

Deutsche Montan Technologie GmbH

Abschlußbericht

zum Untersuchungs- und Entwicklungsvorhaben

Mittelfristige Entwicklung des Chemismus und der Dichte-Schichtungen von Grubenwässern in Bergwerken und ihre Auswirkungen auf nutzbares Grund- und Oberflächenwasser

Untersuchungszeitraum: 01.10.1995 – 31.12.1998
Projektleiter: Prof. Dr. W.G. Coldewey
Bearbeiter: Dipl.-Geol. R. Hewig
Dipl.-Ing. R. Richter
Dipl.-Geol. P. Rüterkamp
Dr. M. Wedewardt

Vorhaben, gefördert mit den Mitteln des Landes Nordrhein-Westfalen
aus dem Technologieprogramm Bergbau

LOBA-Projekt-Nr.: 65.11-706-2 vom 08.09.1995

DMT-Projekt-Nr.: 2332

September 1999

Inhaltsverzeichnis

Seite

1	Einleitung.....	7
1.1	Problemstellung	7
1.2	Aufgabenstellung	7
2	Auswahl der Untersuchungsobjekte und Meßmethodik.....	9
2.1	Auswahl der Untersuchungsobjekte	9
2.2	Meß- und Probenahmegeräte	10
2.2.1	Temperatur-Leitfähigkeits-Sonde.....	10
2.2.2	Multiparameter-Sonde	10
2.2.3	Probenahmegeräte	11
2.2.4	Bewertung der Systeme	12
3	Schichtungen in wassererfüllten Schächten und Bohrungen	15
3.1	Ruhr-Revier.....	15
3.1.1	Geologisch-hydrogeologischer und hydrochemischer Überblick	15
3.1.2	Schacht Friedlicher Nachbar	21
3.1.3	Schacht Friedrich.....	23
3.1.4	Schacht Glückaufsegen 3	25
3.1.5	Schächte Hermann 1 und Hermann 2	26
3.1.5.1	Allgemeines	26
3.1.5.2	Sal/Temp-Messungen Schacht Hermann 1.....	29
3.1.5.3	Sal/Temp-Messungen Schacht Hermann 2.....	30
3.1.5.4	Wasseranalysen Schächte Hermann 1 und 2	32
3.1.6	Schacht Radbod 7	33

3.1.7	Schacht Wehofen 1	34
3.1.8	Bohrung B4B	35
3.1.9	Bohrungen Landwehr 1 und Landwehr 2	36
3.1.10	Bohrung Schacht 7	40
3.1.11	Bohrungen Stuckenbusch 1 und Stuckenbusch 2	42
3.1.12	Bohrung Millinger M2	44
3.2	Aachener Revier.....	46
3.2.1	Geologisch-hydrogeologischer und hydrochemischer Überblick	46
3.2.2	Eduard-Schacht.....	49
3.2.3	Schacht Emil Mayrisch I	50
3.2.4	von-Goerschen-Schacht.....	52
3.2.5	Schacht Willem II.....	53
3.3	Sauerland ("Erz")	55
3.3.1	Geologisch-hydrogeologischer und hydrochemischer Überblick	55
3.3.2	Sicilia-Schacht.....	58
4	Technikumsversuch zur Schichtung von Grubenwässern	62
4.1	Versuchsaufbau.....	62
4.2	Meßergebnisse.....	63
5	Literaturrecherche zur Schichtung von Grubenwässern.....	67
6	Regionale Schichtung von Grubenwässern im Ruhr-Revier	72
7	Zusammenfassung.....	76

8	Ausblick auf die Flutungsproblematik der Bergwerke im Ruhr-Revier	79
9	Schriftenverzeichnis.....	81
10	Entwicklungsziel, Schutzrechte und neuheitsschädliche Veröffentlichungen.....	83

Anlagenverzeichnis

Anlage 1:	Übersichtskarte
Anlage 2:	Schacht Friedlicher Nachbar Sal/Temp-Messung 1996
Anlage 3:	Wasseranalysen Schacht Friedlicher Nachbar
Anlage 4:	Schacht Friedrich Sal/Temp-Messung 1996 und Multiparameter-Messung 1997 – Leitfähigkeit und Temperatur –
Anlage 5:	Schacht Friedrich Ausschnitt aus der Sal/Temp-Messung 1996 – Sprungbereich –
Anlage 6:	Wasseranalysen Schacht Friedrich
Anlage 7:	Schacht Friedrich Multiparameter-Messung 1997 – Redoxpotential (Eh) und pH-Wert –
Anlage 8:	Schacht Glückaufsegen 3 Sal/Temp-Messung 1989 und Multiparameter-Messung 1997 – Leitfähigkeit und Temperatur –
Anlage 9:	Wasseranalysen Schacht Glückaufsegen 3
Anlage 10:	Schacht Glückaufsegen 3 Multiparameter-Messung 1997 – Redoxpotential (Eh) und pH-Wert –
Anlage 11:	Schacht Hermann 1 Sal/Temp-Messungen 1994/98
Anlage 12:	Schacht Hermann 1 Ausschnitt aus der Sal/Temp-Messung 1998 – Sprungbereich –

- Anlage 13: Schacht Hermann 2
Sal/Temp-Messungen 1990/94/98
- Anlage 14: Wasseranalysen Schächte Hermann 1 und 2
- Anlage 15: Schacht Radbod 7
Multiparameter-Messung 1997
- Anlage 16: Wasseranalyse Schacht Radbod 7
- Anlage 17: Schacht Wehofen 1
Sal/Temp-Messung 1995
- Anlage 18: Wasseranalysen Schacht Wehofen 1
- Anlage 19: Bohrung B4B
Sal/Temp-Messung 1998
- Anlage 20: Bohrung Landwehr 1
Sal/Temp-Messungen 1994/96/97/98
– Leitfähigkeiten –
- Anlage 21: Bohrung Landwehr 1
Sal/Temp-Messungen 1994/96/97/98
– Temperaturen und pH-Wert –
- Anlage 22: Wasseranalysen Bohrung Landwehr 1
- Anlage 23: Bohrung Landwehr 2
Sal/Temp-Messungen 1994/96/98
– Leitfähigkeiten –
- Anlage 24: Bohrung Landwehr 2
Sal/Temp-Messungen 1994/96/98
– Temperaturen –
- Anlage 25: Wasseranalysen Bohrung Landwehr 2
- Anlage 26: Bohrungen Landwehr 1 und 2
Übersicht der Salinitätsmessungen
- Anlage 27: Bohrung Schacht 7
Sal/Temp-Messungen 1994/96/98
- Anlage 28: Wasseranalysen Bohrung Schacht 7
- Anlage 29: Bohrung Stuckenbusch 1
Sal/Temp-Messungen 1994/96/98
- Anlage 30: Wasseranalysen Bohrung Stuckenbusch 1
- Anlage 31: Bohrung Stuckenbusch 2
Sal/Temp-Messungen 1994/96/98
- Anlage 32: Wasseranalysen Bohrung Stuckenbusch 2
- Anlage 33: Bohrungen Stuckenbusch 1 und 2
Übersicht der Salinitätsmessungen
- Anlage 34: Bohrung Millinger M2
Sal/Temp-Messung 1996 und Multiparameter-Messung 1997

- Anlage 35: Wasseranalysen Bohrung Millinger M2
- Anlage 36: Eduard-Schacht
Sal/Temp-Messung 1996
- Anlage 37: Wasseranalysen Eduard-Schacht
- Anlage 38: Emil Mayrisch Schacht I
Sal/Temp-Messung 1996
- Anlage 39: Wasseranalysen Emil-Mayrisch Schacht I
- Anlage 40: von-Goerschen-Schacht
Sal/Temp-Messung 1996
- Anlage 41: Wasseranalysen von-Goerschen-Schacht
- Anlage 42: Schacht Willem II
Sal/Temp-Messungen 1996/97/98
- Anlage 43: Schacht Willem II
Ausschnitt der Sal/Temp-Messungen 1996/97/97
– Sprungbereich 380m-Sohle –
- Anlage 44: Wasseranalysen Schacht Willem II
- Anlage 45: Sicilia-Schacht
Sal/Temp-Messungen 3/98 und 9/98
- Anlage 46: Wasseranalysen Sicilia-Schacht
- Anlage 47: Prinzipskizze zum Technikumsversuch "Bergwerk"
- Anlagen 48 bis 62: Leitfähigkeits- u. Temperaturprofile im Versuchsbergwerk
vom 29.10.97 bis 23.12.98
- Anlage 63: Entwicklung konstanter Leitfähigkeiten im Meßrohr
- Anlage 64: Entwicklung konstanter Leitfähigkeiten im Schacht 1
- Anlage 65: Entwicklung konstanter Leitfähigkeiten im Schacht 2
- Anlage 66: Temperatur- u. Dichtelog sowie Strömungsfeld im Schacht Peißen
(CZOLBE et al. 1992)
- Anlage 67: Regionale Verteilung der Grubenwasseranalysen im Ruhr-Revier
(unmaßstäblich)
- Anlage 68: Chlorid-Gehalte von Grubenwässern im Ruhr-Revier
("neue" Analysen nach 1990)
- Anlage 69: Grubenwasseranalysen im Ruhr-Revier im Bereich tektonischer Horste
(unmaßstäblich)
- Anlage 70: Chlorid-Gehalte von Grubenwässern auf dem Rossenrayer Horst
- Anlage 71: Chlorid-Gehalte von Grubenwässern auf dem Walsumer Horst
- Anlage 72: Chlorid-Gehalte von Grubenwässern auf dem Dorstener Horst
- Anlage 73: Chlorid-Gehalte von Grubenwässern auf dem Kamener Horst

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Nach der Beendigung von Bergbauaktivitäten und dem partiellen oder vollständigen Einstellen der Wasserhaltungen kommt es zum Wiederanstieg der Grubenwässer im Gebirge. Die bisher künstlich tief gehaltenen, meist hochkonzentrierten Salzwässer werden wieder aufsteigen und das hydrogeologische System wird sich dem Zustand vor Beginn des Bergbaus annähern. Während der Flutungsphase treten die Grubenwässer mit dem Nebengestein in Kontakt. Die hierbei ablaufenden Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen beeinflussen maßgeblich die Qualität der Flutungswässer.

In Abhängigkeit vom Flutungsniveau können die ansteigenden salzhaltigen Grubenwässer die Biosphäre durch möglichen Kontakt mit oberflächennahen Grundwässern und/oder mit Oberflächengewässern beeinflussen.

Deshalb spielt die genaue Kenntnis der Entwicklung der chemischen Zusammensetzung und eventueller Dichte-Schichtungen ansteigender Grubenwässer in stillgelegten Bergwerken eine entscheidende Rolle für eine frühzeitige Einschätzung der Auswirkungen auf die Umwelt.

1.2 Aufgabenstellung

Das Untersuchungsprogramm sieht vor, in verschiedenen Bergbauzweigen (Steinkohle, Erz) in Nordrhein-Westfalen (NW) zu prüfen, ob und unter welchen geohydraulischen Bedingungen sich eine Dichte-Schichtung in den Wässern herausbildet oder ob es zu Vermischungen von unterschiedlich mineralisierten Wässern kommt. Gleichzeitig ist die Entwicklung bzw. die Veränderung des Chemismus der ansteigenden Grubenwässer zu untersuchen.

Dichte-Schichtungen im Grubenwasser sind bisher vorwiegend in gefluteten Salzbergwerken nachgewiesen worden, wo in den Wässern, d.h. zwischen gesättigter Sole und eindringenden geringmineralisierten Tageswässern, signifikante Dichte-Differenzen bestehen. Es gilt zu untersuchen, inwieweit solche Schichtungen sich auch in Wässern mit nur relativ geringen Dichte-Unterschieden einstellen.

Zur Untersuchung wurden wassererfüllte Schächte oder tiefe Bohrungen benötigt, wobei sowohl alte Schächte und Bohrungen von Interesse waren, in denen sich schon

über längere Zeit eine Wassersäule ausgebildet hatte, als auch Lokalitäten, bei denen sich der Flutungsprozeß noch in der Anstiegsphase befand.

Durch kontinuierliche Leitfähigkeits(Salinitäts)- und Temperaturmessungen (sog. Sal/Temp-Messungen) in den Wassersäulen wurde überprüft,

- ob sich darin eine Schichtung einstellt,
- unter welchen Bedingungen sich eine Schichtung einstellt und
- ob eine Schichtung über die Zeit und/oder in der Lage-Position konstant bleibt (Vergleich mit älteren vorhandenen Messungen, Wiederholungsmessungen).

Eine spezielle Probenahmetechnik ermöglichte die Entnahme von "ungestörten" Wasserproben aus anhand der Sal/Temp-Messungen ausgewählten interessanten Tiefenbereichen der Wassersäule (horizontierte Wasserproben).

Die aus den Messungen gewonnenen Erkenntnisse zur Ausbildung von Schichtungen wurden im Labormaßstab in einem Technikumsversuch überprüft.

