 3.5). Die dortigen Verhältnisse mit einem mächtigen Grundwasserleiter waren günstig. Diese „günstige“ Mächtigkeit ist sehr oft nicht gegeben. In der Geoelektrik gilt das Gesetz des Äquivalenzprinzips, d. h. z. B. für einen Sand, der zwischen bindigen Wasserstauern gelegen ist, dass er eine Mindestmächtigkeit bezogen auf das Hangende besitzen muss, um seine Schichtparameter sicher bestimmen zu können.

Abb. 5.1
Beispiel zum Äquivalenzprinzip

In der linken roten Kurve hat der gedachte Grundwasserleiter den dreifachen Schichtwiderstand und die gleiche Mächtigkeit der Hangendschicht. Die rechte rote Kurve ist mit der linken identisch, obwohl seine Mächtigkeit lediglich ein Drittel des Hangenden beträgt. Dafür beträgt sein Schichtwiderstand das Dreifache. Das Äquivalenzprinzip

$R_1 \times M_1 = R_2 \times M_2 = \text{const} \rightarrow$
im Beispiel: $3 \times 1 = 9 \times 0,33$.



In der Praxis sind derartig große Widerstandsunterschiede für den Wasserleiter wie hier vorgeführt in einem geschlossenen Gebiet äußerst selten. Das Beispiel zeigt jedoch, dass Wirkprinzip an.

Die geoelektrische praktische Erkundung im VEB Hydrogeologie schloss stets die die Messung des spezifischen Wasserwiderstandes in allen vorhandenen GWBR des jeweiligen Untersuchungsgebietes mit ein. Das Zeichnen von Widerstands isolinien in Schnitt oder Fläche gehörte zumindest intern zur geoelektrischen Auswertung. In diesem Zusammenhang wurde die Erfahrung gemacht, dass die Flusssedimente in den Oberläufen wesentlich höhere Korrelationskoeffizienten zwischen ρ_{sch} und ρ_w besitzen als in Urstromtalbedingungen wie im Objekt Thyrow. Das war nach den obigen Ausführungen zu Porosität und Kornverteilung (Kapitel 2) zu erwarten.

5.2 Entwicklung einer Gewässergeoelektrik

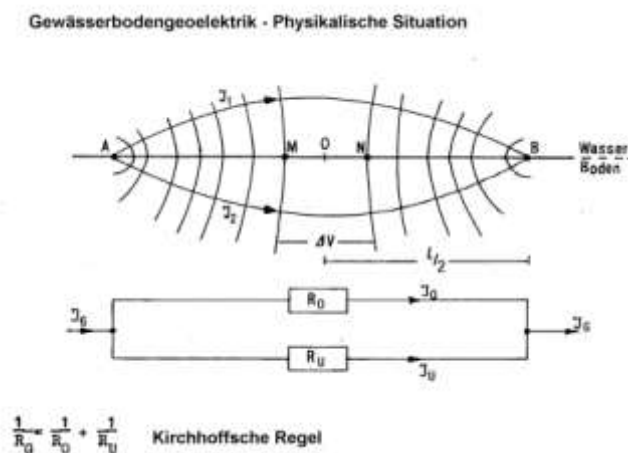
Die Notwendigkeit Uferfiltrat aus ruhenden und fließenden Gewässern zu gewinnen forderte die Entwicklung eines innovativen Verfahrens zur Untersuchung zunächst der ufernahen Bereiche, um die entsprechenden Wassergewinnungsanlagen optimal positionieren zu können. Die Gruppe Geophysik von HGN wurde für diese Problematik interessiert. Ein Neuerervorschlag, der eine geoelektrische Kartierung analog der Bohrlochwiderstandsmessung vorsah, war sehr rasch überholt. Es wurden echte **Geoelektrische Tiefensondierungen** notwendig. Wegen der zu erwartenden Unschärfen (Äquivalenzprinzip) waren Messungen von der Wasseroberfläche von vornherein ungeeignet. Bei gar nicht so großen Wassertiefen würden dünne Schichten (im Vergleich zur Wassertiefe) nicht einmal erkannt, geschweige bewertet werden können. Die Messung musste auf dem Gewässerboden durchgeführt werden. Doch dafür war die Entwicklung neuer Auswertung-Algorithmus zwingend notwendig. Die physikalische Situation zeigt Abbildung 5.2.

Abb. 5.2 (BRANDT, G. 1988)

Wenn die Messsonde sich auf dem Gewässerboden befindet, erfasst die Messung eine typische elektrische Parallelschaltung. Der eine Parallelkörper ist das Wasser mit dem Widerstand R_0 und der andere ist der Untergrund mit dem Widerstand R_U . Entsprechend der **Kirchhoffschen Regel** ist der Gesamtwiderstand R_G erchenbar (siehe Formel). Die Messwerte R_G sind

kleiner als die zugehörigen Werte für den Untergrund. Um die Werte für den Untergrund zu erhalten, braucht man den Widerstand des Wasserkörpers. Das ist ohne Weiteres mit der Sonde Hy 40 oder Hy 40T möglich. Aus der Widerstandsschichtung im Wasser und dem Unendlichwiderstand der Luftschicht über dem Wasser ist entsprechend der Messparameter (beim Schlumbergerprinzip – $AB/2$) die Sondierungskurve nach „oben“ berechenbar. Die ist mit der Summenkurve zu verrechnen, und man hat die Kurve für den Untergrund.

Für die praktische Durchführung der Messungen hat HGN eine Kabelsonde mit dem kleinsten $AB/2$ von 6 cm und dem größten $AB/2$ von 30 m konstruiert. Die Messwerte sind vom Boot aus

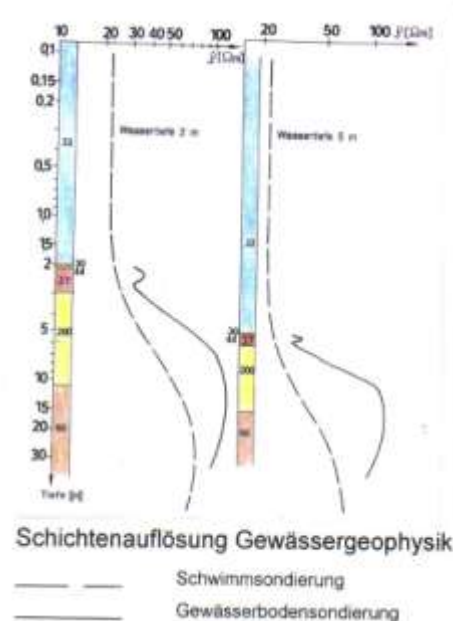


abrufbar. Die Kabelsonde mit zentimeterbreiten Ausgängen erlaubt nun wirklich Punktmessungen, wie das die Theorie verlangt. Die elektrische Ankoppelung im Wasser ist ideal. Mit einer solchen Sonde können Deckschichten von wenigen Zentimetern Mächtigkeit noch wahrgenommen werden.

Die **Abbildung 5.3** (nebenstehend) zeigt Vergleichsbeispiele als Messung von der Wasseroberfläche aus und vom Gewässer-Boden. Es ist beide Mal dasselbe lithologische Profil aber mit unterschiedlicher Wassertiefe (2 m bzw. 3 m)

In beiden Fällen fällt das Ergebnis eindeutig zu Gunsten der Gewässerbodensondierung aus. Die Schwimmsondierung liefert in beiden Fällen ein total unaufgelöstes Paket. Die nebenstehenden Kurven sind nach den jeweils nebenstehenden Daten berechnet worden.

Es gab einen Mehrfachpraxistest in einem Teich. Hier wurde der Wasserspiegel schrittweise abgesenkt – bis auf Null. Alle resultierenden Kurven waren wie erwartet identisch.



Zum kompletten Vorhaben der NVe gehörte gleichfalls die Entwicklung einer Technik zur direkten Infiltrationsmessung. Grundlage war eine bulgarische Veröffentlichung aus dem Jahre 1971, die aber mit radioaktivem Tracer arbeitete. Um von diesem Stoff wegzukommen, wurde in der Gruppe Geophysik ein Weg eingeschlagen und ein Messsystem entwickelt, das diesen Tracer nicht benötigte. Die Laborversuche verliefen positiv, ebenfalls ein Versuch im Wasserwerk Mockritz. Der erste echte Feldversuch Müggelsee schlug fehl. Daraufhin wurde das weitere Experimentieren mit dieser Einrichtung untersagt (Sommer 1980). Über die Richtigkeit oder Voreiligkeit dieses Beschlusses kann nicht befunden werden. Um zu vermeiden, dass die damaligen Arbeiten völlig in den Müll wandern, hat BRANDT im Jahre 2002 eine Auswertung und Dokumentation der diesbezüglichen Entwicklungs- und Testarbeiten im VEB HGN gefertigt. Die Messeinrichtung existiert weiter. Heute wird mit Uranin als Tracer gearbeitet.

Der hydraulische Teil im Gewässerkonzept fiel weg. Dafür wurden Erweiterungen in der Geophysik notwendig, und es wurde die Anschaffung eines robusten Bootes erforderlich.

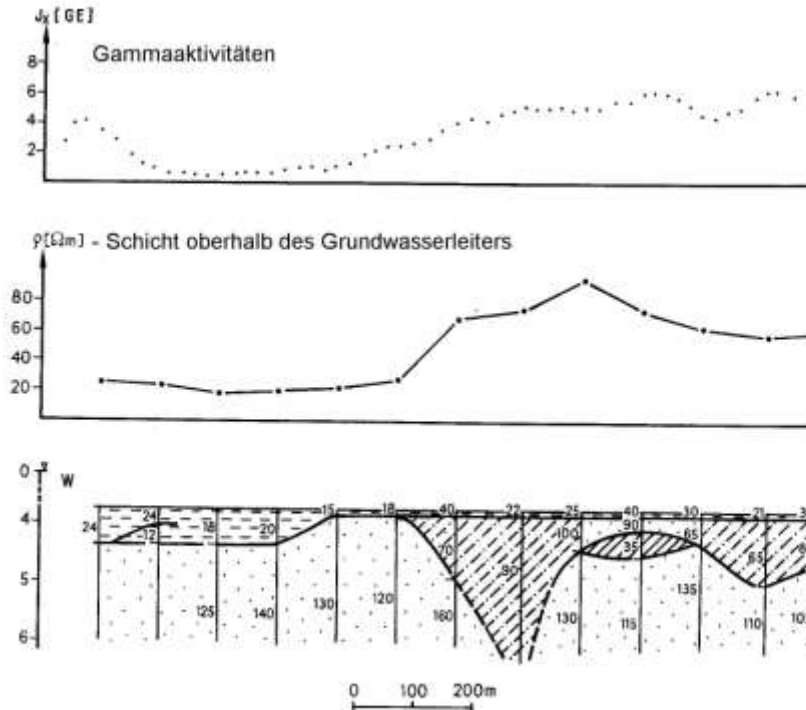
**Das Messboot auf dem
Trebuser See
mit geoelektrischer
Schwimmsonde und
geoelektrischer
Bodensonde
An Bord weiter
die Messeinrichtung
HR3 T /Hy 40T**



Der erste große Messeinsatz fand auf einer Talsperre in Ostsachsen statt. Er war gleichzeitig ein Test über den Wert der theoretisch-methodischen Vorstellungen.

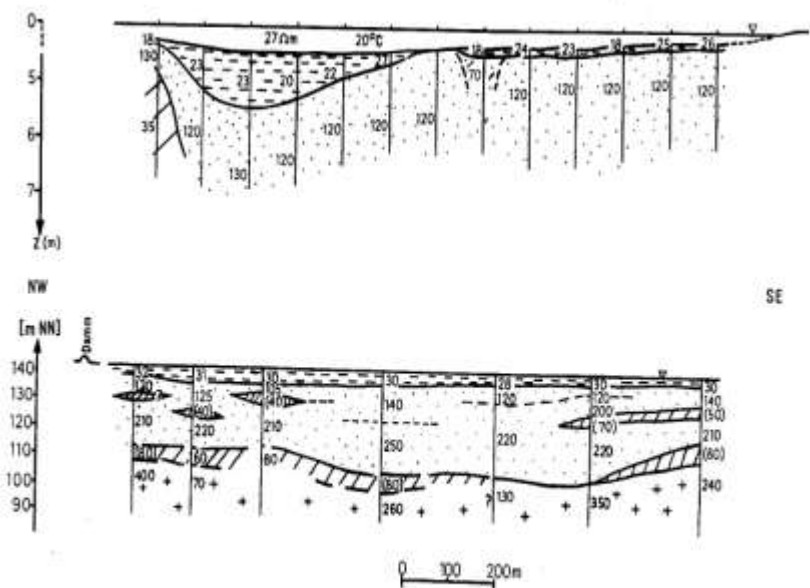
Abb. 5.4

Ergebnisse von
el. Widerstand
und Gamma
aus BRANDT, G. 1998



Geophysikalische Gewässerbodenmessungen in einer Talsper

Abb. 5.5



Vergleich - Gewässerboden- zu Schwimmsondierung

In der **Abbildung 5.4** ist der Test paralleler Widerstandsondierungen und der Kartierung der Gammaintensitäten aufgezeichnet. Die Wassertiefe beträgt entlang des Messprofiles knapp 4 m. Die dezimeter-dünne Muddeschicht ab dem 4. Messpunkt (v.l.) nimmt die Geoelektrik eindeutig wahr. Im Westteil des Profiles erreicht die Murde die Dicke von einem halben Meter, und sie ist zweigeteilt. Es fällt weiter die differenzierte aber geringmächtige (im Vergleich zur Wasserschicht) Gegliederte der Deckschicht des Wasserleiters auf. Zwischen dem Widerstand des gesamten lithologischen Hangenden des Grundwasserleiters und der Gammakurve existiert eine auffällige Gleichläufigkeit. Organische Sedimente sind niedrig-gammawertig und niederohmig. Die Ergebnisse in der **Abbildung 5.5** entstammen dem selben Untersuchungsobjekt. Es wird die Notwendigkeit der Kombination von hochauflösender Gewässerbodensondierung und der tiefreichenden Schwimmsondierung demonstriert. Im Detail wird noch gezeigt, dass sich Wasserwiderstand und Muddewiderstand nur unwesentlich unterscheiden.

Nach diesem ersten größeren Messobjekt wurde die Ausrüstung standardisiert:

Grundsonde: AB/2 0,06 m bis 30 m

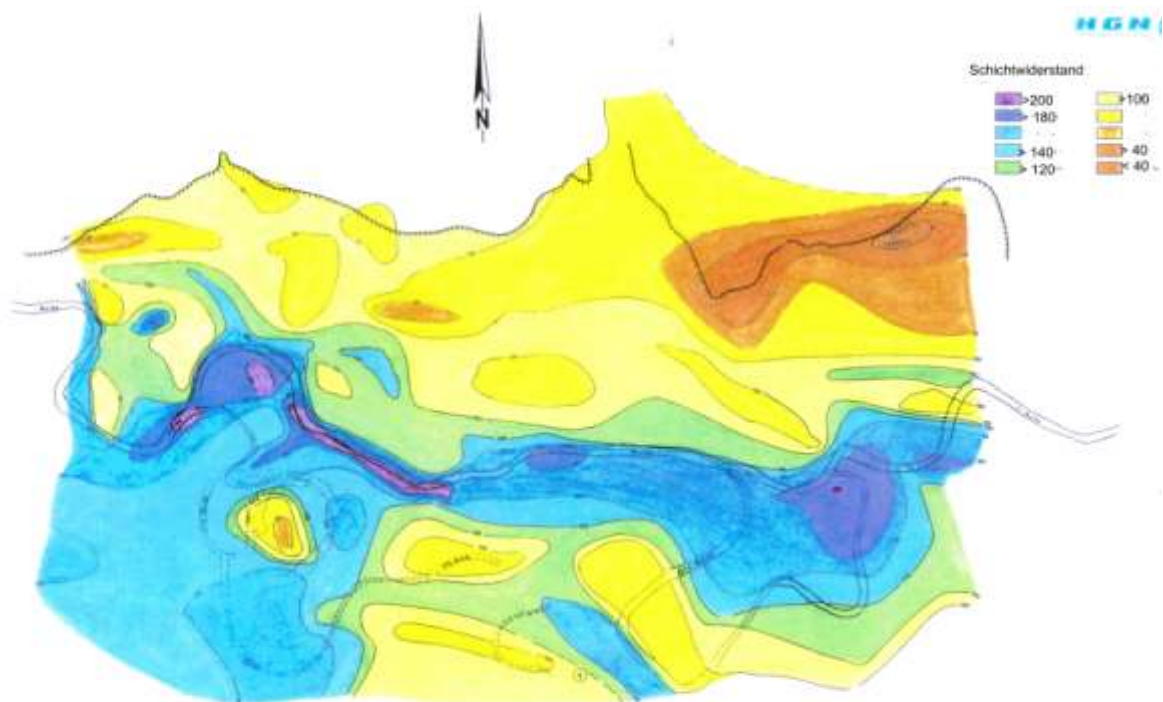
Schwimmsonde: AB/2: 1 m bis 150 m

Für die Messwertaufnahme wurde das 1971 erworbene **ANDERS**sche Widerstandsmessgerät von **HEILMANN** für die Gewässergeophysik weiterentwickelt und gehörte neben dem HR3T zur Standardtechnik der Gewässergeophysik.

5.2.1 Einige ausgewählte Ergebnisse

In der Folge wurden in einer Anzahl von ruhenden und Fließgewässern geoelektrische Gewässerbödenuntersuchungen durchgeführt. Da ergab es sich von selbst, dass **bei hydrgeologischen „Landobjekten“, die an Gewässer angrenzten bzw. von ihnen durchflossen wurden, die Gewässer logischerweise ebenfalls untersucht** wurden. Das war u.a. im Mittellauf der Mulde (Grimma/Wurzen) der Fall sowie im Unterlauf (östl Bitterfeld). In Abb.5.6

**Abb
5.6**



ist ein Abschnitt gezeigt, der von der Mulde durchflossen wird. Auffällig ist, dass im Untergrund der Mulde selbst, sonst aber nur im südlichen Vorland, erhöhte Schichtwiderstände auftreten. Die Ausbreitung nach Süden ist dem Wirken des Tagebaues Delitzsch/Nord zuzuschreiben.

Dadurch gibt es auch kein Infiltrieren in Richtung Nord. Die hohen Schichtwiderstände sind aber eine Folge des nunmehr höherohmigen, d.h. niedrigmineralisierten Wassers wegen des Niedergangs der Industrie nach der **Politischen Wende** (ρ_w i. J 1986 $\approx 20 \Omega m$ und 1991 $\approx 30 \Omega m$)

Ein anderes besonderes Einsatzfeld war die Untersuchung in **Tagebaurestlöchern**. Die Abbildungen 5.7.1 und 5.7.2 sollen hierzu gezeigt werden.