Außerdem wurde überprüft, ob sich eine Schichtung der Wässer nicht nur in einzelnen Schächten oder Bohrungen einstellt, sondern auch großflächig im Gebirge nachweisen läßt. Dazu wurden die zahlreichen bei der DMT vorliegenden Grubenwasseranalysen ausgewertet.

Eine internationale Literaturrecherche zum Themenkomplex "Grubenwasseranstieg / Flutung von Bergwerken / Schichtungen in Wassersäulen" vervollständigte den derzeitigen Wissensstand.

2 Auswahl der Untersuchungsobjekte und Meßmethodik

2.1 Auswahl der Untersuchungsobjekte

Die Sal/Temp-Messungen wurden von einem Meßfahrzeug oder mit einer mobilen Multiparameter-Sonde von über Tage aus durchgeführt (Kap. 2.2). Da beide Meßsysteme (Meßfahrzeug, mobile Anlage) jedoch nicht schlagwettergeschützt sind, kamen nur Standorte in Betracht, in denen über dem Wasserspiegel keine Methan-Ansammlung vorhanden war. Die Auswahl erfolgte in enger Abstimmung mit den zuständigen Abteilungen der Bergwerksbetriebe.

Insgesamt konnten die nachfolgend genannten Standorte z.T. mehrmals untersucht werden, wobei auch ältere und/oder in anderem Zusammenhang gemessene Profile in die Auswertungen mit einbezogen wurden (Anl. 1):

Ruhr-Revier ("Steinkohle"):

- Scht. Friedlicher Nachbar
- Scht. Friedrich
- Scht. Glückaufsegen 3
- Scht. Hermann 1 und Hermann 2
- Scht. Radbod 7
- Scht. Wehofen 1
- Brg. B4B
- Brg. Landwehr 1 und Landwehr 2
- Brg. Schacht 7
- Brg. Stuckenbusch 1 und Stuckenbusch 2
- Brg. Millinger M2

Aachener Revier ("Steinkohle")

- Eduard-Schacht
- Scht. Emil Mayrisch 1
- von-Goerschen-Schacht
- Scht. Willem II

Sauerland ("Erz")

- Sicilia-Schacht

2.2 Meß- und Probenahmegeräte

2.2.1 Temperatur-Leitfähigkeits-Sonde

Die von einem Meßfahrzeug aus betriebene Sonde mißt gleichzeitig die Temperatur und die (temperaturabhängige) Leitfähigkeit in der Wassersäule. Der Temperatur-Meßbereich reicht von 0 °C bis 70 °C bei einer Genauigkeit von 0,1 °C. Der Meßbereich der Leitfähigkeitssonde ist abhängig von der gewählten Auflösung. Bei einem Meßbereich bis 2.500 µS/cm ist eine Auflösung von 1 µS/cm möglich, bei einer Meßbereichserweiterung bis 250.000 µS/cm eine Auflösung von 100 µS/cm. Je nach vorgeschalteter Seilwinde sind Meßtiefen von über 1.000 m zu erreichen. In Abhängigkeit von der einstellbaren Fahrgeschwindigkeit sind Meßwert-Intervalle von nur wenigen Zentimetern möglich, so daß von einem kontinuierlichen Temperatur- und Leitfähigkeitsprofil gesprochen wird. Die Daten werden auf den Rechner im Meßfahrzeug übertragen und der Aufbau des Meßprofils kann meist direkt am Bildschirm verfolgt werden. Die digital vorliegenden Daten können mit geeigneten Computerprogrammen weiterverarbeitet werden. Da die Sonde sehr klein ist, kann sie auch in Bohrungen von nur 2" Durchmesser eingesetzt werden.

2.2.2 Multiparameter-Sonde

Die Multiparameter-Sonde besteht aus dem eigentlichen Sondenkörper mit den Sensoren, dem dazu gehörigen Kabellichtlot (Kabeltrommel mit 500 m Kabel) und einem Dreibein, auf dem das Kabellichtlot befestigt wird. Die Sonde wird mit dem 2-adrigen Spezialkabel (Kabel-Dehnfestigkeit 90 kg) des Kabellichtlotes verbunden und kann dann über eine Umlenkrolle von Hand oder mit der Kabeltrommelbremse in das Bohrloch abgelassen werden. Mit dem mit m-, dm- und cm-Markierungen bedruckten Kabel ist eine genaue Tiefenbestimmung des jeweiligen Meßpunktes möglich.

Die Sonde ist neben der Ermittlung des Wasserspiegels ausgelegt für gleichzeitige in-situ-Messungen der Temperatur, der Leitfähigkeit, des pH-Wertes und des Redox-Potentials (Eh) bis zu einer (Wasser-)Tiefe von 500 m. Ein integrierter Drucksensor der Sonde erlaubt außerdem die direkte Anzeige der Meßtiefe unter der Wasseroberfläche. Alle Sonden sind ausgelegt für eine maximale Eintauchtiefe von 600 m. Die jeweiligen Meßbereiche und Genauigkeiten sind der nachfolgenden Aufstellung zu entnehmen.

- | | | |
|------------------|-------------------------|---------|
| • Temperatur: | 0 °C bis 50 °C | ±0,15 % |
| • Leitfähigkeit: | 0 µS/cm bis 200 µS/cm | ± 0,5 % |
| oder | 0,2 mS/cm bis 2,0 mS/cm | ±0,5 % |
| oder | 2,0 mS/cm bis 20 mS/cm | ±0,5 % |
| oder | 20 mS/cm bis 200 mS/cm | ±0,5 % |
| • pH-Wert: | 0 pH bis 14 pH | ±0,1 % |
| • Eh-Wert: | -2000 mV bis +2000 mV | ±2 mV |
| • Drucksensor: | 0 m bis 600 m | ±0,3 % |

Die Sonde liefert keine kontinuierlichen Meßwerte während der Meßfahrt in der Wassersäule. Vielmehr sind in der gewünschten Tiefe die Meßwerte nach Gleichgewichtseinstellung von dem alphanumerischen Display des Kabellichtlotes der Reihe nach abzulesen. In der Praxis hat es sich deshalb bewährt, die gesamte Wassersäule bei der (Abwärts-)Fahrt zur Teufe je nach Mächtigkeit in mehr oder weniger großen Abständen durchzumessen. Das anschließende Hochziehen der Sonde zur Wasseroberfläche wird dann dazu benutzt, in den vorher festgestellten "interessanten" Bereichen (wo sich z.B. die Meßwerte sprunghaft ändern) die Meßintervalle beliebig zu verfeinern.

Bedingt durch die Anordnung der Meßfühler nebeneinander und einen Korb zum Schutz der empfindlichen druckkompensierten (Glas-)Elektroden hat die Sonde einen relativ großen Durchmesser von 84 mm. Der Einsatz der Sonde ist deshalb nur in Bohrungen mit mind. 4" Durchmesser möglich.

2.2.3 Probenahmegeräte

Die Geräte zur tiefenorientierten Wasserprobenahme funktionieren entweder elektromechanisch (in Verbindung mit dem Meßfahrzeug) oder sie sind von Hand zu bedienen.

Bei den elektromechanischen Probenehmern wird ein Hohlzylinder in die gewünschte Wassertiefe gefahren. Der Hohlzylinder ist mit einem Einlaß- und einem Auslaßventil bestückt. In der gewünschten Tiefe wird das Einlaßventil geöffnet und das Wasser strömt durch den Überdruck in den Zylinder (bei geringen Wasserteufen empfiehlt es sich, den Zylinder vorher zu "evakuieren", d.h. die Luft aus dem Behälter zu entfernen). Nach der Füllung wird das Ventil wieder geschlossen und der Behälter gezogen. Über das Auslaßventil wird die Wasserprobe entnommen. Eine andere Version arbeitet

mit einem elektromechanisch betriebenen Kolben. In der gewünschten Wassertiefe wird der Kolben in dem Zylinder mittels Spindel nach oben gezogen, so daß das Wasser über ein Ventil am Boden des Probenehmers in den Zylinder gesaugt wird (im Prinzip ähnlich wie bei einer Luftpumpe). Wenn der Kolben seine obere Position erreicht hat, wird das Ventil geschlossen. Beide Geräte erlauben eine genau positionierte Probenahme. Da der Zylinder während der Abwärts- und der Aufwärtsfahrt geschlossen ist, ist eine Vermischung mit anderen Wässern nicht zu befürchten.

Auch bei den von Hand zu bedienenden Geräten wurden zwei unterschiedliche Systeme eingesetzt. Ein Wasserprobenehmer ist an der Oberseite offen und an der Unterseite mit einem Kugelventil ausgestattet. Das Gerät wird beim Eintauchen durchströmt (die Kugel schwimmt auf). Aus der gewünschten Tiefe wird das Gerät wieder hochgezogen. Die Kugel verschließt jetzt die untere Öffnung und verhindert so eine Durchströmung während des Hochziehens, da kein weiteres Wasser in den Probenehmer eindringen kann. Auch das zweite System wird beim Eintauchen durchströmt. Der Probenehmer ist jedoch nicht mit einem Kugelventil ausgestattet, sondern mit jeweils einer Metallklappe an der Ober- und Unterseite. In der gewünschten Tiefe schließt ein kurzer Ruck am Seil die Metallklappen, die mittels kleiner Magnete am Behälter gehalten werden.

2.2.4 Bewertung der Systeme

In der Praxis bewährt hat sich besonders der von einem Meßfahrzeug aus gesteuerte Einsatz der Sal/Temp-Sonde und des elektomechanischen Probenehmers. Sowohl Sonde als auch Probenehmer sind kompakt gebaut, haben einen kleinen Durchmesser und sind relativ unempfindlich gegenüber Stößen. Sie können problemlos auch in Bohrungen von nur 2" Durchmesser eingesetzt werden. Auch in Schächten von über 1000 m Tiefe kann mit der entsprechenden Seilwinde die Wassersäule gemessen und Proben entnommen werden. Das Ergebnis der Messung kann direkt auf dem Computermonitor im Meßfahrzeug angezeigt werden, wobei die Skalierung (Tiefe, Temperatur, Leitfähigkeit) den Verhältnissen entsprechend angepaßt werden kann. Eine digitale Weiterverarbeitung der Daten ist, wie die als Anlage beigefügten Sal/Temp-Profile der in Kapitel 3 beschriebenen Wassersäulen der Schächten und Bohrungen zeigt, ohne größere Probleme möglich. Auch die Probenahme funktionierte in den meisten Fällen problemlos, wobei der Variante mit dem Ein- und Auslaßventil der Vorzug gegeben wird, da sie ohne zusätzliche Mechanik (Kolben, Spindel) auskommt. Die

"komfortable" Datenverarbeitung des Meßfahrzeugs ist zugleich auch ein Nachteil, da natürlich nur solche Örtlichkeiten gemessen werden können, die von dem Meßfahrzeug, i.d.R. vom Format eines "VW-Bullis", auch erreicht werden können. Die in diesem Vorhaben untersuchten Standorte konnten jedoch alle ohne Probleme mit dem Meßfahrzeug angefahren werden.

Die Multiparameter-Sonde hat aufgrund der oben beschriebenen Bauweise einen relativ großen Durchmesser (der in Schächten allerdings keine Rolle spielt) und ist mit den Glaselektroden auch sehr empfindlich. Der Einsatz per Hand ist weit weniger komfortabel, z.T. umständlich, und läßt keine kontinuierliche Datenaufnahme zu. Der Vorteil liegt in der "Tragbarkeit" der Apparatur, so daß (theoretisch) auch Einsätze möglich sind, die vom Meßfahrzeug nicht erreicht werden können. Ein weiterer Vorteil ist die gleichzeitige Messung weiterer Daten in situ, wie der pH- und der Eh- Wert.

Eine Probenahme ist mit der Multiparameter-Sonde nicht möglich, dazu sind die beschriebenen Hand-Geräte zu verwenden. Bei dem System mit dem Kugelventil ist darauf zu achten, das in der Wassersäule die letzten Meter vor der Probenahmeteufe langsam durchfahren, um den Wasseraustausch im Hohlzylinder zu gewährleisten. Die Aufwärtsfahrt mit der Wasserprobe sollte möglichst gleichmäßig und ohne Anzuhalten vonstatten gehen, damit sich das Kugelventil nicht wieder öffnet. Das Magnetsystem reagierte besonders bei tiefen Probenahmen nicht immer zuverlässig auf den Ruck am Seil mit einem Schließen der Metallklappen, so daß des öfteren der leere Behälter hochgezogen wurde. Auch kleine Schmutzpartikel im Wasser verhinderten manchmal ein völliges Schließen der Klappen. Andererseits läßt sich bei engen Bohrungen ein seitliches Anstoßen an die Wand nicht immer vermeiden. Diese Erschütterungen reichten manchmal aus, die Magnetklappen zu schließen, ohne daß man in der gewünschten Wassertiefe angekommen war. Die Probenahme mit dem Magnetsystem ist deshalb nur in relativ geringen Wassertiefen und großen Bohrloch-Durchmessern zu empfehlen, weil nur dort ein kontrolliertes Absenken und Schließen des Probennehmers möglich ist. Auch sollte der Wasserspiegel nicht allzu tief liegen, damit sich etwaige "Wasserverluste" des Probennehmers während des Hochziehens oberhalb des Wasserspiegels in Grenzen halten.