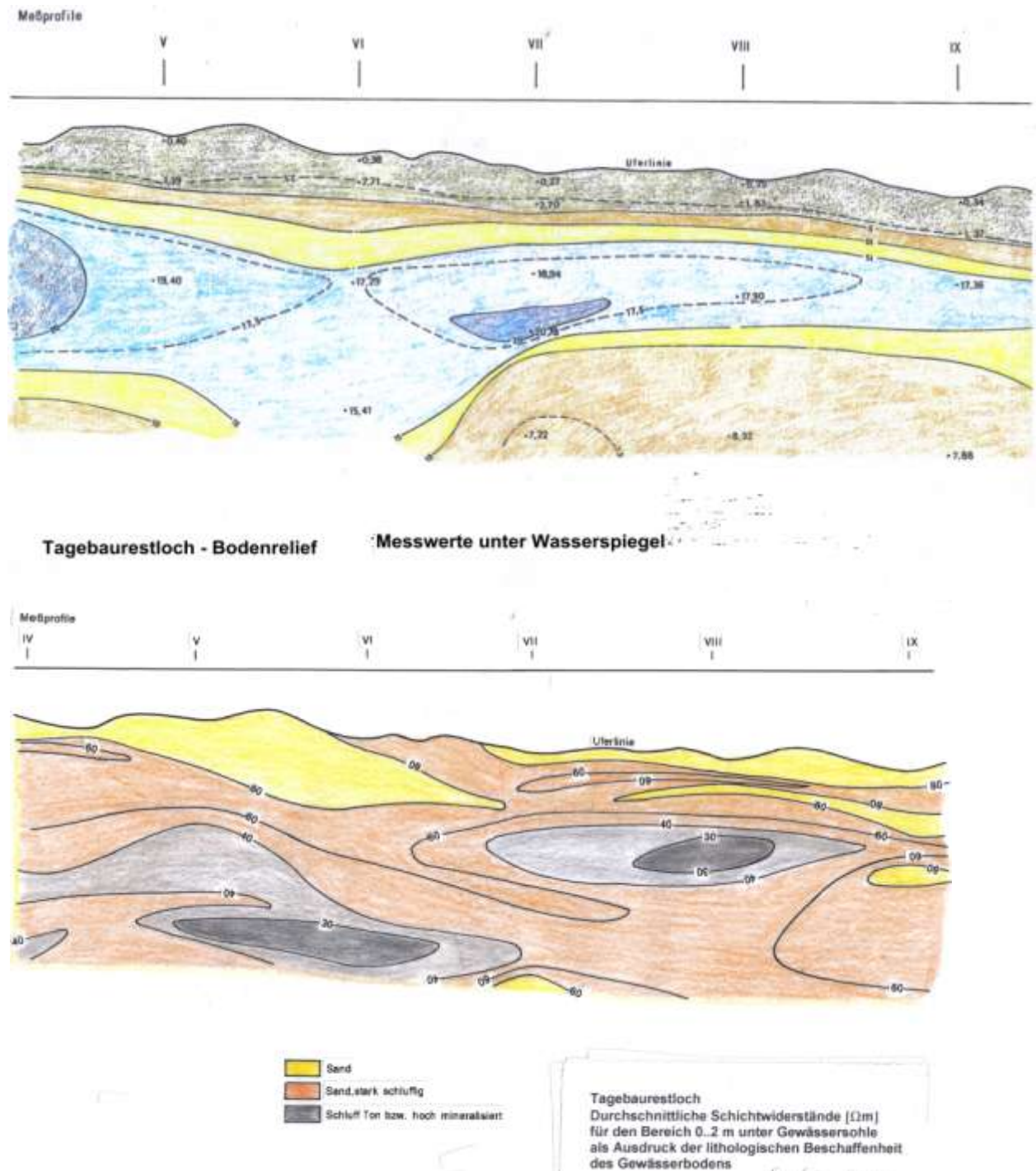


Abb. 5.7.1 und 5.7.2
Morphologie und differenzierte Sedimentausfüllung (Tagebaurestloch)

Die Abbildungen zeigen die nunmehr nach Flutung entstandene Situation. Das morphologische Relief wurde nach den Tiefenlotungen, die Bestandteil der Gewässergeophysik sind, gezeichnet.

Sie beziehen sich auf die Gewässeroberfläche. Logischerweise ist die Flanke zum ungestörten Festland (im Bild oben) steiler als die zur Halde. Die Materialdifferenzierung ist kein getreues „Qualitätsabbild“ der Morphologie.

5.2.2 Prozesse am Gewässerboden – Nachweis mit der Gewässergeophysik

In einem Gewässer in Mittelsachsen ohne oberirdischen Zufluss, jedoch mit messbarem Abfluss waren die Wasserzutritte nachzuweisen.

Abb. 5.8.1

Die am Boden gemessenen spez. el. Widerstände mit mehr als 40 Ωm stehen für ein niedrig mineralisiertes Wasser ($\approx 0,25\text{g/l}$)

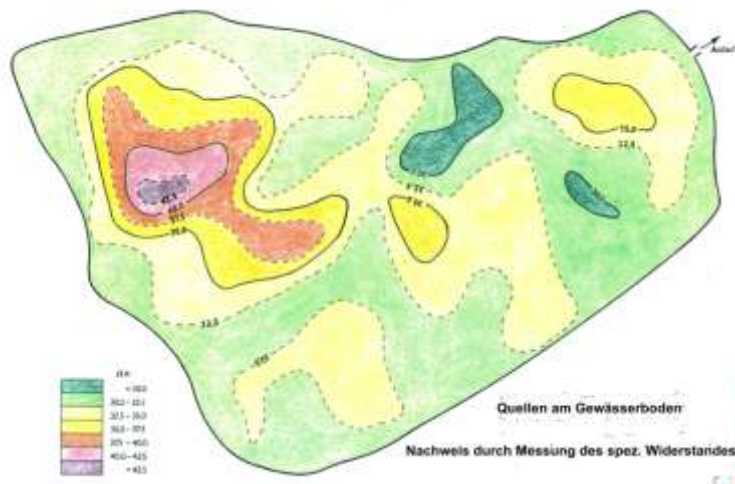


Abb.5.8.2

Die Temperaturen schliessen aus, dass Schichtwasser aus Oberflächennähe das Gewässer speist
Die Messungen erfolgten im Winter

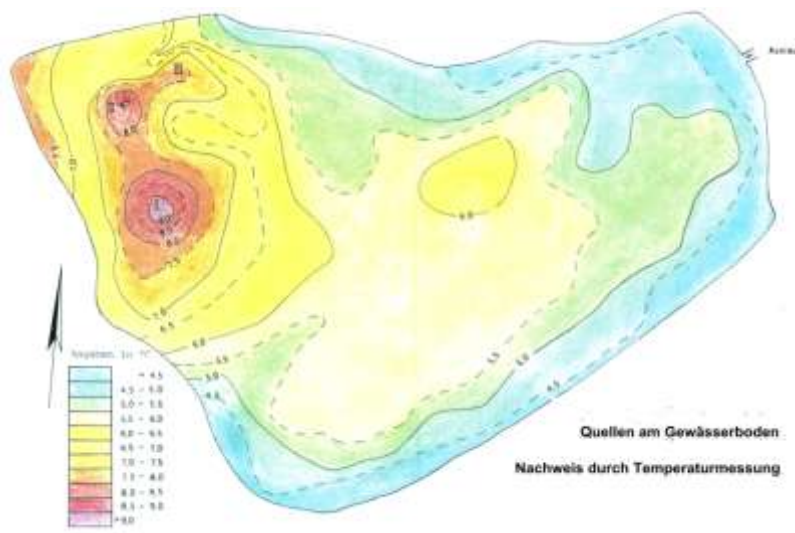


Abb. 5.8 Geophysischer Nachweis von Quellen in Gewässer

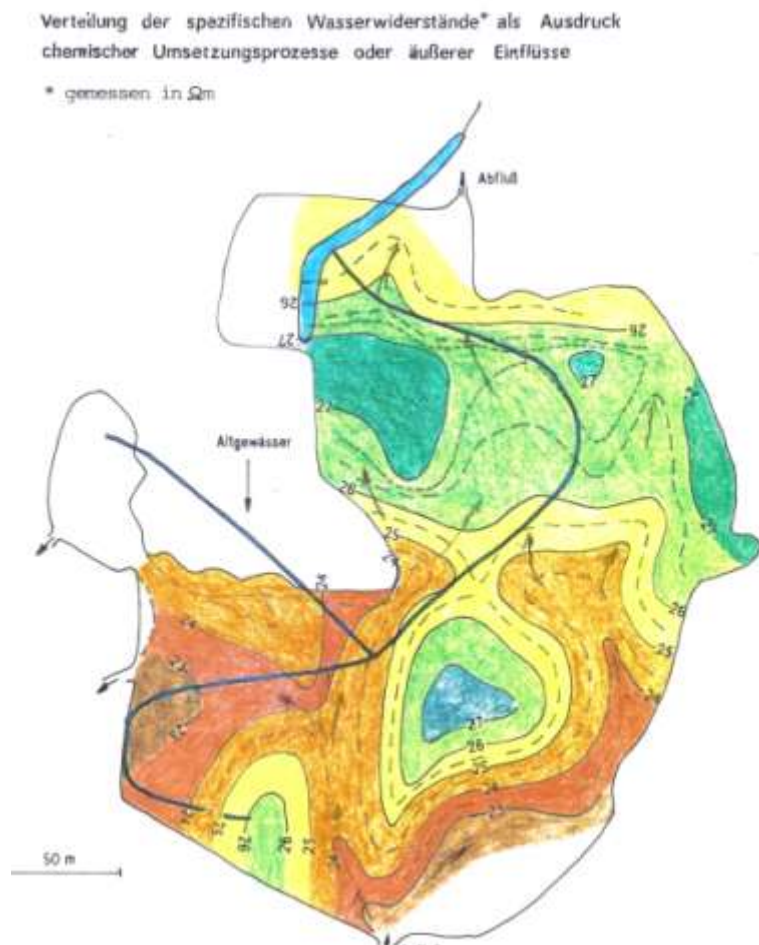
Material über Ergebnisse aus einem Gebiet, in dem **Flusswasser in Sickerbecken** geleitet wird, um die dem Wasserwerk zur Verfügung stehenden Vorräte künstlich zu erhöhen, gibt es aus der

Neisseaue (s. BRANDT, G. 1988). In der Abbildung 5.9 zeigen die in Bodennähe gemessenen spezifischen el. Wasserwiderstände.

Abb.5.9

Fläche mit geringer Sickerintensität

Die starke Differenziertheit der Wasserwiderstände lässt lange Standzeiten vermuten. Hydrochemische oder gar biologische Untersuchungen zur weiteren Klärung wurden nicht durchgeführt. Einen Dialog mit Kollegen aus anderen Fachbereichen gab es hierzu ebenfalls nicht. Das zufließende Wasser (Südspitze des Beckens) hat den niedrigsten spez. el. Wasserwiderstand ($23 \Omega\text{m} \approx 430\text{mg/l}$ Gesamtsalzgehalt). In den grünen und blauen Bereichen fällt der Gesamtsalzgehalt auf ca. 370 mg/l . Es sind wahrscheinlich **biologische Prozesse**, die dem **Wasser Salz entziehen**.



In einer anderen **Sickerfläche** (Abb. 5.10.1 u. 5.10.2) kann durch die Messungen **intensive Versickerung** angezeigt werden. Die Messungen erfolgten im Spätherbst 1997. Die Außentemperaturen lagen oft in Nullpunktnähe. Das zufließende Neissewasser hatte zur Zeit der Messungen $13,8^\circ\text{C}$ – siehe Abb. 5.10.1. Das Wasser fließt in einem engen „Schlauch“ geradewegs in Richtung des Südwestausflusses. Nach den Flanken zu sinkt die Temperatur - da steht das Wasser und kühlt aus. Im Südwesten wird ein markantes aber engbegrenztes **Temperaturmaximum mit Neissewerten** gemessen. Die Auswertung der geoelektrischen Widerstandsmessungen bringen einige Aufklärung. Der kreierte **relative hydraulische Leitwert $L(\rho)$** des Gewässerbodens hat in Zuflussnähe seine niedrigsten Werte $15 \Omega\text{m/m}$, im Bereich des Temperaturmaximums seinen höchsten Wert – $70 \Omega\text{m/m}$.