Der fehlende Schlagwetterschutz der Meßsonden sowie der elektromechanisch betriebenen Probennehmer schränkt den Anwendungskreis speziell in der Steinkohle auf Standorte ein, bei denen über dem Wasserspiegel keine Methan-Ansammlung vorhan-

den war. Problematisch ist hier nicht in erster Linie die Sonde oder der Probenehmer selbst (ein schlagwettergeschütztes Gehäuse wäre ohne große Probleme herstellbar), sondern das zur Datenübertragung genutzte Kabel. Technische Lösungen wie z.B. eine batteriebetriebene, eingekapselte Sonde ohne Datenübertragung sind zwar vorstellbar, aber wenig komfortabel (Auslesen der Daten erst übertage, d.h. keine direkte Ansicht der Entwicklung möglich). Auch der Probenehmer könnte übertage so programmiert werden, daß er sich in einer bestimmten Tiefe öffnet und wieder schließt, ohne daß dieser Vorgang vom Meßfahrzeug aus überwacht wird. Sal/Temp-Messungen sind Routinemessungen in der Bohrloch-Geophysik. Ein Schlagwetterschutz ist dort nicht notwendig. Dementsprechend gering war das Interesse einiger angesprochener Dienstleister in einer relativ teuren und aufwendigen Eigenentwicklung, der keine entsprechende Nachfrage am Markt gegenübersteht.

3 Schichtungen in wassererfüllten Schächten und Bohrungen

3.1 Ruhr-Revier

3.1.1 Geologisch-hydrogeologischer und hydrochemischer Überblick

Bei den Grubenwasserzuflüssen im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenrevier handelt es sich überwiegend um von der Erdoberfläche her versickernde vadose Wässer, d.h. Wässer, die bereits am irdischen Wasserkreislauf teilgenommen haben. Die durchschnittliche Niederschlagsmenge beträgt etwa 800 mm pro Jahr. In größeren Teufen treten zusätzlich connate Wässer (tiefe Grundwässer) auf, die nur in geringem Maße am Wasserkreislauf teilnehmen.

Im deckgebirgsfreien Südraum (Stillstandsbereich) dringen die Niederschläge direkt in das Steinkohlengebirge ein. Dort betragen die stark niederschlagsabhängigen Zuflüsse bis zu 40 m³/min. Im Unterschied dazu liegen die Grubenwasserzuflüsse im mittleren Ruhr-Revier bis etwa zur Emscher-Mulde mit einer Kreide-Überdeckung bis ca. 400 m in Abhängigkeit von der Geologie und Tektonik (s.u.) nur noch zwischen 0,5 m³/min bis 10 m³/min. Im nördlichen Ruhr-Revier, wo die Mächtigkeit des Kreidedeckgebirges weiter zunimmt, nehmen die Grubenwasserzuflüsse noch weiter ab. Die wechselnden Zuflüsse, überwiegend aus den Störungsbereichen, betragen dort durchschnittlich nur noch 1 m³/min.

In den Schichten des **Oberkarbons** sitzen die Wässer weitaus überwiegend auf den Trennflächen des Gebirges zu. Durch die tektonische Beanspruchung des Gebirgskörpers (Faltung, Verwerfungen) rissen die Klüfte und diagenetisch vorgezeichneten Schichtfugen auf. Innerhalb der Schiefertone wurde dabei ein dichtes Kluftnetz geschaffen, allerdings mit sehr geringen Öffnungsweiten. In den Sandsteinen ist das Kluftnetz dagegen nicht so engständig ausgebildet, die Klüfte weisen aber z.T. erheblich größere Öffnungsweiten auf. Dadurch wird besonders in mächtigen Sandsteinen eine erhöhte Wasserwegsamkeit erzeugt. Die Schiefertone besitzen gegenüber den Sandsteinen im Regelfall einen erhöhten Durchflußwiderstand und können so zu einer hydraulischen Trennung von wasserführenden Sandsteinhorizonten führen. Die Wasserführung des Porenraumes ist vernachlässigbar gering. Lediglich in den jüngsten Schichten (Dorstener Schichten, Lembecker Schichten) trägt auch der Porenraum der Sandsteine zur Wasserführung bei. Neben den als Kluftgrundwasserleiter vorhandenen Sandsteinen kommt aus hydrogeologischer Sicht der tektonischen Zerlegung des Gebirges eine besondere Bedeutung zu. Die hydraulische Wirkung der tektonischen Stö-

rungen ist allerdings unterschiedlich und hängt stark von der Art der Störung (z.B. Sprünge mit ihren Begleitstörungen) und dem von ihr versetzten Nebengestein ab (tonreiche Partien "verschmieren" die Störung).

Bei den tiefen Grundwässern des Ruhr-Karbons handelt es sich meistens um hochkonzentrierte Solen vom Natrium-Chlorid- oder untergeordnet vom Natrium-(Calcium)-Chlorid-Typ (s.u.), mit Cl-Konzentrationen im Mittel über etwa 80.000 mg/l und dementsprechend Gesamtlösungsinhalten von deutlich über 100.000 mg/l. In Abhängigkeit von der Höhe der Sulfat-Konzentration sind Barium und Strontium in größeren Mengen gelöst. Die Salinität der tiefen Grundwässer nimmt annähernd linear mit der Teufe zu, wodurch eine weite Variation der Elementkonzentration zu erklären ist (s.u.). Daneben treten insbesondere im deckgebirgsfreien Südteil des Steinkohlengebirges bariumfreie Sulfat- und Hydrogenkarbonat-Wässer auf. Die erhöhten Sulfat-Gehalte resultieren aus Oxidationsprozessen von Eisendisulfiden (Pyrit), welche in den Schichten des Karbons weit verbreitet sind. In größeren Tiefen werden die Sulfat-Gehalte durch bakterielle Sulfat-Reduktion wieder verringert.

Bei der Grundwasser-Typisierung werden Kationen und Anionen zur Festlegung herangezogen, die mit mehr als 20 mmol(eq)% (Äquivalentprozente) am Gesamtlösungsinhalt beteiligt sind. Die Ionen werden in der Reihenfolge Kationen – Anionen nach ihrer Häufigkeit genannt. Ferner werden zur feineren Untergliederung diejenigen Ionen in Klammern hinzugesetzt, deren Äquivalentprozente zwischen 10 % und 20 % liegen. Hierbei ist anzumerken, daß bei einer ausgeprägten Dominanz eines gelösten Salzes (z.B. NaCl) die Erhöhung oder Erniedrigung des mg/l-Gehaltes anderer Ionen meist keinen Einfluß die Äquivalentprozente und damit auf den Grundwasser-Typ ausübt. Umgekehrt können bei sehr geringen Gesamtlösungsinhalten schon relativ geringfügige Unterschiede der Gehalte zu größeren Differenzen der Äquivalentprozente und so zu einer anderen Grundwasser-Typisierung führen.

Aus der "Studie zur Eignung von Steinkohlenbergwerken im rechtsrheinischen Ruhrkohlenbezirk zur Untertageverbringung von Abfall- und Reststoffen" (JÄGER et al. 1990) sind bezüglich einer teufenabhängigen Konzentrationsverteilung einiger ausgewählter Kationen und Anionen folgende allgemeine Erkenntnisse bekannt:

- Natrium zeigt bis ca. -600 mNN eine rasche Zunahme bis auf Maximal-Konzentrationen von rd. 70.000 mg/l. Über diese Tiefe hinaus ist nur noch eine sehr geringe Konzentrationszunahme festzustellen.
- Bei Calcium ist eine starke Konzentrationsstreuung besonders in den tieferen Bereichen ab etwa -500 mNN zu beobachten (Max. rd. 10.000 mg/l).
- Bei Magnesium ist ein stetiger Konzentrationsanstieg mit einem Maximum in Tiefen zwischen ca. -600 mNN und ca. -1000 mNN zu verzeichnen (Max. rd. 4.000 mg/l)
- Kalium streut teufenunabhängig stark (Max. rd. 1.000 mg/l).
- Die Chlorid-Konzentrationen weisen einen raschen Anstieg zur Tiefe auf und erreicht ein Maximum in Teufen ab etwa -650 mNN (Max. rd. 100.000 mg/l).
- Die Sulfat-Gehalte hängen nicht von der Höhe der Gesamtmineralisation ab, sondern werden durch Vorgänge wie die Pyritoxidation oder bakterielle Reduktion gesteuert, so daß sie über die Tiefe stark streuen. Das Maximum liegt zwischen ca. -550 mNN und ca. -800 mNN mit Konzentrationen bis zu rd. 5.000 mg/l. Sowohl in geringeren als auch in größeren Tiefen nehmen die Konzentrationen stark ab.
- Während die Hydrogenkarbonat-Konzentrationen bis etwa -500 mNN zwischen rd. 200 mg/l und 1.000 mg/l liegen, ist der Schwankungsbereich zur Tiefe deutlich größer (rd. 20 mg/l bis 1.000 mg/l). Die überwiegende Anzahl der Proben weist unterhalb von ca. -500 mNN Gehalte zwischen rd. 100 mg/l und 200 mg/l auf.

Bedingt durch den unterschiedlichen geologischen Aufbau des **Deckgebirges** im östlichen und mittleren Ruhr-Revier einerseits (Westfälischer Raum: Bereich des Kreide-Deckgebirges) und andererseits im Westteil (Niederrhein-Gebiet: Bereich des Tertiär-, Kreide-, Trias- und Perm-Deckgebirges) weichen auch die hydrogeologischen Verhältnisse des Deckgebirges in diesen Gebieten erheblich voneinander ab. Die "Trennlinie" zwischen dem Niederrhein-Gebiet und dem Westfälischen Raum verläuft in etwa zwischen den Städten Duisburg und Dorsten.

Niederrhein-Gebiet

Im Niederrhein-Gebiet sind die gesamten **Zechstein**-Schichten größtenteils als Grundwassernichtleiter entwickelt. Selbst in Bereichen, in denen das Gefüge durch Salzsubrosion gestört ist, erweisen sich die Trennflächen als geschlossen und nicht wasserführend, bedingt durch den Überlagerungsdruck in Verbindung mit sekundären Gipsabscheidungen in Zwickeln und auf Bruchflächen. Lediglich die Dolomite der Zechstein-Riffe am Ostrand (Raum Dorsten / Kirchhellen) sind als Grundwasserleiter entwickelt.

Im Hangenden des Zechsteins umfaßt das sogenannte "untere Grundwasserstockwerk" des Deckgebirges die sandigen Schichten des **Buntsandsteins**, die teilweise schwer-durchlässigen, vorwiegend östlich des Rheins verbreiteten **Kreide**-Schichten sowie die basalen **Tertiär**-Schichten (Walsumer Meeressand). Örtlich gehören auch die nur auf einzelnen Schollen vorkommenden **Muschelkalk**-Schichten zu diesem Stockwerk.

Über dem Walsumer Meeressand grenzen der Ratinger Ton sowie die Ton/Schluff-Gesteine des unteren und mittleren Abschnittes der Lintforter Schichten (Mittel-Oligozän) die stärker mineralisierten Wässer des tieferen Deckgebirges gegen das oberflächennahe nutzbare Grundwasser ab. Aufgrund ihrer Feinkörnigkeit und ihrer dichten Lagerung ist die Durchlässigkeit der **Tertiär**-Schichten nur mäßig bis gering, ihre Dachfläche wirkt oft wie eine hydraulische Grenze zu den Terrassen-Sedimenten. Insgesamt nimmt die Durchlässigkeit der Tertiär-Schichten - bei gleicher Kornverteilung - infolge des Überlagerungsdruckes mit steigendem Abstand zur Oberfläche weiter ab.

Die **quartären** Kiese und Sande der Rhein-Terrassen sowie die feinsandig-schluffig entwickelten Schichten des **Tertiärs** (Ober-Oligozän und Miozän) stellen gemeinsam das "obere Grundwasserstockwerk" dar, deren Nutzung sich weitestgehend auf die ergiebigen Quartär-Grundwasserleiter beschränkt.

Westfälischer Raum

Auch im **Kreide**-Deckgebirge des westfälischen Raumes treten zwei Grundwasserstockwerke auf. Das "untere Grundwasserstockwerk" liegt in den Kalk- und Kalkmergelsteinen des Cenoman/Turon, die in weiten Bereichen einen ergiebigen Kluftgrundwasserleiter darstellen. Mit Einschränkungen sind die grünsandigen Kreide-Basischichten (Essener Grünsand, Flammenmergel, Minimus-Grünsand) im nördlichen und östlichen Teil diesem Grundwasserstockwerk zuzurechnen. Jedoch ist in diesen Schichten von einer - im Vergleich zu den Kalksteinen - geringeren Wasserwegsamkeit auszugehen.

Im südlichen Ruhrgebiet sind sie durch eine tonige Komponente in Verbindung mit geringer Festigkeit als Grundwassernichtleiter einzustufen und bilden eine hydraulische Trennschicht zum Steinkohlengebirge. Im Westen, wo sie den Buntsandstein überlagern, sind sie wenig verfestigt, sandig ausgebildet und führen Porenwasser.