Geohydraulische Erläuterung: Für senkrecht in den Untergrund eintretendes Wasser gilt die Beziehung: $\Delta H/k_f = w_{el} = \text{hydraulischer Eintrittswiderstand}$.

Weiter ist bekannt: Die **hydraulische Leitfähigkeit wirkt proportional dem spezifischen elektrischen Widerstand, d. h. $k_f \sim \rho_{sch}$** . Wenn mehrere Schichten senkrecht

Nachweis von Versickerung in den Gewässerboden

Abb. 5.10.1
Temperaturen am Gewässerboden

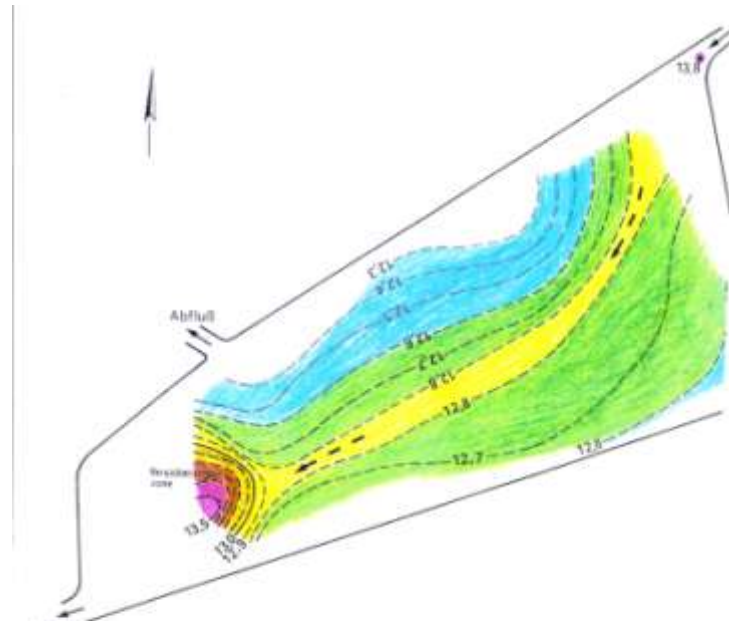
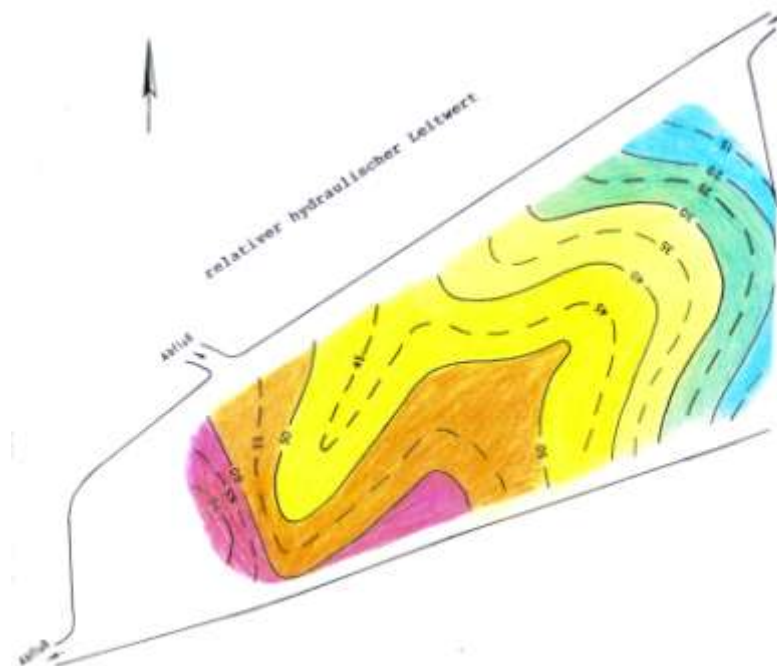


Abb. 5.10.2

Relativer hydraulischer Leitwert der Gewässerbodenschichten



Wasserversickerung in ruhenden Gewässern, Darstellung des relativen hydraulischen Leitwertes

Abb. 5.11
Hydraulischer Eintrittswiderstand w_{hy}
Das elektrische Analogon w_{el}
und der definierte relative hydraulische Leitwert

Hydraulischer Eintrittswiderstand senkrecht zur Schichtung

$$W_{hy} = \frac{\Delta H_1}{k_{h1}} + \frac{\Delta H_2}{k_{h2}} + \dots + \frac{\Delta H_n}{k_{hn}}$$

dazu proportionale Größe aus der Geoelektrik

$$W_{el} = \frac{\Delta H_1}{\rho_1} + \frac{\Delta H_2}{\rho_2} + \dots + \frac{\Delta H_n}{\rho_n}$$

oder

$$\frac{1}{W_{el}} = L(\rho) = \frac{1}{\frac{\Delta H_1}{\rho_1} + \frac{\Delta H_2}{\rho_2} + \dots + \frac{\Delta H_n}{\rho_n}}$$

durchflossen werden, gilt für den Gesamtwert die Kirchhoffsche Regel für Reihenschaltung – somit ebenfalls für den Wert w_{el} . Sein Kehrwert $1/w_{el} = L(p)$ wird als **relativer hydraulischer Leitwert** kreiert (s. Abb.5.11).

Eine Bestätigung erlangte diese Überlegung vier Jahre später durch die von **F. Meier** geleiteten gewässergeophysikalischen Untersuchungen im Rhein-Niederungs-Kanal. Dort wurde eine Anzahl Linerproben an gewässergeophysikalischen Messpunkten gewonnen und anschließend im Labor untersucht, ausgewertet und den Daten aus der Gewässergeophysik gegenübergestellt (Abb. 5.12).

Hydrophysikalische Parameter - Abb. 5.12, 5.13.1 und 5. 13.2

Abb. 5.12 Rhein-Niederungs-Kanal

Aus den Labordaten k_f und H wurden entsprechend der Formel in Abb. 5.11 der hydraulische Eintrittswiderstand errechnet. Die Gewässer-Geoelektrik liefert ihrerseits Schichtmächtigkeiten, dazugehörige spez. Schichtwiderstände und den spez. el. Wasserwiderstand, um die Formationsfaktoren F berechnen zu können. Bei vorherrschenden Sickervorgängen ist ρ_w des Gewässers der spez. el. Widerstand des Schichtwassers. Für die Regressionsgerade wurde die Beziehung

$lg w_{hy} = 2,45 + 7,64w_F$
ermittelt.

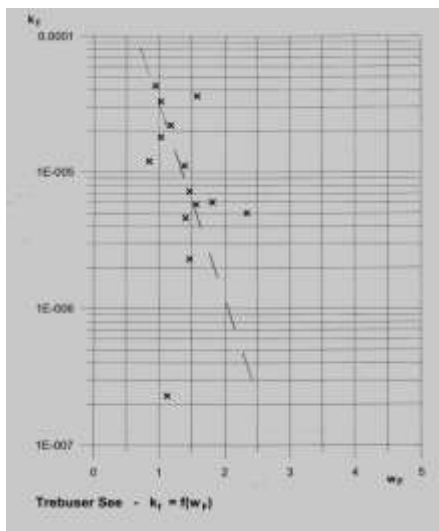
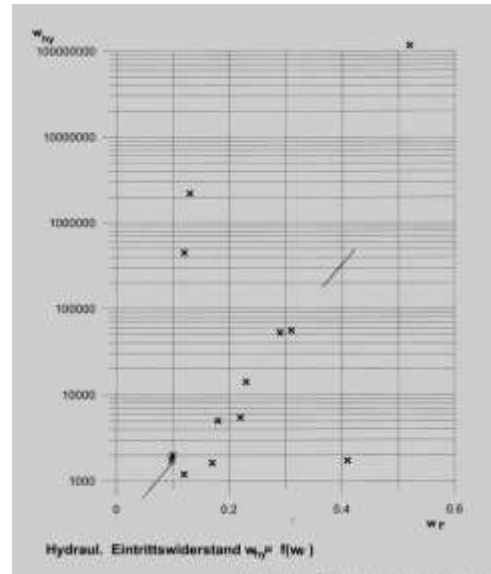


Abb. 5.13.1 $lg(k_f) = 3,0+1,42w_F$

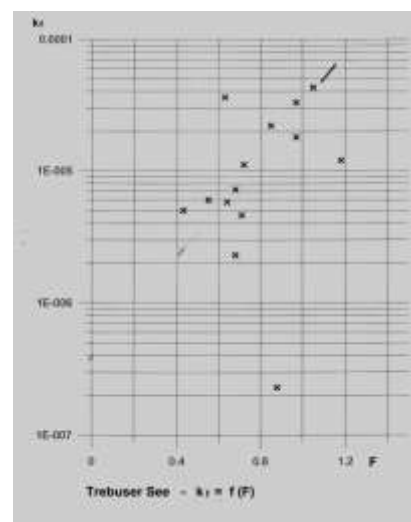


Abb. 5.13.2 $lg(k_f) = -6,4 + 2F$

Wesentlich früher wurden im gewässergeophysikalischen Untersuchungsobjekt Fürstenwalde (**HODAM, St. 1985**) im Trebuser See Bodenproben an geophysikalischen Messstellen entnommen und im Auftrag des Auftraggebers im Hydrauliklabor k_f – Werte bestimmt. Die Daten wurden später von **Brandt** hydrophysikalisch ausgewertet (s. Abb. 5.13.1 und 5.13.2):