Unter dem Emscher-Mergel (Coniac und tieferes Santon) sind die Wässer gespannt und können besonders im östlichen Ruhrgebiet unter einem nahezu der Tiefe entsprechenden hohen hydrostatischen Druck stehen.

Aufgrund des höheren Druckpotentials im nördlichen Ausbissbereich des Turon/Cenoman (im Teutoburger Wald) werden die Grundwässer von Norden gespeist. Es entwickelt sich ein südwärts gerichteter Grundwasserstrom mit hochmineralisierten Wässern, die im südlichen Ausbissbereich als Solen und Mineralwässer heute in Tiefbrunnen gewonnen werden. Die vor Beginn des modernen intensiven Steinkohlenbergbaus frei zutage austretenden salzigen "Hellwegquellen" sind heute versiegt. Durch bergbauliche Sumpfungmaßnahmen hat sich in den südlichen Ausbissbereichen ein nordwärts gerichtetes Grundwasserfließen eingestellt.

Das "obere Grundwasserstockwerk" hat sich in den oberflächennah anstehenden, sehr heterogen aufgebauten Schichten der Kreide entwickelt. Zu diesem Stockwerk gehören auch Teile des Emscher-Mergels, bei dem - wenn er oberflächennah ansteht - bis in Teufen um ca. 50 m eine Kluftwasserführung auftritt (Verwitterungsklüftung). Zum Hangenden geht der Emscher-Mergel ganz allmählich in Feinsandmergelsteine mit eingeschalteten Kalksandsteinbänken über, den Recklinghäuser Sandmergel, in dem neben Kluft- auch nutzbares Porengrundwasser auftritt. Insbesondere die im Norden

darüber folgenden rein sandigen Sedimente (Halterner Sande, Osterfelder Sande) stellen ein wichtiges genutztes Grundwasserreservoir des Ruhrgebiets dar.

Über die genannten Kreide-Grundwässer hinaus sind auch alle in diesem Raum auftretenden **Quartär**-Grundwässer dem oberen Grundwasserstockwerk zuzurechnen, auch wenn sie - insbesondere über dem Emscher-Mergel - durch einen tonigen Verwitterungslehm an der Mergel-Oberfläche von den Kreide-Grundwässern hydraulisch getrennt sein können.

In größerer Tiefe ist der Emscher-Mergel als Grundwassernichtleiter entwickelt und stellt eine wichtige hydrogeologische Barriere dar. Nur am Südrand des Ruhr-Reviers, wo die Turon/Cenoman-Kalksteine zu Tage ausstreichen und der Emscher-Mergel erosiv gekappt und geringmächtig ist, "verschmelzen" die beiden Grundwasserstockwerke.

Die im Deckgebirge in größerer Teufe (unteres Grundwasserstockwerk) umlaufenden Kluft- (vorw. Kreide) und Porengrundwässer (vorw. Buntsandstein) stellen - wie im Steinkohlengebirge - überwiegend hochkonzentrierte Na-Cl-Solen dar. Signifikante Unterschiede in den Lösungsinhalten der Wässer des tiefen Deckgebirges und des Karbons sind bei vergleichbarer Tiefenlage nicht zu verzeichnen. Generell nehmen auch im Deckgebirge die Chlorid-Gehalte mit der Teufe zu. Die Lösungsinhalte (vorw. NaCl) können deutlich über 100.000 mg/l betragen. Wie im Karbon treten auch im Deckgebirge - etwa in Teufen ab 800 m - bariumreiche, praktisch sulfatfreie Wässer auf.

Die Grenze der Versalzung mit 1.000 mg/l Chlorid liegt im zentralen Revier in den Schichten des Emscher-Mergels bei einer Tiefe um ± 0 mNN (COLDEWEY 1976). Weiter nördlich, im Verbreitungsbereich der Halterner Sande, liegt sie etwas tiefer, im Grenzbereich zu den Recklinghäuser Sandmergeln.

In den Schichten des Emscher-Mergels kann es durch Kationen-Austausvorgänge mit dem Gestein zur Entstehung von Austauschwässern kommen, die Inhaltsstoffe führen, deren Stöchiometrie sich nicht durch die Auslaugung von Gesteinen erklären läßt (COLDEWEY 1976). Durch Belegung austauschfähiger Mineralien mit NaCl aus aufsteigenden NaCl-Wässern entstehen Alkali-Hydrogencarbonat-Wässer. Bei der Reak-

tion von NaCl-Wässern mit Gips bzw. Magnesiumsulfat entstehen Alkali-Sulfatwässer. Reagieren NaCl-Wässer mit Austauschern, die mit Erdalkalien belegt sind, kann es zur Entstehung von Regenerationswässern vom Erdalkali-Chlorid-Typ kommen.

Salzwässer haben auch noch an der Basis des oberen Grundwasserstockwerks eine weite Verbreitung. Die Herkunft dieser Wässer wird durch den Aufstieg durch den mächtigen Emscher-Mergel erklärt (BAECKER 1953). Wahrscheinlicher ist, daß diese Wässer unter dem Emscher-Mergel bis zur Hellweg-Zone aufgestiegen sind und dann - der Schwerkraft folgend - an der Sohle des Kluftgrundwasserhorizontes in den zentralen Teil des Kreide-Beckens geflossen sind.

Bei den oberflächennahen genutzten Grundwässern handelt es sich um wenig mineralisierte Süßwässer mit einer Gesamtmineralisation von meist deutlich unter 1.000 mg/l, die meist dem Hydrogenkarbonat-Typ zuzuordnen sind. Sulfat und Chlorid kommen in untergeordneten Mengen vor. Bei den Kationen überwiegt Calcium, untergeordnet tritt Natrium auf.

3.1.2 Schacht Friedlicher Nachbar

Der Schacht Friedlicher Nachbar (Schacht 2) im südlichen, größtenteils deckgebirgsfreien Ruhrgebiet (Bochum-Linden) ist ein Pumpschacht im gleichnamigen Stillstandsbereich der Zentralen Wasserhaltung. In dem rd. 800 m tiefen Schacht wird das Wasser mittels Tauchpumpen in ca. 255 m Teufe kurzgehalten. Die Pumpen hängen kurz unterhalb der Wasseroberfläche. Gepumpt wird nur nachts, während der Messung im Dezember 1996 standen die Pumpen still.

Die Anlage 2 zeigt die Ergebnisse der Sal/Temp-Messung. Als Profil dargestellt ist die Leitfähigkeit (Größenachse y, oben) und die Temperatur (Größenachse y, unten) über die Teufe (Größenachse x, links) der gemessenen Wassersäule. Auf dem Leitfähigkeitsprofil sind die Probenahmenniveaus mit den Probenbezeichnungen markiert. Sohlniveaus u.ä. finden sich auf der Teufenskala. Diese Art der Darstellung findet sich bei fast allen im folgenden untersuchten Wassersäulen der Schächte und Bohrungen. Zu beachten ist bei vergleichenden Betrachtungen die der jeweiligen Situation angepaßte Skalierung von Teufe, Leitfähigkeit und Temperatur. So reicht z.B. die Skalierung der Leitfähigkeit mal von 0 bis 200.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mal nur von 1.200 bis 1.800 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Im Schacht Friedlicher Nachbar bleibt die Leitfähigkeit von der Wasseroberfläche bei rd. 255 m Teufe bis in Höhe der 7. Sohle in ca. 600 m Teufe, d.h. auf ca. 345 m, mit etwa 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ relativ konstant (die 6. Sohle ist durch eine sehr leichte Zunahme der Leitfähigkeit kenntlich). Im Niveau der 7. Sohle - bzw. in treppenartigen Absätzen darunter - steigt die Leitfähigkeit an mehreren scharfen Grenzen in Sprüngen von unterschiedlicher Intensität bis auf ca. 16.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in 760 m Teufe an.

Ebenso wie die Leitfähigkeit ist die Wassertemperatur von der Wasseroberfläche bis zur 7. Sohle nahezu konstant. Sie steigt auf diesen 345 m von ca. 21,5 °C auf 22,0 °C, d.h. nur um 0,5 °C an. Im Niveau der 7. Sohle nimmt die Temperatur um ca. 1,25 °C ab, um dann an einer scharfen Grenze von etwa 20,75 °C auf etwa 24,25 °C zuzunehmen. Bis zur Meß-Endteufe in 760 m Teufe nimmt die Temperatur stufenweise - wie die Leitfähigkeit - auf ca. 25,8 °C zu.

Insgesamt nimmt die Temperatur auf rd. 500 m Teufe nur um 4,3 °C zu und damit im Mittel um rd. 0,9 °C/100 m zu. Die geothermische Tiefenstufe¹, die nach LEONHARDT (1983) im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk im Mittel rd. 27 m/°C beträgt (das entspricht einem mittleren geothermischen Gradienten² von rd. 3,7 °C/100 m) ist weitestgehend aufgehoben. Neben dem geothermischen Gradienten ist auch die auf die Tiefe bezogene absolute Temperatur zu niedrig. Nach LEONHARDT (1983) sollte die Temperatur in 760 m Tiefe etwa 38 °C betragen (bei einer angenommenen Grundwassertemperatur von 10 °C im Bereich der neutralen Zone) und nicht 25,8 °C. Daß die Wässer meistens kühler sind als das Gestein der äquivalenten Teufe, wurde auch von WEDEWARDT (1995) beobachtet.

Die besonders in den südlichen, deckgebirgsfreien Stillstandsbereichen gehobenen Wässer werden auf kurzem Wege von den Niederschlagswässern gespeist. Der ständige Nachschub von relativ kaltem Oberflächenwasser führt dazu, daß sich das Wasser im Schachtumfeld nicht den "normalen" Gebirgstemperaturen angleichen kann. Daß hauptsächlich die noch offenen Grubenbaue als "Drainage" wirken, zeigt der kühlere Zustrom auf der 7. Sohle.

¹ In der Lotrechten gemessene Strecke unterhalb der neutralen Zone, in der die Temperatur der Lithosphäre um 1 K zunimmt. Die neutrale Zone ist der Bereich der Lithosphäre, unmittelbar unterhalb der Erdoberfläche, in dem der Jahresgang der dortigen Temperatur um nicht mehr als 0,1 K schwankt.

² Mittlere Temperaturzunahme unterhalb der neutralen Zone, bezogen auf eine lotrechte Strecke (z.B. von 100 m).

Daß das Wasser sich auf dem Wege durch das Gebirge - bedingt durch kurze Verweilzeiten - nicht stark aufmineralisieren konnte, geht auch aus den chemischen Analysen (Anl. 3) hervor. Zum Vergleich ist auch die Wasserprobe ZW 2 (Pumpwasser) von WEDEWARDT (1995) aus dem Jahre 1992 mit aufgeführt. Die Probe FN 1 (1996) stammt aus dem Niveau des Pumpwassers und ist nahezu identisch mit der übertage genommenen Probe ZW 2 aus dem Jahr 1992, d.h., über 4 Jahre hat sich die Wasserqualität im Pump-Niveau nicht verändert. Beides sind Wässer vom Na-HCO₃-(SO₄)-Typ, d.h. keine Tiefenwässer des Karbons, sondern Wässer aus höheren Niveaus des deckgebirgsfreien Südraums.

Entsprechend der Salinitätsmessung nimmt die Mineralisation mit der Tiefe zu. Mit Chlorid-Gehalten von über 1.000 mg/l ist das Wasser zwar zumindest unterhalb der 7. Sohle als Salzwasser einzuordnen (> 250 mg/l), ist aber nicht entsprechend der Tiefe mineralisiert. Beispielsweise müßte das Wasser der Probe FN 4 aus rd. -700 mNN als "Tiefenwasser" des Na-Cl-Typs nach den Auswertungen von WEDEWARDT (1995) einen Abdampfrückstand in der Größenordnung von rd. 100.000 mg/l aufweisen und nicht nur 10.000 mg/l. Wie die Temperatur ist auch die geringe Mineralisation ein Hinweis auf den relativ raschen Zufluß meteorischer Wässer.

Trotz der regelmäßigen nächtlichen Pumpaktivitäten hat sich im Schacht eine Schichtung von mehreren Wasserkörpern unterschiedlicher Mächtigkeit aufgebaut, die in sich homogene Verhältnisse aufweisen, d.h. nahezu konstante Leitfähigkeiten und Temperaturen besitzen. Jeder Wasserkörper wird vom nächsten durch eine deutliche, relativ schmale "Sprungschicht" getrennt. Auch der kühlere Zufluß auf der 7. Sohle bildet einen eigenständigen, rd. 25 m mächtigen Wasserkörper, der nach oben und nach unten durch höhere Wassertemperaturen begrenzt wird. Eine Vermischung findet nicht statt.