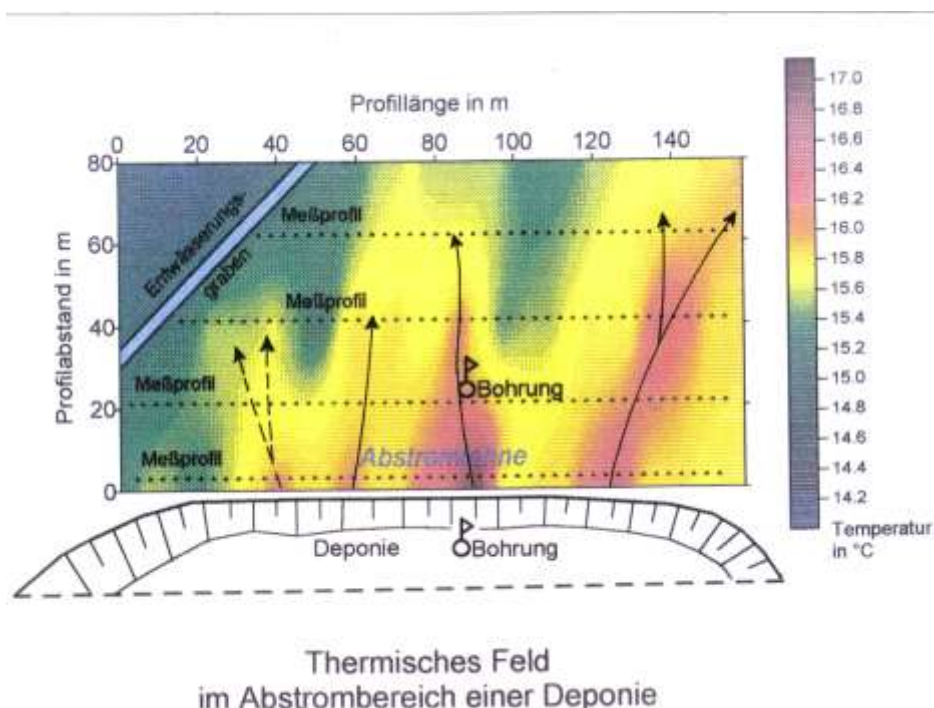
Die Ergebnisse in den Diagrammen sind Zufallsergebnisse, d. h. nicht Bestandteil eines entsprechenden methodischen Programms. Sie haben gemeinsam, dass der spezifische elektrische Widerstand des Wassers gesichert bekannt ist. Dadurch war eine gesicherte Normierung der Schichtwiderstände (Berechnung von F) möglich. Wie bereits weiter oben geäußert, scheint der **„Umweg“ über die Porosität** - wegen der Gesetzmäßigkeit der Kornverteilungen fluviatiler Sedimente - zur Ermittlung von k_f - Werten aus der Geoelektrik nicht notwendig zu sein.

5.3 Geophysikalische Messungen an Land zur Ermittlung von Fließvorgängen im Untergrund

Die Aufgaben des sich als ganzheitlich verantwortlich verstehenden hydrogeologischen Staatsunternehmens VEB Hydrogeologie bestanden immer auch darin, im Sinne der Problemlösung neue methodische Wege zu beschreiten. Das betraf selbstverständlich die Fragen des Umweltschutzes, in denen es ganz allgemein galt, im Untergrund vorhandene **Strömungsbahnen** zu erkunden (s. Kapitel 4.4.1). Um das Jahr 1970 waren in Bohrlöchern erste erfolgversprechende Messungen durchgeführt worden, die dann jedoch wegen der sich mit dem Umgang mit offenen radioaktiven Quellen ergebenden Umstände aufgegeben worden waren. Doch auch Jahre vor der **Großaktivität der BGR** mit dem **Verbundvorhaben „Deponie-Untergrund“** war durch den VEB Hydrogeologie das Problem der **„der möglichen Wege von Abwässern“** angegangen worden.

Mit der hochauflösenden Temperatursonde **DT 1** besaß die Gruppe Geophysik bereits 1983 eine hochempfindliche Messeinrichtung (**Heilmann, H.D., Hodam, St. u. Stiebritz, A. 1983**). Die Arbeiten von **STAJNIAK, J. 1981** hatten weitere Anwendungshinweise geliefert. Die eigene methodisch - physikalische Vorstellung (s. Abb. 4.15) wurden systematisch an der Deponie Mahitzchen (**REITMAJER, K. 1993**) angewendet. Bei dieser Deponie waren drei Rammkernbohrungen - vor der Deponie im Anstrombereich, auf der Deponie und im Abstrombereich - abgeteuft worden. In der Deponiebohrung und in der abströmigen Bohrung wurden Bohrlochmessungen (Gamma und AMT) getätigt. Im Abstrombereich wurden geo-

Abb. 5.14



thermische Feldmessungen in Rammlöchern auf vier Profilen getätigt (**Abb. 5.14**). Die Ergebnisse erlaubten ein eindrucksvolles Abstromfeld zu zeichnen. In die stärkste Anomalie wurde eine Bohrung abgeteuft, eine zweite in Rückverlängerung auf die Deponie und die dritte hinter der Deponie.

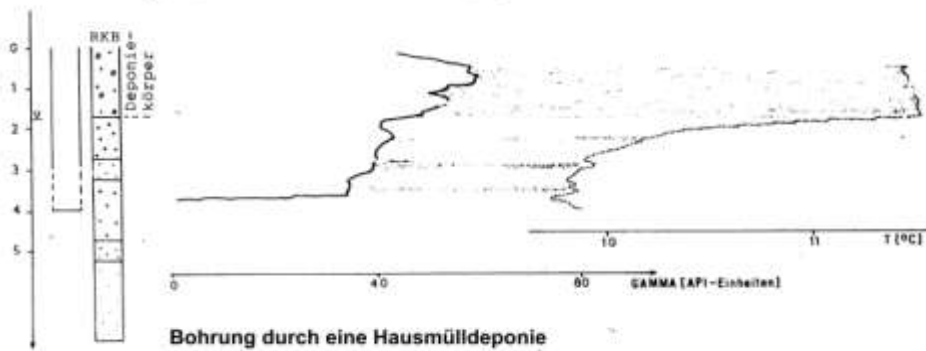


Abb. 5. 15 Bohrochmessergebnisse von der Deponiebohrung

Die Messergebnisse auf der Deponiebohrung weisen den Deponiekörper mit einem deutlichen Gammamaximum und einem sehr starken Temperaturmaximum (ca. 18°C) aus. Die Messungen in der abströmigen Bohrung sind in der Abb. 4.17 dargestellt.

Aus allen drei Bohrungen wurden Wasserproben entnommen und analysiert. In der folgenden Tabelle sind die Ergebnisse aufgeführt. Sie sprechen eine eindeutige Sprache.

	Anstrom	Deponieuntergrund	Abstrom
Salinität	830 $\mu\text{S/cm}$	1750 $\mu\text{S/cm}$	1610 $\mu\text{S/cm}$
Ca ²⁺	63,3 mg/l	166,2 mg/l	276,4 mg/l
Sulfat	239,0 mg/l	611,0 mg/l	762,0 mg/l
As	0,01 mg/l	0,002 mg/l	0,04 mg/l
Ni	0,014 mg/l	0,03 mg/l	0,35 mg/l

Ein Untersuchungsbeispiel, in dem **Temperaturfeldmessungen auf einem Staudamm** nachträglich durch Rammkernbohrungen und deren lithologische Auswertung ergänzt werden, ist die Abbildung 5.17. Im landseitigen Vorfeld des Deiches gab es Vernässungen.

Die geothermische Messung weist auf einer Strecke von ca. 35 m ein markantes Temperaturminimum aus. Die zur Kontrolle abgeteuften Rammkernbohrungen bestätigen das geothermische Ergebnis.

Im Minimumbereich existiert zwischen 1.3 m und 2.8 m durchlässiges Material. In der Bohrung außerhalb der T-Anomalie wurde ausschließlich bindiges Material erbohrt.

Abb. 5.17
Das Temperatur-
minimum weist den
durchlässigen Deich-
abschnitt aus

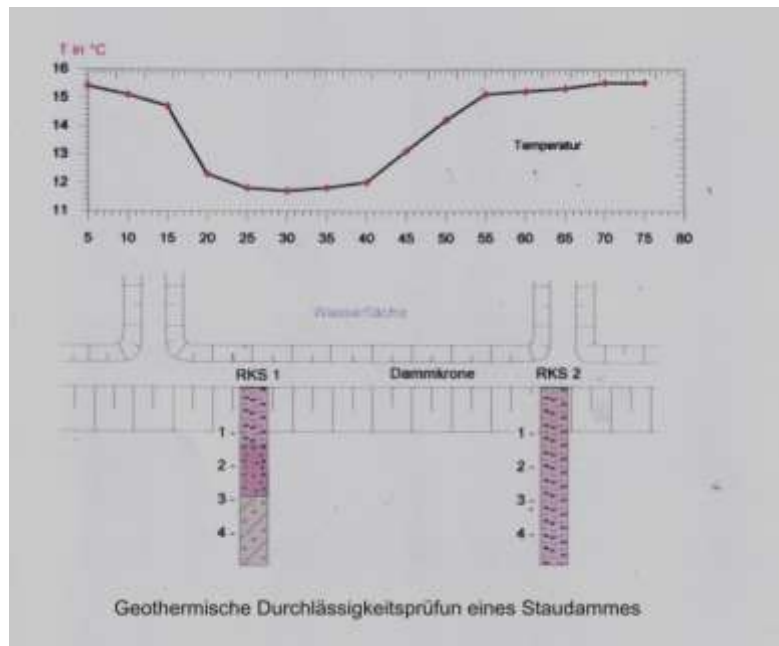
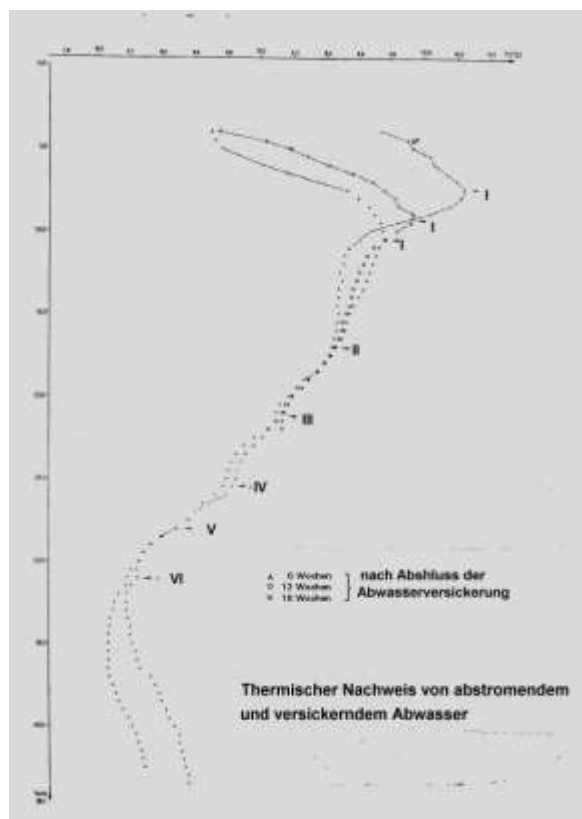


Abb. 5.18
Goldene Aue
Im 6-wöchigem Abstand
(Dez. 1988 bis Feb. 1989)
durchgeführte Temperaturmes-
sung in der dem Becken im
Nordwesten nahen
Hydrobohrung 141/88
vermitteln einen Eindruck
über das vielschichtige Fließ-
geschehen im Untergrund.
Die kalte Jahreszeit hat
offensichtlich
unmittelbaren Einfluss
auf die obere wasserleitende
Schicht. Die Temperaturen
gehen von Messung zu Mes-
sung zurück. Für die anste-
hende Problematik interes-
sant ist das Abtauchen der
Temperaturmaxima.