3.1.3 Schacht Friedrich

In dem ebenfalls im deckgebirgsfreien Süden stehenden Schacht Friedrich in Dortmund-Kruckel, der 1923 abgeworfen wurde, wurden im Untersuchungszeitraum zwei Messungen durchgeführt: 1996 mit der Sal/Temp-Sonde und 1997 mit der Multiparameter-Sonde. Der Schacht hat ausweislich des Grubenbildes eine Teufe von 675 m. Da nicht genau bekannt war, wie weit der Schacht mit Lockermassen verfüllt war, wurde

vor der ersten Sal/Temp-Messung 1996 eine Testbefahrung mit einem Dummy durchgeführt. Da der Dummy bei ca. 285 m aufstand, wurden die Messungen nur bis zu einer Teufe von 280 m durchgeführt. Das Wasser steht ca. 11,5 m unter GOK an.

Die Anlage 4 zeigt die Leitfähigkeits- und Temperatur-Messungen von 1996 und 1997 im Vergleich. Die Sal/Temp-Messung von 1996 zeigt anhand eines Leitfähigkeits- und Temperatursprunges von rd. 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bzw. rd. 1 $^{\circ}\text{C}$ zwei klar unterscheidbare Wasserkörper, die durch eine scharfe Grenze in etwa 29 m Teufe voneinander getrennt sind. In der Ausschnittsvergrößerung des Sprungbereiches (Anl. 5) ist gut zu erkennen, daß der "Übergangsbereich" zwischen den beiden Wasserkörpern nur etwa 0,6 m beträgt. Im unteren, ca. 251 m mächtigen Wasserkörper nimmt die Leitfähigkeit nur leicht von ca. 1580 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bis auf 1620 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und die Temperatur von etwa 16,8 $^{\circ}\text{C}$ auf etwa 17,4 $^{\circ}\text{C}$ zu.

Die in ca. 24 m und 150 m Teufe gezogenen Proben (F 1 und F 2, Anl. 6) weisen das Wasser im Schacht als Hydrogenkarbonat-Wasser vom (Ca)-(Na)- HCO_3 -(SO_4)-Typ bzw. als Natrium-Hydrogencarbonat-Wasser vom Na-(Ca)- HCO_3 -(SO_4)-Typ aus. Mit einem max. Cl-Gehalt von 67 mg/l (F 2) sind die Wässer als Süßwässer zu bezeichnen. Der nicht meßbare Dichteunterschied zwischen den beiden Analysen (beide Proben haben eine Dichte von 1,000 g/ml) belegt, daß die Ausbildung einer Schichtung nicht unbedingt das Ergebnis einer Dichte-Differentiation, d.h. dem natürlichen abseigern "schwererer" Bestandteile zur Tiefe sein muß.

1997 wurde die Messung mit der Multiparameter-Sonde wiederholt. Der 1996 vorhandene deutliche Sprung in der Leitfähigkeit und der Temperatur bei ca. 29 m Teufe konnte 1997 nicht mehr festgestellt werden (Anl. 4). Leitfähigkeit und Temperatur zeigen nun \pm konstante Verhältnisse. Auch der pH-Wert schwankt nur in sehr engen Grenzen (pH 6,8 bis 6,9), das Redoxpotential (Eh) nimmt zur Teufe ab (Anl. 7). Nach den Ergebnissen der Multiparameter-Sonde liegt die Leitfähigkeit bei rd. 1.300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und ist damit im Vergleich zur Messung von 1996 im unteren Wasserkörper um rd. 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zurückgegangen, im oberen Wasserkörper leicht angestiegen. Da hier jedoch unterschiedliche Geräte zum Einsatz gekommen sind, können diese relativ geringen Mineralisationsunterschiede auch "systembedingt" sein. Die Temperaturmessung dagegen ist verhältnismäßig unabhängig von dem eingesetzten Gerät. So zeigen sich auch im vormals unteren Wasserkörper kaum Unterschiede. Der Temperaturanstieg von etwa 0,6 $^{\circ}\text{C}$ im oberflächennahen Bereich 1997 könnte jahreszeitlich beeinflusst

sein (die Messung von 1996 fand im Dezember statt, die von 1997 im September). Die Aufhebung der Schichtung deutet auf geänderte Zuflußbedingungen hin.

Bei dem Versuch, 1997 entsprechende horizontierte Wasserproben aus 24 m und 150 m Teufe zu ziehen, verfiel sich das Probenahmegerät bei der Aufwärtsfahrt im Schacht relativ nah unter der Wasseroberfläche und mußte schließlich aufgegeben werden. Wegen der Gefahr einer Wiederholung wurde von weiteren Messungen und Probenahmen abgesehen.

3.1.4 Schacht Glückaufsegen 3

Der im Süden von Dortmund im Karbon stehende aufgelassene Schacht Glückaufsegen 3 ist nach Unterlagen aus dem Grubenbild nur rd. 140 m tief und mündet auf die 3. Sohle. Die Wasseroberfläche liegt bei ca. 13 m unter GOK. In ca. 60 m und 120 m Teufe stellt jeweils ein Ort eine Verbindung zu den Flözen Sonnenschein und Pläßhofsbank her. Eine weitere Auffahrung scheint in etwa 30 m Teufe vorhanden zu sein. Die Niveaus der "Glückaufer Erbstollnsohle" (in ca. 25 m Teufe), der 1. Sohle (in ca. 45 m Teufe) und der 2. Sohle (in ca. 95 m Teufe) sind im Grubenbild gestrichelt eingezeichnet, d.h. ein unmittelbarer Anschluß an den Schacht scheint nicht gegeben.

Es liegen eine Sal/Temp-Messung aus dem Jahr 1989 sowie eine Multiparameter-Messung von 1997 vor (Anl. 8). Die kontinuierliche Messung von 1989 zeigt einen Sprung in ca. 21 m Teufe und besonders markant in ca. 62 m Teufe. Unregelmäßigkeiten im Verlauf des Leitfähigkeitsprofils sind zwischen ca. 25 m bis 30 m, zwischen ca. 50 m und 62 m und zwischen ca. 116 m und 122 m Teufe zu verzeichnen, sowie weniger ausgeprägt zwischen ca. 94 m und 98 m und zwischen ca. 132 m und 136 m Teufe. Der Absatz bei etwa 21 m Teufe wird wahrscheinlich bedingt durch Wasserabflüsse im Bereich der "Glückaufer Erbstollnsohle", im unteren Bereich bei etwa 62 m Teufe fließt das Wasser über ein Ort in Verbindung mit dem Flöz Sonnenschein ab. Dieses Flöz streicht in rd. 300 m Entfernung zutage aus (Stollenaustritt mit Quelle im Rombergpark). Teilweise finden auch die o.g. "Unregelmäßigkeiten" ihre Entsprechung in Schachtabgängen.

1989 wurden in 40 m, 80 m und 122 m Wasserproben genommen (G 1 bis G 3 im Leitfähigkeitsprofil der Anl. 8; die Analysenergebnisse sind der Anl. 9 zu entnehmen). Außerdem wurde damals der o.g. Quellaustritt beprobt (G 4 in Anl. 9). Der Chemismus der Proben G 1 bis G 3 zeichnet die durch die Sal/Temp-Messung ermittelte

Schichtung nach. Die Probe G 1, ein Hydrogenkarbonat-Wasser vom (Na)-(Ca)-HCO₃-Typ, ist deutlich geringer mineralisiert als die Proben G 2 und G 3, die sich kaum voneinander unterscheiden. Mit der Tiefe nimmt der Na- und der SO₄-Anteil (Äquivalent-%) zu, der HCO₃-Anteil tritt zurück. Der Chemismus des Quellaustritts (G 4) ist praktisch identisch mit der tiefen Probe aus dem Schacht, beides sind Na-(Ca)-(Mg)-SO₄-(HCO₃)-Wässer. Wahrscheinlich drückt das tiefere Wasser nach dem Prinzip der kommunizierenden Röhren über vorhandene Sohlen etc. nach übertage. Diese so belegte Wasserbewegungen im Schacht (Zuflüsse / Abflüsse in Richtung Rombergpark) sind die Ursache der Schichtung.

Im September 1997 wurde die Messung mit der Multiparameter-Sonde wiederholt. Bei nahezu identischem Wasserspiegel konnte ein markanter Absatz in ca. 41 m Teufe identifiziert werden (Anl. 8). Die beiden vorherigen Sprünge in ca. 21 m bzw. besonders in ca. 62 m Teufe waren nicht mehr nachzuweisen. Der "neue" Sprung orientiert sich in etwa am Niveau der 1. Sohle. Auch die Änderungen des Redoxpotentials sowie des pH-Wertes (Anl. 10) deuten auf Zuflüsse / Abflüsse in diesem Niveau hin.

Die Temperaturverläufe zeichnen die Profile der Leitfähigkeiten nach, d.h. innerhalb der konstanten Wasserkörper ist die geothermische Tiefenstufe aufgehoben.

Da bei beiden Messungen ein nahezu identischer Wasserspiegel im Schacht vorlag und sich somit auch das Druckniveau zwischen Schacht-Wasserspiegel und Auslauf im Rombergpark nicht verändert haben dürfte, könnte die Ursache für die ca. 20 m höher liegende Schichtgrenze darin begründet sein, daß der ursprüngliche Wasserweg (1989) über Flöz Sonnenschein verbrochen ist und sich das Wasser einen neuen Abflußweg suchen mußte.

3.1.5 Schächte Hermann 1 und Hermann 2

3.1.5.1 Allgemeines

Die aufgelassenen Schächte Hermann 1 und Hermann 2 des ehemaligen Steinkohlenbergwerkes Hermann V stehen im nördlichen Ruhr-Revier in der Stadt Selm.

Nach Unterlagen aus dem Grubenbild (Hauptgrundriß der 1. Tiefbau-Sohle) sind die etwa 80 m auseinander liegenden Schächte durch eine Strecke (850m-Sohle) direkt verbunden. Vom Schacht 1 führt der "Nördliche Hauptquerschlag" nach NW, parallel

dazu verläuft der "Südliche Hauptquerschlag" vom Schacht 2 nach SE. Auch südlich und nördlich der Schächte sind beide Querschläge durch Strecken verbunden. Es ist davon auszugehen, daß diese Strecken offen stehen, zumindest aber hydraulisch wirksam sind. Die Sohlenteufen zwischen den beiden Schächten differieren nach den vorliegenden Unterlagen um 25 m (850m-Sohle oder 875m-Sohle, 950m-Sohle oder 975m-Sohle). Da in beiden Schächten die Wassersäule in 850 m Teufe eine Diskontinuität aufweist (s.u.), wird davon ausgegangen, daß in diesem Niveau die 1. Sohle ansetzt.

Im Jahre 1907 wurde mit den Teufarbeiten begonnen. Die ca. 1072 m (Hermann 1) bzw. ca. 950 m (Hermann 2) tiefen Schächte stehen bis zu einer Teufe von rd. 800 m im Kreide-Deckgebirge, das hauptsächlich aus dem ca. 600 m mächtigen Emscher-Mergel (Tonmergelsteine) und den darunter folgenden, knapp 200 m mächtigen Kalk- und Kalkmergelsteinen des Turons und Cenomans aufgebaut wird. Von der Deckgebirgsbasis wird ein rd. 2 m mächtiges Transgressionskonglomerat beschrieben, das dem Essener Grünsand (Cenoman) entspricht. Das Steinkohlengebirge (Karbon) wurde bei rd. 800 m erreicht.

Eine hydrogeologische Trennschicht zum Steinkohlengebirge ist nicht vorhanden. Hydraulische Zusammenhänge mit den Karbon-Schichten sind - auch im unverritzten Gebirge - dort anzunehmen, wo Sandsteine unter der Karbon-Oberfläche austreichen oder wo karbonische Störungen auch das Deckgebirge durchsetzen. Hydraulisch werden diese Verbindungen zwischen Deckgebirge und Karbon in stärkerem Maße wirksam, wenn deckgebirgsnaher Abbau auf die Schichten des Turon/Cenoman einwirkt. So stellten sich im Grubengebäude stärkere Zuflüsse aus dem unteren Kluftgrundwasserstockwerk (Kalksteine des Turon/Cenoman) bereits nach einjährigem Abbau ein, die allmählich auf rd. 8 m³/min zunahmen und letztendlich zur Aufgabe des Bergwerkes im Juli 1926 führten.

Bis zum Oktober 1927 stieg das Wasser im Schacht 2 auf etwa 320 m unter Schachtabdeckung an und erreichte seinen Höchststand bei ca. 222 m im Juli 1929. In diesem Niveau war damals ein hydraulischer Gleichgewichtszustand erreicht.

Zu dieser Zeit ereignete sich ein Wassereinbruch auf der ca. 10 km entfernten Schachtanlage Werne, der offenbar ein schnelles Absinken der Wassersäule im Schacht Hermann 2 auf etwa 270 m unter Schachtabdeckung zur Folge hatte. Danach schwankte der Wasserspiegel in Teufen um 240 m bis 250 m und sank in den Jahren

1937/38 allmählich um weitere rd. 30 m ab. Dieses erneute Absinken fällt zeitlich mit einem Wassereinbruch auf der rd. 6 km bis 10 km entfernten Schachtanlage Waltrop zusammen. Solche über große Entfernungen wirkenden nachweisbaren hydraulischen Beeinflussungen sind im östlichen Ruhrgebiet auch aus anderen Bergwerken bekannt.

Im Jahr 1938 endet die Aufzeichnung der Wasserstandsbeobachtungen in den Hermann-Schächten.

Erst die Öffnung des Schachtes 2 im Februar 1990 für eine Sal/Temp-Messung gab wieder Aufschluß über die Höhe des Wasserstandes. Zwischenzeitlich war der Wasserspiegel um weitere rd. 66 m abgesunken und wurde in 337 m Teufe angetroffen.

Im Schacht 1 wurde im Rahmen der Schachtüberprüfung am 18.08.1994 die Wasseroberfläche mittels einer Lotung bei 326,2 m Teufe eingemessen.

Bei der Befahrung mit einer Sonde für eine Salinitäts- und Temperatur-Messung am 01.09.1994 wurde die Wasseroberfläche im Schacht 1 bei 327,7 m angetroffen; im Schacht 2 lag sie bei 327,5 m Teufe. Am 28.04.1998 lagen die Wasserspiegel bei 317,8 m (Schacht 1) bzw. 317,9 m (Schacht 2).

Aus den Wasserständen ist abzuleiten, daß beide Schächte erwartungsgemäß hydraulisch miteinander kommunizieren und daß die seit 1990 beobachteten Wasserspiegellagen jeweils Ruhelagen des Wasserspiegels im unteren Kluftgrundwasserstockwerk darstellen. Die Lage des Ruhewasserspiegels wird hier großräumig von den Druckverhältnissen des unteren Kluftgrundwasserstockwerks in den Turon/Cenoman-Kalksteinen des Deckgebirges dominiert, die mit den Grundwasserleitern des Karbons zumindest örtlich hydraulisch in Verbindung sind. Die extrem gute Wasserwegsamkeit in den Kalksteinen bewirkt zudem, daß z.B. Wassereinbrüche (s.o.) auf Bergwerken über weite Entfernungen durch spontanes Absinken der Wasserspiegel oder der Wasserdrücke nachweisbar sind.

Es liegen zwei (Schacht 1: 01.09.94, 28.04.98) bzw. drei (Schacht 2: 23.02.90, 01.09.94, 28.04.98) Sal/Temp-Messungen vor. Eine im Dez. 97 bzw. Jan. 98 durchgeführte Sal/Temp-Messung konnte aufgrund eines technischen Defektes der Sonde nicht ausgewertet werden. Aus dieser Meßkampagne liegen nur tiefenorientierte Wasseranalysen vor. Bei der Wiederholungsmessung im April 1998 wurde deshalb auf eine erneute Probenahme verzichtet.

3.1.5.2 Sal/Temp-Messungen Schacht Hermann 1

Die Leitfähigkeiten der Messungen von 1994 und 1998 (Anl. 11) sind von der Wasseroberfläche bei rd. 320 m Teufe bis in ca. 850 m Teufe, d.h. auf über 500 m, mit konstant rd. 6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ praktisch deckungsgleich. Bei ca. 850 m Teufe, d.h. im Niveau der 850m-Sohle, erfolgt ein sprunghafter, sehr starker Anstieg der Leitfähigkeit bis auf rd. 170.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (1994) bzw. etwa 136.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (1998). Da die Leitfähigkeit der Wasseranalyse von 1998 aus 880 m Teufe einen Laborwert von $> 150.000 \mu\text{S}/\text{cm}$ ergab (Anl. 14, H 13, s.u.), werden die in situ gemessenen geringeren Leitfähigkeiten nicht als Änderung des Wasserchemismus interpretiert. 1994 waren bis zur damaligen Meß-Endteufe von 950 m Teufe keine weiteren Sprünge zu verzeichnen. 1998, die Messung wurde bis zu einer Teufe von ca. 1.050 m durchgeführt, sind bei etwa 900 m Teufe und bei rd. 950 m weitere Sprünge in der Leitfähigkeit zu erkennen. Allerdings nimmt die Leitfähigkeit nach der Sondenmessung unterhalb von 950 m Teufe wieder ab. Wasseranalysen zum Vergleich liegen aus diesem Abschnitt nicht vor. Es ist möglich, daß die Meßsonde unterhalb von etwa 950 m aufstand und so Fehlmessungen verursachte. In dieser Tiefe ist das Gewicht des abgewickelten Seiles im Schacht so groß, daß bei einem Aufstehen der Sonde keine Zug-Entlastung über Tage zu bemerken wäre. Eventuell ließe sich das Problem, ob eine Sonde in großer Tiefe aufsteht oder nicht, mit einer vorherigen oder gleichzeitigen Druckmessung klären. Eine Drucksonde würde beim Tiefergehen aufgrund des steigenden Wasserdrucks kontinuierlich größere Werte liefern, bzw. beim Aufsetzen konstante Drücke anzeigen und so Rückschlüsse auf die freie Meßstrecke erlauben. Möglicherweise deutet der Unterschied in der in situ-Messung bei 880 m Teufe (rd. 136.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) zur Labormessung der aus dieser Teufe gezogenen Wasserprobe ($> 150.000 \mu\text{S}/\text{cm}$) auch auf einen Sondendefekt hin. Aus diesem Grund wird von einer Interpretation unterhalb einer Teufe von 950 m abgesehen.

Die Profile der gemessenen Wassertemperaturen weisen einen ähnlichen Verlauf auf, wobei die Wassertemperatur 1998 generell höher ist. Analog der Leitfähigkeitskurve verspringt die Temperatur in 850 m Teufe von etwa 27 °C auf rd. 38 °C (1994) bzw. von ca. 29,5 °C auf rd. 41 °C (1998). Abweichend von der Leitfähigkeit, die oberhalb von 850 m Teufe über die Tiefe konstant bleibt, steigt die Temperatur mit zunehmender Teufe linear leicht an: 1994 um rd. 0,5 °C/100 m, 1998 nur noch um ca. 0,1 °C/100 m. Die geothermische Tiefenstufe ist somit weitgehend aufgehoben. Auch hier ist neben dem geothermischen Gradienten die auf die Tiefe bezogene absolute Temperatur um über 10 °C zu niedrig. Nach LEONHARDT (1983) sollte die Temperatur

in 850 m Teufe etwa 41 °C betragen (bei einer angenommenen Grundwassertemperatur von 10 °C an der Erdoberfläche). Diese Temperatur wird 1998 erst unterhalb des Sprunges erreicht.

Die Ausschnittsvergrößerung des Sprungbereiches von 1998 bei ca. 850 m Teufe (Anl. 11) zeigt, daß der "Übergangsbereich" zwischen den beiden Wasserkörpern nur etwa 1,5 m beträgt. Da die Temperatursonde etwas träger auf Veränderungen anspricht, täuscht sie einen etwas größeren "Übergangsbereich" auf. Vor dem Hintergrund, daß hier zwei völlig unterschiedliche Wässer aneinandergrenzen mit einer Differenz in der Leitfähigkeit von rd. 130 000 µS/cm und einer Mächtigkeit des Homogenitätsbereiches des oberen Wasserkörpers von etwa 530 m ist dieser Übergang als "messerscharf" zu bezeichnen.

3.1.5.3 Sal/Temp-Messungen Schacht Hermann 2

Außer den Messungen von 1994 und 1998 liegt von dem Schacht 2 noch eine Sal/Temp-Messung aus dem Jahre 1990 vor (Anl. 13). Alle drei Messungen zeigen untereinander sowie auch im Vergleich zum Schacht Hermann 1 ein ähnliches Bild. Gleichbleibende Leitfähigkeiten und Temperaturen bis in 850 m Teufe, dann eine deutliche sprunghafte Zunahme von Leitfähigkeit und Temperatur. Bei ca. 900 m Teufe ist in allen drei Messungen nochmals eine Änderung zu verzeichnen. Innerhalb der einzelnen Wasserkörper sind relativ konstante Verhältnisse anzutreffen.

Auffallend ist, daß im Schacht Hermann 2 1994 und 1998 die Leitfähigkeiten und insbesondere die Temperaturen im Wasserkörper oberhalb der 850m-Sohle immer etwas höher sind als im nur 80 m entfernten Schacht Hermann 1. Die Leitfähigkeiten gleichen sich zur Teufe an, die Temperaturunterschiede bleiben jedoch bestehen (Tab. 1). Da zwischen den Vergleichsmessungen in den beiden Schächten nur höchstens ein Tag Differenz liegt und jeweils dieselben Sonden benutzt wurden, sind jahreszeitliche Schwankungen und sondenspezifische Abweichungen auszuschließen.

Tab. 1 Vergleich von in situ-Leitfähigkeit und -Temperatur in den Schächten Hermann 1 und Hermann 2

		350 m			830 m		
		Hermann 1	Hermann 2	Diff.	Hermann 1	Hermann 2	Diff.
1994	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	6094	7782	+1688	6094	7500	+1406
	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]	24,5	27,6	+3,1	26,8	31,7	+4,9
1998	Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	5431	5447	+16	5368	5371	+3
	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]	29,1	31,4	+2,3	29,7	31,9	+2,2

In der Theorie könnte als Ursache eine temperaturbedingte Dichteströmung nach Art eines "Thermosyphons" in Frage kommen (GEBHART et al. 1988, zitiert in WOLKERSDORFER 1996; Kap. 5). Im Schacht 2 müßte dann wärmeres Wasser aufsteigen, sich im oberflächennahen Bereich abkühlen und über Schacht 1 wieder zur Teufe bis zur 850m-Sohle absinken. Sobald es wieder eine gewisse Wärme erreicht hat, beginnt der Konvektionskreislauf von neuem. In dem wärmeren Wasser im Schacht 2 wäre auch eine etwas höhere Mineralisation (Leitfähigkeit) möglich.

Dem steht gegenüber, daß es im Bereich der Wasseroberfläche und einige Dekameter darunter, d.h. etwa ab 330 m unter Gelände keine künstlichen und wohl auch keine natürlichen Verbindungen zwischen den beiden Schächten gibt, die als besonders wasserwegsam zu bezeichnen wären und so einen Austausch zwischen den Schächten gewährleisten könnten. Die Schächte stehen bis zu einer Teufe von ca. 600 m in den Tonmergelsteinen des Emscher-Mergels (Deckgebirge), die im allgemeinen nicht als Grundwasserleiter angesehen werden. Dafür spricht auch die Tatsache, daß die Schächte unterhalb von ca. 15 m Teufe "nahezu trocken" niedergebracht wurden. Geringe Wassermengen, etwa 1 bis 2 l/min, saßen erst wieder aus den Turon-Kalksteinen bei ca. 705 m Teufe zu.

Auch ist nach den Unterlagen der Schacht Hermann 1 etwa 120 m tiefer als der Schacht Hermann 2, als "Wärmequelle" käme daher eher der Schacht 1 in Betracht.

Eine befriedigende Erklärung für dieses Phänomen konnte bisher nicht gefunden werden.

3.1.5.4 Wasseranalysen Schächte Hermann 1 und 2

Es liegen aus folgenden Tiefen horizontiert entnommene Wasserproben vor:

- Schacht 1: 9/94 350 m (H 5) 830 m (H 6) 880 m (H 7)
1/98 350 m (H 11) 830 m (H 12) 880 m (H 13)
- Schacht 2: 2/90 350 m (H 1) 830 m (H 2) 880 m (H 3) 920 m (H 4)
9/94 830 m (H 8) 880 m (H 9) 920 m (H 10)
1/98 350 m (H 14) 830 m (H 15) 870 m (H 16) 920 m (H 17)

Einen Überblick über sämtliche Analysen der beiden Schächte gibt die Anlage 14.

Teufenbereich oberhalb von ca. 850 m

Wie schon die Leitfähigkeits-Messungen zeigen, sind in beiden Schächten die Wässer aus 350 m und 830 m Teufe hinsichtlich ihres Lösungsinhaltes "praktisch identisch", wobei das Wasser im Schacht 2 eine geringfügig höhere Mineralisation aufweist, die evtl. durch aufsteigendes Wasser erklärt werden kann (s.o.). Auch über den beobachteten Zeitraum von etwa 3½ Jahren (Schacht 1) bzw. 8 Jahren (Schacht 2) ist keine gravierende Änderung im Chemismus festzustellen. Die entnommenen Proben kennzeichnen das Wasser als zum Na-Cl-Typ gehörig. Bei den Kationen ist neben Natrium noch Calcium erwähnenswert. Bei den Anionen treten neben dem dominierenden Chlorid-Ionen noch Sulfat und Hydrogenkarbonat auf.

Teufenbereich unterhalb von ca. 850 m

Bei den Wässern unterhalb von etwa 850 m Teufe (Wasserproben bei 880/870 m) handelt es sich in beiden Schächten um hochmineralisierte Wässer mit einer Leitfähigkeit von über 150.000 µS/cm, wobei im Gegensatz zum Teufenbereich oberhalb von ca. 850 m die Mineralisation im Schacht 1 geringfügig höher ist. Auch in diesem Teil der Schachtwassersäulen bilden erwartungsgemäß Natrium und Chlorid die Hauptkomponenten. Es liegt somit ebenfalls ein Wasser vom Na-Cl-Typ vor. Im Schacht 1 sind noch Strontium und vor allem Barium erwähnenswert, das oberhalb von 850 m praktisch nicht vorhanden war. Im Schacht 2 sind dagegen nach wie vor nur relativ geringe Barium-Konzentrationen nachzuweisen, dementsprechend hoch sind hier die Sulfat-Gehalte.