In einem Untersuchungsgebiet in der Goldenen Aue wurden 1988 **Temperaturmessungen** sowohl **an Land als auch in einer Bohrung** durchgeführt. Die Landmessungen wurden durch **geoelektrische Sondierungen** ergänzt. Die Messungen in der Bohrung (Abb. 5.18) erfolgten mit der Sonde DT 1. Die AMT-Sonde stand noch nicht zur Verfügung.

Die Temperaturkurven in der ausgebauten Bohrung weisen in einer Tiefe zwischen 5 m und 10 m ein ausgeprägt starkes Maximum auf, was von Messung zu Messung allmählich verflacht (um $0,4^{\circ}\text{C}$) und sich zwei Meter nach unten bewegt. Die wesentlich flacheren Maxima II bis VI ändern sich im Laufe von 12 Wochen bzgl. Amplitude und Lage praktisch nicht. Erst unterhalb 30 m Tiefe wird ein zeitlicher Temperaturanstieg registriert. Die Amplituden I dürften das Abwasser repräsentieren. Leider fehlen Gammamessungen in der Bohrung, durch die die Aussage der T-Kurven hätten präzisiert werden können.

Abb. 5.19

Isothermen

Die hauptsächliche Ausbreitung des Sickerwassers ist nach Osten gerichtet. An der Nordwestecke existiert ein kleines aber intensives Maximum in Richtung Bohrung 141/88, Es taucht jedoch rasch ab. Das bezeugen die Temperaturmessungen in der Bohrung (Abb. 5.18).



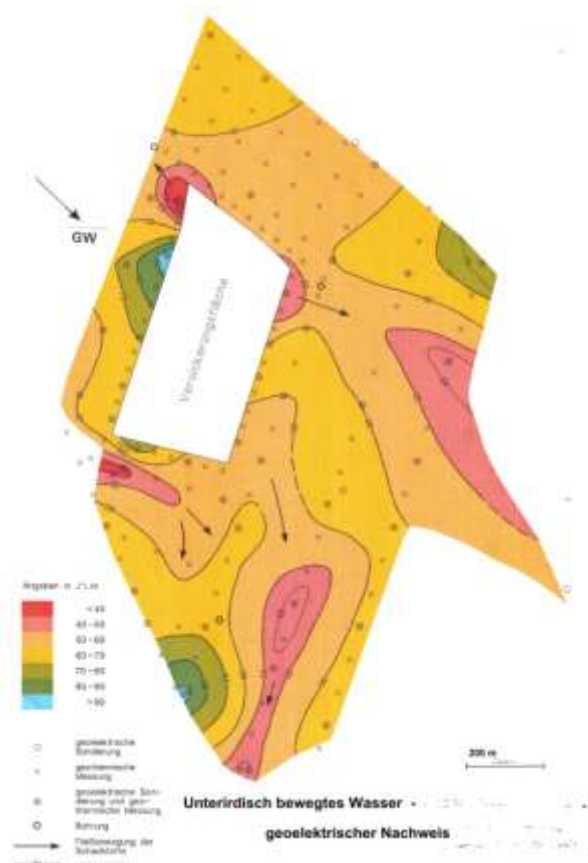
Die flächenhafte Kartierung der Temperatur in 1m tiefen Rammlöchern vermittelt den Eindruck, dass die unterirdischen Abwasserströme bevorzugt nach Osten und Süden abtriften. Ein thermischer Fluss ist außerdem im Nordwesten der Sickerfläche in Richtung Nord zu erkennen. Der Komplexpartner Geoelektrik stützt eindeutig das Abwasserabströmen von der Südostecke der Sickerfläche nach Süden. Das Temperaturmaximum im Norden des Ostrandes der Sickerfläche

taucht offenbar rasch ab. Die Geoelektrik weist jedoch aus, dass ein starker Sickerwasserstrom in östliche Richtung vorhanden sein muss.

Die Kombination von Thermometrie und Widerstandsgeoelektrik in der Fläche hat sich als fruchtbar erwiesen.

Abb. 5.20

Spezifische el. Schichtwiderstände
Die Bereiche mit erhöhtem Abwasseranteil sind besser el. leitfähig, der spezifische el. Schichtwiderstand ist herabgesetzt.
Abströmbahnen werden nach Süden und Osten gesehen.



Dass mit der Tiefe die Temperaturen zu dieser Jahreszeit (Dezember bis Februar) in allen Kurven deutlich absinken (von ca. 10°C bis auf 8°C) weist auf intensiven Einfluss von Wässern der die Aue flankierenden Höhen hin. Im Detail reichen die hier vorliegenden Messergebnisse für eine weitergehende Bewertung jedoch nicht aus.

Im Rahmen des Forschungsthemas **Deponie-Untergrund** wurde für geothermische Flächenmessungen eine **Gradientsonde** entwickelt (Brandt, G., Stiebritz, A., Meier, G. u. Powa, D. – Offenlegung 13. 06. 2001). Der prinzipielle Aufbau wird in Abb. 5.21 demonstriert. Anwendungen wurden vom Unterzeichner nicht mehr getätigt.

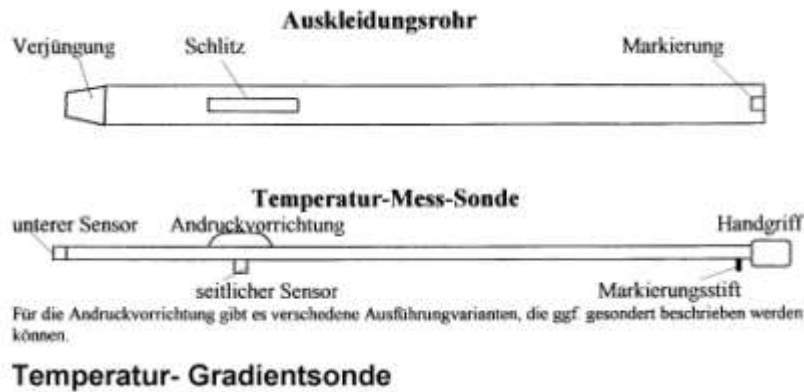


Abb. 5.21 Prinzipieller Aufbau der Temperaturgradientsonde für den Einsatz in kleinen Rammborungen an der Erdoberfläche.

6. Nachwort

Die in den vorangegangenen Kapiteln gezeigten, diskutierten geophysikalischen, hydrophysikalischen und damit in Verbindung stehenden Themen, Anwendungen und Entwicklungen sind nicht das Ergebnis einer gezielten Strategie. Sie basieren genauso wenig auf hydrospezifischen Ausbildungsprogrammen an den Universitäten und Hochschulen.

Es war der Boden nötig, den ein Staatsbetrieb bot, der alle wesentlichen **Gewerke** von der konzeptionellen, programmatischen Projektierung, über die technische, geologische und wasserwirtschaftliche Erkundung, die quantitative Berechnung der Vorräte der Einzugsgebiete und ihre vorausschauende Nutzung, über die Wasserqualitäten und mögliche Beeinflussungskräfte dieser Qualitäten zu seinem Instrumentarium zählte. **MEINERT** nannte dieses integrative Beieinander später ein **Ganzheitliches System**.

Der Betrieb rechnete ab, wie der Produktionsbetrieb im sozialistischen Marktgeschehen. Er unterstand letztendlich dem **Ministerium für Geologie**, war bei Arbeiten in Objekten größeren Umfangs bzw. aus unterschiedlichen Gründen größerer Bedeutung der **Staatlichen Vorratskommission** fachlich rechenschaftspflichtig und wurde von den **Hygiene- Instituten** kontrolliert. Er rechnete ab wie ein Wirtschaftsunternehmen, war damit ökonomischer Wirtschaftsführung verpflichtet. Er war aber gleichermaßen dem Gut **Wasser** als Gut des Landes verpflichtet. Der Kommerz war nicht das Allererste. Dazu war die Einrichtung **VEB Hydrogeologie** z. T. immer stückweit eine **Forschungseinrichtung**. Für entsprechende Aufgaben gab es darum Forschungsgelder aus der Staatskasse.

Der VEB Hydrogeologie war eine Neuschöpfung auch mit Arbeitskräften, die ihren eigenen „Faden“ finden mussten. Der VEB Hydrogeologie war eine Einrichtung in der automatisch Daten qualitativ unterschiedlicher Klassen zusammen trafen und verarbeitet werden mussten.

Eine Geophysik als integrierter Bestandteil war erst einmal nicht vorgesehen. Einer Dienstleistungsgeophysik strebten die meisten Hydrogeologen zumindest nicht euphorisch entgegen. Das war Dilemma und zugleich Chance für die Keimzelle einer hydrogeophysi-

kalischen Einheit. Es war ein Glücksumstand, dass sich ein Geophysiker, ein Elektroniker und ein Feinmechaniker zusammen fanden. So war es möglich nicht nur die Daten aus den „verschiedenen Richtungen“ aufzunehmen, zu analysieren und Konzepte versuchen zu erkennen. Es wurde möglich Techniken aufzubauen und zu entwickeln, um zu innovativen nichtherkömmlicher Art zu kommen. Die in den Kapiteln dieses Beitrages aufgeführten Verfahrenseinführungen und –entwicklungen spiegeln keine Reihenfolge wider. Die Reihenfolge waren Notwendigkeiten, die auf die Geophysikgruppe zukamen bzw. von ihr erkannt wurden. Die Kapitel fassen Dinge zusammen, die zu unterschiedlichen Zeiten und Anlässen nötig wurden, aber eine gewisse fachliche Verwandtschaft besaßen.

Der VEB Hydrogeologie hatte einen Datenfundus, wie ihn kein Universitätsinstitut in solcher Komplexität vorfindet. Der VEB Hydrogeologie war ein Sammelbecken unterschiedlicher Fachrichtungen, wodurch auf **kurzem Weg** ein Miteinander und eine Auseinandersetzung zwischen den Vertretern der unterschiedlichen Gewerke unkompliziert möglich war.

Die im Einführungskapitel aufgeführte Empfehlung für den praktizierenden Geophysiker hatte sich als äußerst notwendig, aber ganz und gar nicht als hinreichend erwiesen. Das reichte wohl für den (Struktur-) Erkunder. In einer ganzheitlichen Hydrogeologie brauchte man mehr, wie aus den vorangegangenen Kapiteln ersichtlich ist.