Unterhalb von ca. 900 m Teufe ist im Schacht 2 nochmals ein deutlicher Anstieg der Mineralisation zu beobachten (Probentiefe 920 m). Im Gegensatz zur 40 m höher genommenen Probe dominiert hier wieder das Barium gegenüber dem Sulfat.

Anders als im Wasserkörper oberhalb von 850 m, in dem in beiden Schächten ein relativ einheitlicher Chemismus vorliegt, sind die Wässer unterhalb von 850 m Teufe unterschiedlich zusammengesetzt. Während im Schacht Hermann 1 ein bariumreiches Na-Cl-Wasser vorherrscht (Teufe 880 m), ist im selben Niveau im Schacht Hermann 2 ein sulfatreiches Na-Cl-Wasser zu finden. Ein Austausch bzw. eine Vermischung über die 850m-Sohle findet zwischen den beiden Schächten, bezogen auf den darunter liegenden Teil, offensichtlich nicht statt. Die 850m-Sohle scheint noch mit Wasser aus dem oberen Wasserkörper gefüllt zu sein. Unterhalb von 900 m Teufe hat sich im Schacht 2 das Verhältnis Sulfat zu Barium umgekehrt; hier herrscht ein Barium-Wasser vor.

Der unterschiedliche Chemismus unterhalb der 850m-Sohle in den beiden Schächten spricht für jeweils eigene Zuflüsse im "Einzugsgebiet" beider Schächte. So führt vom Schacht 1 der "Nördliche Hauptquerschlag" nach NW, parallel dazu verläuft der "Südliche Hauptquerschlag" vom Schacht 2 nach SE. Eine Vermischung dieser unterschiedlichen Wasserqualitäten ist nach den vorliegenden Beobachtungen im Grubengebäude nicht zu verzeichnen.

3.1.6 Schacht Radbod 7

Der aufgelassene Schacht Radbod 7 steht im nördlichen Ruhr-Revier zwischen den Orten Herbern und Bockum-Hövel. Die Arbeiten an diesem Schacht wurden nach Erreichen einer Teufe von etwa 56 m eingestellt. Er steht, abgesehen von einer geringmächtigen Quartär-Überdeckung, in den Kalk- und Kalkmergelsteinen des Campans.

Die Wassersäule im Schacht wurde 1997 mit der Multiparameter-Sonde vermessen. Der Wasserspiegel liegt rd. 4 m unter Gelände, die Wassersäule im Schacht hat demnach eine Mächtigkeit von nur 52 m. Wie die Anlage 15 zeigt, ist in der Wassersäule - außer einem Oberflächeneinfluß auf den ersten 5 m bis 10 m - keine Schichtung zu erkennen. Die Leitfähigkeit liegt bei rd. 575 $\mu\text{S}/\text{cm}$, die Temperatur liegt mit etwa 9,0 °C im Bereich der normalen Grundwassertemperatur. Die aus 40 m Teufe gezogene Wasserprobe R 1 weist das Wasser mit nur 36 mg Cl/l als Süßwasser aus (Anl. 16).

Nach der Zusammensetzung ist das Wasser als oberflächennahes Grundwasser vom Ca-(Mg)-SO₄-HCO₃-Typ einzuordnen

Auffällig waren bei der in-situ-Messung hohe pH-Werte von $\text{pH} \geq 10,5$. Eine Überprüfung im Labor ergab, daß die Sonde falsch geeicht war: In einer Lösung mit $\text{pH} = 7,6$ zeigte die Sonde $\text{pH} = 10,3$ an. Diese Differenz deckte sich auch mit der chemischen Analyse der Wasserprobe aus 40 m Teufe (in-situ: $\text{pH} = 10,5$; Labor: $\text{pH} = 7,9$). Die gemessenen in situ-Werte wurden daraufhin entsprechend korrigiert; die Anlage 15 zeigt die korrigierten pH-Werte.

Da im gleichen Zeitraum auch die Wassersäulen der Bohrungen Landwehr 1 (Kap. 3.1.9) und Millinger M2 (Kap. 3.1.12) mit der Multiparameter-Sonde gemessen wurden, wurden auch deren auffällig hohe in situ-pH-Werte korrigiert.

3.1.7 Schacht Wehofen 1

Der Schacht Wehofen 1 steht nördlich von Duisburg im westlichen Ruhr-Revier und gehört zum Stillstandsbereich der Zentralen Wasserhaltung. Das Wasser wird in dem ca. 1.020 m tiefen Schacht auf einem Niveau von etwa -950 mNN (= ca. 980 m Teufe) kurzgehalten. Die anstehende Wassersäule weist demnach nur eine geringe Mächtigkeit von rd. 40 m auf.

Die Anlage 17 zeigt die Auswertung der Sal/Temp-Messung vom November 1995. Zum Zeitpunkt der Messung lag der Wasserspiegel bei ca. 976,2 m Teufe. Aufgrund technischer Gegebenheiten konnten von der Wassersäule nur die oberen rd. 15 m Mächtigkeit erfaßt werden, der tiefste Meßpunkt lag somit bei ca. 991 m. Eine Schichtung der Wassersäule ist nicht zu erkennen. Die Leitfähigkeit nimmt geringfügig von rd. 113.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ an der Wasseroberfläche bis auf ca. 105.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am Meßpunkt-Tiefsten ab, wobei die Abnahme auf den oberen 2,5 m schneller vonstatten geht als auf den restlichen 12,5 m. Die Temperatur steigt von rd. 27,6 °C bis auf etwa 29,5 °C in rd. 989,5 m Teufe an und bleibt dann auf den restlichen 1,5 m konstant.

Es wurden zwei Wasserproben in 977 m und 986 m Teufe entnommen (Anl. 18), die die leichte Abnahme der in situ gemessenen Leitfähigkeit (als Maß für die Mineralisation) allerdings nicht bestätigen. Nach den vorliegenden Analysen scheint die tiefere Wasserprobe eher etwas höher mineralisiert zu sein. Die Unterschiede liegen jedoch im normalen analytischen "Schwankungsbereich", so daß man insgesamt von einer über die Teufe von 15 m gleichbleibenden Wasserqualität ausgehen kann. Nach der

Zusammensetzung ist das Wasser ein Na-Cl-Wasser. Der für diese Teufe relativ hohe Sulfat-Gehalt deutet auf eine Beimischung von Wässern aus etwas höheren Niveaus hin.

3.1.8 Bohrung B4B

Die Bohrung B4B in Bochum-Riemke diente zur Untersuchung der Ergiebigkeit des Emscher-Mergels. Die rd. 65 m tiefe Bohrung steht im Deckgebirge, das außer einer ca. 5 m mächtigen Lockergesteinsüberdeckung des Quartärs hauptsächlich aus dem tonig-schluffigem Emscher-Mergel (Kreide) besteht, der ab etwa 50 m bis rd. 57 m Tiefe allmählich in den mehr schluffig-sandigen Mergel des Soester Grünsands übergeht.

Neben anderen geophysikalischen Bohrlochmessungen wurde im Januar 1998 auch eine Sal/Temp-Messung durchgeführt. Die Messungen fanden im offenen Bohrloch statt, nur die oberen 6 m waren mit einer Stahlverrohrung versehen. Der Wasserspiegel stand ca. 1,2 m unter GOK.

Die Anlage 19 zeigt das Ergebnis der Sal/Temp-Messung. Die Leitfähigkeit geht von rd. 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im oberen Teil auf ca. 620 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zurück und bleibt ab etwa 22 m Teufe bis zur Meßendtiefe von 63,7 m konstant. Die Temperatur nimmt \pm linear von ca. 9,7 °C auf etwa 10,4 °C zu und liegt insgesamt im Bereich der zu erwartenden oberflächennahen Grundwassertemperatur.

Eine Schichtung der Wassersäule ist nicht zu erkennen. Der geologische Übergang vom Emscher-Mergel zum Soester Grünsand macht sich nicht bemerkbar. Vermutlich sind die petrographischen Unterschiede zwischen den beiden Schichteneinheiten zu gering (und gehen hier zu allmählich ineinander über), um hydraulisch wirksame Änderungen wie unterschiedliche Zuflüsse hervorzurufen, die wiederum eine Schichtung der Wassersäule bewirken könnten. Klüfte im Emscher-Mergel scheinen ebenfalls nicht angetroffen worden zu sein bzw. – falls vorhanden – machen sie sich nicht durch unterschiedliche Wasserzuflüsse bemerkbar.

Die Kurzanalyse der aus 35 m Teufe gezogenen Wasserprobe (Tab. 2) kennzeichnet das Wasser mit 76 mg/l Cl als Süßwasser vom Na-(Ca)-SO₄-(HCO₃)-Typ.

Tab. 2 Kurzanalyse Wasserprobe Brg. B4B

Parameter	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃
mg/l	160	25	420	12	76	860	580

3.1.9 Bohrungen Landwehr 1 und Landwehr 2

Die in diesem und den folgenden beiden Kapiteln beschriebenen tiefen Bohrungen Landwehr 1 und 2, Schacht 7 und Stuckenbusch 1 und 2 westlich von Recklinghausen wurden im Rahmen eines anderen Forschungsvorhabens erstellt mit der Zielrichtung, die hydraulischen und hydrogeologischen Zusammenhänge im bergbaulich beeinflussten Deckgebirge zu erkunden. Die zum Vergleich herangezogenen älteren Analysen von 1993/94 mit den Probenbezeichnungen FD ... stammen von WEDEWARDT (1995).

Die rd. 400 m und 495 m tiefen und 7 m auseinander stehenden Bohrungen Landwehr 1 und Landwehr 2 erschließen nordwestlich von Recklinghausen das tiefere Kreide-Deckgebirge. Unter einer ca. 2,5 m mächtigen quartären Lößlehm-Überdeckung setzt sich die Kreide hier hauptsächlich aus

- dem Recklinghäuser Sandmergel (bis rd. 73 m Teufe), einem schluffigen Feinsandmergelstein mit dm-mächtigen Kalksandsteinbänken (Mittel-Santon),
- dem darunter folgendem Emscher-Mergel (bis rd. 381 m Teufe), einer monotonen Folge von schluffigem Tonmergelstein (Mittel-Santon bis Coniac),
- den Kalk- und Kalkmergelsteinen des Turons mit dem Bochumer Grünsand, einem hier schwach feinsandigen und schwach glaukonitischen Kalkstein an der Basis (bis etwa 489 m Teufe) sowie
- den kalkigen Feinsandsteinen (Essener Grünsand) des Cenomans zusammen.

Die Bohrungen sind bis rd. 300 m Tiefe (Landwehr 1) bzw. bis 415 m Tiefe (Landwehr 2) verrohrt, der untere Teil steht offen. Die letzten Messungen von 1998 erreichten jedoch die ursprünglichen Tiefen nicht mehr, da die Sonde bei 375 m (Landwehr 1) bzw. bei ca. 424 m (Landwehr 2) aufstand. Wie die unterschiedlichen Stan-

drohrspiegelhöhen zeigen - die Wasserspiegel schwanken zwischen ca. 153 m und ca. 169 m unter GOK (Landwehr 1) bzw. zwischen ca. 255 m und ca. 294 m unter GOK (Landwehr 2) - erschließen die Bohrungen jeweils andere Grundwasser-Stockwerke.

Landwehr 1

Es stehen 5 Meßreihen aus den Jahren 1994 (zweimal), 1996, 1997 und 1998 zur Verfügung, wobei nur die Sal/Temp-Messungen von 1996 und 1998 als kontinuierliche Messung, d.h. digitale Erfassung der Daten vorliegen. Die beiden älteren Messungen von 1994 liegen nur als Papierplott vor; der Kurvenverlauf wurde abgegriffen und übertragen. Die Messung von 1997 wurde mit der Multiparameter-Sonde durchgeführt. Die Anlagen 20 (Leitfähigkeit) und 21 (Temperatur) geben die Profile der bisherigen Messungen wieder.

Alle 5 Messungen zeigen einen prinzipiell ähnlichen Verlauf; die Abweichungen in den Leitfähigkeiten untereinander sind als "sondenspezifisch" anzusehen. Der Sprung in der Leitfähigkeit (Anl. 20) im Bereich zwischen ca. 280 m und 295 m Teufe steht in Verbindung mit dem technischen Ausbau der Bohrung. Innerhalb der Verrohrung herrschen konstante Leitfähigkeiten von rd. 30.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bis 32.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Eine Ausnahme bildet die Messung von 1996, die zur Wasseroberfläche abnehmende Leitfähigkeiten anzeigt ("Aussüßung"). Dem "Standwasser" im Rohr saßen damals wahrscheinlich vermehrt Wässer aus höheren und weniger mineralisierten Niveaus über Leckagen im Rohr zu.