Eine ungefähre chronologische Abfolge der von der Gruppe Geophysik getätigten Entwicklungen geben die nachstehenden Ausführungen (Abbildungen aus einer Ausstellung):

1966 STUNDE NULL

- Es gab keine geophysikalischen Geräte
- Die Geophysik-Verfahren galten als uneffektiv für die Hydrogeologie
- Es gab einen Geophysiker, der das nicht hinnahm

Erste Chance

- 1968** **Objekt Kemberg-Urstromtal**
- Erste geoelektrische Untersuchung zur lithologischen Gliederung des Untergrundes
 - Geborgte Technik - fremdes Know How (Franz Jacobs, Steffen Grässl) aber
 - Erster (partieller) Durchbruch
 - Kein Technik-Kauf, weil kein Inlandangebot, keine Devisen
- bis 1971** Geoelektrische Untersuchung weiterer Objekte mit ausgeliehener Technik und ausgeliehenem Fahrzeug

1968-76 **Forschungsarbeiten, die zu den unerläßlichen Grundlagen für eine *Hydroproblem-Anpassung* der geophysikalischen Arbeiten notwendig waren**

1968/69 **Bohrlochgeophysik**
 • Wechselbeziehung zwischen bohrlochgeophysikalischen Daten und geohydrologischen Kennwerten → verfolgenswerte Zusammenhänge

1972 **Widerstandselektrik**
 • Hydrogeologisch relevanter Gehalt der Meßdaten
 • Entwicklung nutzerfreundlicher Interpretation und Darstellung

1975/76 **Petrophysik**
 • Physikalisch-geometrische Gesetzmäßigkeiten des Körnungsaufbaus von fluviatilen Sedimenten
 Absolute und drainable Porositäten - Methodische Untersuchungen
 Meßeinrichtung

1974/75 **Physikalisch - chemische Arbeiten**
 • Algorithmen über Abhängigkeiten zwischen elektrischer Leitfähigkeit und hydrochemischen Meßwerten natürlicher Wässer

Beginn eigener technischer Entwicklungen

1971 • Erwerb einer geoelektrischen Meßapparatur geringer Leistung

1973 • Aufbau einer leistungsstarken geoelektrischen Meßeinrichtung (Gleichspannung)

1973 • Kauf eines Fahrzeuges (ROBUR LO) und Ausstattung als Meßfahrzeug

1973 Entwicklung: Einbohrlochmeßtechnik
 Fließrichtung Fließgeschwindigkeit

1975 • Entwicklung einer tragbaren Einrichtung zur Messung elektrischer Leitfähigkeiten in Bohrungen und Oberflächengewässern ⇒ Hy 40 (Wirtschaftspatent, BRANDT; HEILMANN)

1977 • Erweiterung der Meßeinrichtung **Hy 40** zu **Hy 40 T** - Leitfähigkeit und Temperatur

1977 • Bau eines eigenen vermischungsfreien Porbeschöpfgerätes

1980 • Entwicklung eines Verfahrens zur repräsentativen Gütebeurteilung von Grundwassermeßstellen

Weitere Fortschritte

1980/83 Entwicklung einer komplexen Gewässergeophysik Kolmation und Schichtenaufbau

In der Folge : Erkundung hydrophys. Vorgänge u. Parameter, Milieuuntersuchungen

1991-94 Forschungsverbundvorhaben Deponie-Untergrund Altlasten

gesteuert von der BGR Hannover

(gemeinsam mit der nunmehr vorhandenen Geophysik

bei *HGN* Nordhausen)

Entwicklungen:

- Hochauflösende Temperatursonde ($\Delta T \leq 0,01 \text{ °C}$)
(Einsatzfähig im wassererfüllten und wasserfreien Bohraufschlüssen)
- Verbesserung der Gammamessung
- Verfahren zum Nachweis von vertikalen und horizontalen
Migrationsvorgängen im Gebirge
- Hydrocontrol
(hochsensible Funktionsüberprüfung von Grundwassermeßstellen und
Brunnen)
- Oberflächenthermisches Verfahren zum Nachweis von Migrationsbahnen
(Abstrom von Deponien)

Entwicklungen:

- Bohrlochseismik
- Permeametrie
- Sedimentationsanalyse

7. Quellen

- Beyer, W.** „Beitrag zur Ermittlung maßgebender Grundwasserfließgeschwindigkeiten“ – Dissertation TU Dresden, Institut für Boden und Wasserwirtschaft 1964
- Böhm, H. u.a.** „Vorrichtung zur Messung von Infiltrationsgeschwindigkeiten in offenen Gewässern“, Neuerervereinbarung HGN IV/1979
- Brace, W.F.; Orange, A.S.; Madden, T.R.** „The Effekt of Pressure on the Electrical Resistivity of Water-Saturatet Crystallin Rocks“ Journal of Geophysical Research, Nov. 1965
- Brandt, G.** „Die Anwendung von bohrlochgeophysikalischen Verfahren bei der Bestimmung des Wasserabgabevermögens im Lockergestein“ Studie, VEB Hydrogeologie, Torgau 1969
- Brandt, G.** „Petrophysikalische Untersuchungen am Lockergestein“, 3. Teilthema, PWT Nr. 1340007, Torgau 1976
- Brandt, G.** „Methodik Widerstandselektrik“, Studie, Torgau 1972.
- Brandt, G.** „Goelektrische Untersuchungen im Objekt Thyrow, VEB Hydrogeologie 1975
- Brandt, G.** „Untersuchungen über mathematische Zusammenhänge zwischen chemischen und elektrischen Messwerten aus Laboraten und Messungen des spezifischen elektrischen Widerstandes“ Bericht zur NVE 13.1, Torgau 1978
- Brandt, G.** „Geothermische Messungen zu hydrogeologischen und Umweltproblemen“, Vortrag „**Internationale Fachmesse und Kongress für Geowissenschaften und Geotechnik**“, Köln 1993
- Brandt, G.** „Hydrophysikalische Auswertung geothermischer Bohrlochmessungen im Objekt Teterow“, Bericht, Torgau 1988
- Brandt, G.** „Geophysikalische Untersuchungen Wasserwerk Görlitz“ Bericht HGN Hydrogeologie GmbH, AG Wasserwirtschaftsdirektion Obere Elbe – Neiße, 1988
- Brandt, G.** „Geophysikalische Möglichkeiten zur Bestimmung von Modellinputgrößen und Bestätigung der geophysikalischen Ergebnisse durch Direktmessungen“ HGN Hydrogeologie GmbH, NL Torgau - AG: Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg, 1996
- Brandt, G.** „Komplexe Gewässergeophysik zur Untersuchung der Beschaffenheit der Gewässerböden und Gewässer“ **Vortrag MG 37**, 55. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Hamburg, März 1995
- Brandt, G.** „Geothermische und andere geophysikalische Messungen zur Untersuchung von Migrationavorgängen“, Vortrag zum XIV. **INQUA-Kongress in Berlin**, 03. – 10. 08. 1995
- Brandt, G.** „Temperaturmessungen als wichtiges Nachweisverfahren von Hydromigrationsvorgängen im Untergrund“ Vortrag „**DGG-Tagung**“ **Potsdam** 3.-7.-März 1997
- Brandt, G.** „Komplexe Gewässergeophysik zur Untersuchung der Beschaffenheit der Gewässerböden und Gewässer“ Vortrag **2. Jahrestagung der Gesellschaft für Geowissenschaften e.V, Leipzig 1988**
- Brandt, G.** „Messeinrichtung zur Bestimmung der Infiltrationsgeschwindigkeit in den Boden von Oberflächengewässern“, Theorie zum Verfahren u. Auswertung zu Untersuchungen bis zum Jahre 1980, HGN 2002
- Brandt, G.** Diskussionsbeitrag zu „Permeabilität aus Bohrlochmessungen“ von **Ch. Koller** und **J. Schön**, 2012
- Brandt, G.** „Entwicklung einer hydrospezifischen Gewässergeophysik“ veröffentlicht als Beitrag in **Löffler, H., Meinert, N.** „**Ausgewählte Forschungs und Erkundungsergebnisse auf dem Gebiet der Hydrogeologie in der DDR**“ 2012.
- Brandt, G., Borkmann, G.** „Zur Auswertung der Körnungskennlinie natürlicher Lockergesteinsproben“ unveröff. 1968
- Brandt, G.; Borkmann, G.; Heilmann, H.-D. u. Jacobs, F.** „Die Leitfähigkeitssonde Hy 40 – Konstruktiver Bau, Eigenschaften und Anwendung“, Vortrag: Tagung der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Halle Dez. 1976

- Brandt, G.; Buchholz, W.)** „Kontrollierte PV-Zeiten durch Messung des spezifischen elektrischen Wasserwiderstandes“, NV, Torgau 1982
- Brandt, G.; Heilmann, H.-D.,** „Leitfähigkeitssonde für den Feldeinsatz“, NV, Torgau 1973
- Brandt, G.; Heilmann, H.-D.** „Vorrichtung zur Messung des spezifischen elektrischen Wasserwiderstandes von Flüssigkeiten“, **WP der DDR G 01r 186 436 1977**
- Brandt, G., Heilmann, h.-d., Hodam, St. u.a** „Komplexes Verfahren zur hydrogeologischen Untersuchung von Gewässerböden“ Ergebnisbericht zur NVe VEB HGN 1980
- Brandt, G. u. Hodam, S.** „Nutzerkatalog Geophysik, Teil II/2, Hydrogeologie“, VEB Kombinat Geologische Forschung und Erkundung Halle, Halle 1985, unveröff. (**Verbreitung innerhalb d. Minist. für Geologie d. DDR**)
- Brandt, G. Nickel, R.** „Verbundvorhaben „Deponieuntergrund“(BGR), Teilthema: „Analyse und Weiterentwicklung geohydraulischer und geophysikalischer Bohrlochtests für die Untersuchung von Deponie- und Altlaststandorten“ Statusberichte 1991 u.. 1992
- Brandt, G., Nickel, R.:** Verbundvorhaben „Deponieuntergrund“, Teilthema: „Analyse und Weiterentwicklung geohydraulischer und geophysikalischer Bohrlochtests für die Untersuchung vo Deponie- und Altlaststandorten“, Endbericht 18.07.1994
- Brandt, G., Nickel, R.** „Erkundung des Untergrunde4s von Deponien und Altlaststandorten mit oberflächengeophysikalischen Verfahren“, Vortrag zur **Fachtagung „Deponieuntergrund in Thüringen“, Wachsenburg, März 1996**
- Brandt, G.& Richter, Ch.** „Geophysikalische Untersuchung der Beschaffenheit der Deichanlagen un der geohydraulischen Eigenschaften des Untergrundes“, **Brandenburgische Geowiss. Beiträge, Kleinmachnow 5(1998)**
- Brandt, G., Richter, Ch.** „Migrationsbahnen - Migrations vorgänge – einige Möglichkeiten des geophysikalischen Nachweises“ **Vortrag „DGG-Seminar – Ingenieur- und Umweltgeophysik“** Neustadt/Weinstraße 06. – 08. 10. 1999
- Brandt, G.; Stiebritz, A.** „Geothermische Bohrlochsonde, Verfahren zur Bestimmung von Migrationsbewegungen und Verfahren zur Dichtekontrolle von Wasserbauwerken“ **Offenlegun4jgsschrift DE 196 45 103 A 1** (Anmeldung: 31.10.1996, Offenlegung 7. 5. 1998)
- Brandt, G. Stiebritz, A., Meier, G., Powa, D.** „Vorrichtung zur Temperaturmessung im Boden“ **Gebrauchsmuster Nr. 200 05 722.7**, Bekanntmachung im Patentblatt 13.06.2001
- Brandt, G.; Stiebritz, A.; Bamberg, H.F.** „Bestimmung der vertikalen Fließgeschwindigkeit und des kf – Wertes an gerindurchlässigen Schichten (Schluffe, GeMe usw.) durch hochauflösende Temperaturmessungen“ NV Jan. 1988, VEB Hydrogeologie
- Chardabellas, P., Thiemer, K.** „Normierung der kf – Wert-Feldbestimmung durch Standardisierung der Kornverteilungsdiagramme grundwasserhaltiger Lockergesteine“, Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft, H.20, Berlin 1964
- Garleb, H.: Brandt, G.** „Methodik, apparative Voraussetzung und Auswertung von Messungen des Spülungsregimes und der Leitfähigkeit“, **Vortrag RGW-Tagung, Brno 1978**
- Heilmann, H.-D., Hodam, S., Stiebritz, A.** „Elektronisches Thermometer“, NV, Torgau 1983
- Hodam, St.** „Geophysikalische Untersuchungen Fürstenwalde“ VEB HGN 1985, Bericht
- Reitmajer, K.** „Historische Erkundung/Orientierende Erkundung Deponie Mahitzschen“, HGN Hydroge4ologie GmbH Torgau 1993
- Šestakov, V.M.; Kravčenko, I. P. u. Paskovstij, I.S.** „Praktikum po dinake podzemnich vod“, Kap.VIII „Die Migration desunterirdischen Wassers“, MGU 1975
- Schopper, J.** „Theoretical Investigationon the Formationsfactor/Permeability/Porosity Relationship using a Network Model“ Geophysical Prospecting, Volume XIV, 3; 1966
- Stajniak, J.** „Possibilities of The Geothermal Method“, Vortrag 26. Gephysikalisches Symposium, Leipzig 1981, Tagungsband II, S. 638 - 652
- Stortz, W.** „Griebo – Geophysikalische Erkundung“, AG: Staatl. Amt für Umweltschutz Dessau – Wittenberg, Ergebnisbericht HGN Torgau

Thiele, H. „Die Geoelektrik in der Wassererschließung“ aus „Die Wassererschließung“, Vulkanverlag Essen 1952

Wiederhold, W. „Theorie und Praxis des hydrogeologischen Pumpversuchs“, Wasser-Abwasser, München H. 34, 1965 und H. 42, 1965

Zieschang, J. „Die Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Lockergesteinsgrundwasserleitern“ Zeitschrift für Angewandte Geologie, H. 7 1964

Zunker, F. „Das Verhalten des Bodens zum Wasser“, Handbuch der Bodenlehre, Bd. IV Julius-Springer-Verlag 1936

Verzeichnis der Abbildungen

- 1 Darstellung des KINGschen Entwässerungsversuches im Jahre 1909
- 2.1 Kumulative Körnungskennlinien
- 2.2 Kornverteilungskurven der Körnungskennlinien aus Abb. 2,1
- 2.3 Kornverteilungskurve und Körnungskennlinie zweier vermischter Schichten
- 2.4 Fließschema im geschichteten Aquifer – angeregt durch PV
- 2.5 Durchschnittliche U-Werte in Abhängigkeit vom mittleren Korndurchmesser
- 3.1 Charakteristik der Sonde Hy 40
- 3.2 Sonde Hy 40T und Messgerät HR 3T
- 3.3 Spezifischer el. Schichtwiderstand als Funktion des spez. el. Wasserwiderstandes
- 3.4 Linien gleichen Salzgehaltes [mg/l] nach Geoelektrik
- 3.5 Zusammenhang zwischen dem spez. el. Wasserwiderstand und dem Abdampfdruckstand AR
- 3.6 Uferfiltratproblem - Laufweg und Verweildauer (nach geothermischen Messungen)
- 3.7 Monitorischer Beprobungspumpversuch mit Hy 40T/ HR 3T
- 3.8 Häufigkeitsverteilung der notwendigen Anzahl der Rohrentleerungen bei Kurz-PV bis zur Stabilisierung des spez. el. Wasserwiderstandes p_w
- 3.9.1/3.9.2 Isoleitfähigkeiten -Wiederholungsmessungen im zeitlichen Abstand von 6 Monaten.
- 3.10 Nachweis von Grundwasserschichtung in einem vollständig mit Filter ausgebautem Brunnen mittels Wasserwiderstands- und Temperaturmessung
- 3.11 Dreiteiliges Probeentnahmegesetz
- 3.12 Regelbares Dreipumpensystem zur tiefenorientierten Probenahme
- 3.13 Korrelatives Verhalten zwischen ρ_w und Gesamthärte als Ausdruck unterschiedlicher Milieuverhältnisse
- 3.14 Spezifischer elektrischer Wasserwiderstand als Funktion oxydierbarer Stoffe
- 3.15 Hydrochemischer Arbeitsplatz im Messfahrzeug Geophysik
- 3.16 Tracerausbreitung während eines Dem- PV (Schmölln 1987)
3. 17.1 Thermisches Abbild der Fließbewegung von Elbefiltrat
- 3.17.2 Topographisches Höhenindiz für alten Flussverlauf
- 4.1 Elektronisches Thermometer DT 1 – Messgerät und Handsonde
- 4.2 DT-1 Messcharakteristik
- 4.3 Brunnen Pretzschau - Temperaturmessung mit DT 1 und mit KAT 150 Gamma und Widerstand
- 4.4 Vertikale Sickergeschwindigkeit nach Temperaturmessungen
- 4.5 Laborativer Feldversuch zur Ausbaukontrolle mit KAT 150
- 4.6.1 Nachweis von Rohrverbindungen mit SP-36 und SP-A (Hydrocontrol)
- 4.6.2 Prüfung der Dichtheit mit SP-A-Sonde
- 4.7 Vergleich R-A mit FEL
- 4.8 Dichtheit der Verrohrung - (Beispiel aus der Routinemessung)
- 4.9 Geophysikalische Ausbaukontrollmessung in 2- Zoll-Stahlrohr (neu)
- 4.10 Ausbaukontrolle 2-Zoll Stahl (18 Jahre alt)
- 4.11 Aktive Dichtheitsprüfung
- 4.12 Illegale Wege – Hydrocontrol u. Kurz-PV
- 4.13 3-fach Gamma-Stapelung (KAT 151)
- 4.14 Schichttemperatur und Temperaturengleich in der Bohrung
- 4.15 Thermisches Feld – oberflächennaher Fluss (schematische Darstellung)
- 4.16 Temperatur-Kontaktsonde (schematische Darstellung)
- 4.17 Sondenvergleich - Zentraler Sensor mit Kontaktsonde AMT
- 4.18. AMT-Messungen zu verschiedenen Jahreszeiten
- 4.18.1 29.04.1992

- 4.18.2 29.06.1992
- 4.18.3 04.09..1992
- 4.18.4 16.11.1992
- 4.18.5 31.03.1993
- 4.19 Hydrogeologisches Struktur- und Migrationsschema nach Bohrdaten und Geophysik
- 4.20 AMT und Low Level Gamma (Water Migration Log)
- 4.21 Leckagedetektion mit SP-A, AMT und pH
- 4.22.1 Sickerprozess in der Aerationzone
- 4.22.2 Durchflossenes Quartär
- 4.23 Decktonsperrung unwirksam – Deponie Schöneiche
- 4.24 Großkalibrige Bohrung mit 5-fach Ausbau
- 4.25 Griebö – Posttemporärer thermischer Nachweis von Fließvorgang
- 4.26.1/2 Schwebender Wasserfluss – Nachweis durch AMT- u. NN-Messungen
- 4.27 Geophysikalischer Nachweis hydraulischer Wirkungen in Granit- u. Ganggestein.
- 5.1 Beispiel für Äquivalenzprinzip
- 5.2 Gewässerbodengeoelektrik – Physikalische Situation
- 5.3 Schichtauflösung - Gewässergeoelektrik
- 5.4 Geophysikalische Gewässerbodenmessungen in einer Talsperre
- 5.5 Vergleich - Gewässerboden- und Schwimmsondierung
- 5.6 Kombination von Land- und Wassergeoelektrik (Infiltration von Flusswasser)
- 5.7.1/2 Morphologie und differenzierte Sedimentfüllung (Tagebaurestloch)
- 5.8 Geophysikalischer Nachweis von Quellen in Gewässer
- 5.9 Geophysikalische Anzeige von Umsetzungsprozessen im Gewässer
- 5.10 Nachweis von Versickerung in den Gewässerboden
- 5.11 Hydraulischer Eintrittswiderstand
 Hydraulische Parameter
- 5.12 Rhein-Niederungs-Kanal
- 5.13.1/2 Trebuser See
- 5.14 Thermisches Feld im Abstrombereich einer Deponie
- 5.15 Bohrlochmessergebnisse von der Deponiebohrung
- 5.16 Tabelle mit Laborwerten
- 5.17 Durchlässigkeitsprüfung eines Staudammes
- 5.18 Thermischer Nachweis von abströmendem und versickerndem Abwasser
- 5.19 Isothermen im Umfeld einer Abwassersickerfläche
- 5.20 Geoelektrische Schichtwiderstände im Umfeld einer Abwassersickerfläche
- 5.21 Temperaturgradient-Sonde