Der Leitfähigkeitssprung von etwa 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bis 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Bereich des Rohrschuhs vollzieht nicht an einer dm-scharfen Grenze, sondern in einer rd. 15 m mächtigen Übergangszone, deren "Oberkante" im Beobachtungszeitraum um etwa 18 m nach oben gewandert ist. Unterhalb der Übergangszone nimmt die Leitfähigkeit bis in etwa 390 m Teufe wieder ab. Zwischen ca. 350 m Teufe und 355 m Teufe ist ein sehr kleiner Sprung zu erkennen. Aus der geologischen Kernaufnahme ist hier weder eine Kluft noch ein petrographischer Wechsel bekannt. Der untere sprunghafte Anstieg der Leitfähigkeit um rd. 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bei ca. 390 m Teufe liegt in der Höhe einer Kluft, hier scheinen dem Bohrloch höher mineralisierte Wässer zuzusitzen.

Auch die pH-Messung mit der Multiparameter-Sonde (Anl. 21) zeichnet die Schichtung der Wassersäule nach. Im oberen Abschnitt nehmen die pH-Werte leicht von pH 9,0 bis auf pH 8,9 ab. Innerhalb der Übergangszone verringert sich der pH-Wert schnell bis auf pH 7,3, darunter erfolgt wieder eine kontinuierlich Abnahme bis auf

pH 6,5 in 350 m Teufe. Aufgrund des großen Durchmessers der Multiparamter-Sonde war ein Tiefergehen nicht möglich.

Anders als die Leitfähigkeiten und pH-Werte zeigen die Temperaturprofile (Anl. 21) keine sprunghaften Änderungen, sondern nehmen linear von etwa 14 °C bis 15 °C an der Wasseroberfläche bis auf etwa 24 °C bis 24,5 °C in ca. 395 m Teufe zu. Der sich daraus ergebende geothermische Gradient von rd. 3,8 °C/100 m stimmt mit dem von LEONHARDT (1983) ermittelten durchschnittlichen geothermischen Gradienten von rd. 3,7 °C/100 m überein. Die Temperaturverläufe sind nahezu identisch. Die Abweichungen der Absolutwerte betragen höchstens 1 °C.

Die Anlage 22 zeigt einen Überblick über die Analysenergebnisse. Die durch die Leitfähigkeitsmessungen aufgezeigten unterschiedlichen Wasserkörper lassen sich anhand der teufenbezogenen Analysen bestätigen. Es erfolgt i.d.R. eine Konzentrationszunahme mit der Teufe. Bis auf den oberen Wasserkörper (Standwasser in der Verrohrung), der eine eher gleichbleibende Mineralisation aufweist, ist innerhalb der anderen Wasserkörper über die Zeit (1994 bis 1998) ebenfalls eine Konzentrationszunahme zu verzeichnen. Mit Chlorid-Gehalten von über 10.000 mg/l ist das Wasser als Salzwasser vom Na-Cl-Typ zu bezeichnen, wie es für das tiefere Deckgebirge nicht ungewöhnlich ist. Die etwas erhöhten pH-Werte im oberen Wasserkörper (pH 7,8 bis pH 8,8) deuten darauf hin, daß die der Verrohrung von oben zuzitenden Wässer von der Zementation beeinflusst sind.

Landwehr 2

Für die Brg. Landwehr 2 stehen außer der Messung mit der Multiparameter-Sonde die selben Meßreihen wie bei der Brg. Landwehr 1 zur Verfügung, d.h. zwei Messungen aus dem Jahre 1994 sowie jeweils eine aus den Jahren 1996 und 1998.

Innerhalb der Verrohrung nimmt die Leitfähigkeit (Anl. 23) im oberen Bereich in mehreren kleinen Sprüngen zu, im unteren Teil bleibt sie bis zum Rohrschuh bei etwa 415 m Teufe konstant zwischen ca. 17.500 µS/cm und 24.000 µS/cm. Insgesamt kommt es über die Jahre - besonders im oberen Teil in der der Verrohrung - zu einer Aussüßung. Dem Standwasser im Rohr scheinen, wie bei der Brg. Landwehr 1, Wässer aus höheren und weniger mineralisierten Niveaus über Leckagen im Rohr zuzusitzen.

Auffällig ist die im Vergleich zu den Folgemessungen ungewöhnlich niedrige Leitfähigkeit der ersten Salinitätsmessung (05/95) mit etwa 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, die dem damaligem Chemismus entspricht (Anl. 25: Probe FD 5a). Eine falsche Eichung der Sonde ist demnach auszuschließen. Noch bemerkenswerter wird diese niedrige Salinität, wenn man berücksichtigt, daß nach einem Schöpftest am 24.09.1993 eine Leitfähigkeit von 27.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ gemessen wurde (FD 5). Eine mögliche Erklärung könnte sein, daß mit der Zementation auch Spülungswasser in den Ringraum gedrückt wurde und dort über dem Zement mit relativ hohem Druck anstand. Während des Schöpftestes, der nach Abschluß der Bohrarbeiten durchgeführt wurde, war die abdichtende Wirkung der Zementation noch funktionsfähig, so daß aus dem Gebirge zusitzendes Wasser getestet wurde. In der Zeit bis zur ersten Sal/Temp-Messung im Mai 1994 brach die Zementation auf, das unter hohem Druck stehende Spülungswasser (Süßwasser) konnte von unten in die Verrohrung gelangen und vermischte sich mit dem ursprünglichem Standwasser. Für einen "Süßwasserzutritt" am Rohrschuh durch die Zementation spricht auch die nach oben zunehmende Leitfähigkeit der Messung.

Da die Menge an Spülungswasser begrenzt war, die hydraulischen Verbindungen aber weiterhin bestanden, trat in der Folgezeit am Rohrschuh höher mineralisiertes Wasser aus, das zu dem scharfen Leitfähigkeitssprung bis auf max. 29.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am Rohrschuh führte. Dieser Sprung, d.h. die Zufuhr von höher mineralisiertem Wasser ist in der Mineralisation über die Jahre \pm konstant. Dieses Wasser sinkt zur Tiefe ab, vermischt sich mit dem umlaufenden geringer mineralisierten Wasser aus den tieferen Turon-Kalksteinen und wird über die dort nachgewiesenen Klüfte abgezogen.

Innerhalb der Verrohrung ist sowohl der Temperaturverlauf als auch die teufenbezogenen Temperaturwerte identisch mit denen in Brg. Landwehr 1 (Anl. 24). Im freien Bohrloch nehmen die Temperaturen jedoch nur noch sehr leicht zu (ca. 0,2 °C auf 35 m). Nach dem normalen geothermischen Gradienten wäre auf dieser Strecke noch eine Zunahme von etwa 1,3 °C zu erwarten. Wahrscheinlich kann sich die Wassertemperatur durch die ständige Nachfuhr "frischen" Wassers unterhalb des Rohrschuhs (s.o.) nicht mehr gemäß der Teufe erhöhen, so daß die Temperatur annähernd konstant bleibt.

Nach den chemischen Analysen (Anl. 25) sind auch diese Wässer als Salzwässer vom Na-Cl-Typ zu bezeichnen. Wie schon die Leitfähigkeitsprofile gezeigt haben, ist innerhalb der Verrohrung ein Konzentrationsrückgang über die Zeit festzustellen (Aus-süßung). Die hohen pH-Werte (um pH 10) dort deuten auf Kontakte mit der Zementation hin. Das Wasser aus den tieferen Turon-Kalksteinen (FD 5b, FD 5e) zeigt dage-

gen mit pH 7,6 keine Beeinflussung an. Danach können die Wassermengen, die aus dem Rohrschuhbereich zusitzen und nach unten sinken, nur relativ gering sein.

Die Übersicht der Salinitätskurven beider Bohrungen (Anl. 26) zeigt, daß das Wasser in der flacheren Brg. Landwehr 1 höher mineralisiert ist als in der tieferen Brg. Landwehr 2. Erst mit dem Leitfähigkeitssprung unterhalb des Rohrschuhs der Brg. Landwehr 2 reicht die Mineralisation an die der Brg. Landwehr 1 heran und deutet auf eventuelle hydraulische Verbindungen zwischen den beiden Bohrungen hin.

3.1.10 Bohrung Schacht 7

Die Bohrung Schacht 7 liegt ca. 270 m nordöstlich der Position Landwehr in unmittelbarer Nähe vom Schacht 7 des Bergwerks Blumenthal/Haard und zielte ergänzend auf die hydrogeologische Erkundung im tieferen Emscher-Mergel.

Die Bohrung wurde im oberen Abschnitt gemeißelt und bis 280 m verrohrt und zementiert. Die nachfolgende Kernstrecke erwies sich zwar als kluftfrei, dennoch traten bei 357,5 m Teufe vorübergehend Spülungsverluste auf. Bei 363,7 m Teufe wurden keine Verluste mehr registriert. Bei dieser Teufe wurde die Kerngarnitur gezogen, das Bohrloch mit Wasser aufgefüllt und über Nacht stehen gelassen. Da sich keine Veränderung des Wasserspiegels zeigte, wurde dieser wieder abgesenkt. Beim nachfolgenden Einbau der Kerngarnitur saß das Gestänge kurz vor Erreichen der Sohle fest und mußte bei 351,3 m Teufe abgeschnitten werden. Zur Sicherung der Sohle erfolgte vor Gesteingebäude eine Auffüllung mit Filtersand bis ca. 350 m.

Aufgrund einer bei den geophysikalischen Messungen festgestellten Engstelle in einer relativ weichen Tonmergelstein-Lage bei 294 m wurde zum Schutz des Bohrlochs eine Rohrtour bis etwa 348 m eingehängt, deren unterste 30 m für freien Grundwasserzutritt mit Bohrungen perforiert sind. Insgesamt ist die Bohrung damit bis etwa 318 m Tiefe vollständig verrohrt, dann folgt bis ca. 348 m Tiefe das perforierte Rohr und die restlichen 2 m stehen offen. Die Bohrung steht bis ca. 82,5 m im Recklinghäuser Sandmergel, darunter folgt der Emscher-Mergel.

Es stehen drei Sal/Temp-Messungen aus den Jahren 1994, 1996 und 1998 zur Verfügung (Anl. 27). Die nur als Papierplott vorliegende Messung von 1994 wurde wieder abgegriffen und übertragen. Mit Ausnahme von 1994 (Wasserspiegel ca. 98 m unter

GOK) lag der Wasserspiegel bei den beiden jüngeren Messungen etwa 124 m unter GOK.

Die drei Messungen zeigen vergleichbare Profile und damit konstante Verhältnisse auf. Innerhalb der Verrohrung kommt es zu einem leichten Anstieg der Leitfähigkeit von etwa 22.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Bereich der Wasseroberfläche bis etwa 28.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bis 34.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am Ende des Vollrohres bei ca. 318 m Teufe, wobei der Anstieg ab etwa 275 m Teufe nur noch sehr schwach erfolgt bzw. stagnierende Verhältnisse vorliegen. Mit dem Beginn der Perforation, d.h. mit der Möglichkeit des freien Grundwasserzutritts, erfolgt an einer scharfen Grenze ein Leitfähigkeitssprung bis auf max. rd. 51.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Bis zur Log-Endteufe bei etwa 345 m Tiefe bleibt die Leitfähigkeit generell auf dem hohen Niveau, wobei zwischen den drei Messungen unterschiedliche Ausprägungen des Kurvenverlaufs vorhanden sind. Während das Profil von 1994 in diesem Abschnitt auf homogene Verhältnisse schließen läßt, geht die Leitfähigkeit der Messung von 1996 erst leicht zurück, nimmt im unteren Teil jedoch wieder zu. Das Profil von 1998 zeigt steigende Leitfähigkeiten. Insgesamt kommt es in diesem perforierten Abschnitt zu einer Aufmineralisation des Wassers über die Zeit.

Wie bei der Brg. Landwehr 1 zeigen die Temperaturprofile keine sprunghaften Änderungen, sondern steigen linear mit der Teufe an (von etwa 12,5 °C bis 14,0 °C in 125 m Teufe bis auf rd. 22 °C in 345 m Teufe). Der geothermische Gradient der Messung von 11/94 ist mit rd. 4,4 °C/100 m im Vergleich zur Position Landwehr (3,8 °C/100 m) zu hoch. Erst in den beiden nachfolgenden Messungen von 1996 und 1998, bei denen auch die absoluten Werte nahezu identisch sind, wird der offenbar unbeeinflusste natürliche geothermische Gradient von rd. 3,7 °C/100 m erreicht.

Mit Chlorid-Gehalten von über 5.000 mg/l sind auch die hier beprobten Wässer als Salzwässer vom Na-Cl-Typ zu bezeichnen (Anl. 28). Innerhalb der Verrohrung ist ein Konzentrationsrückgang zu verzeichnen, die relativ hohen pH-Werte (um pH 8,8) dort deuten auf Kontakte mit der Zementation hin. Die Proben aus dem perforierten Abschnitt zeigen einen Konzentrationsanstieg. Auffällig sind hier die relativ hohen Eisen-Gehalte mit bis zu rd. 900 mg/l. Der Grund für diese "Anomalie" wird das abgeschnittene Gestein sein, daß in dem salzigen Wasser korrodiert. Ähnlich wie bei der Pyritoxidation werden Eisen- und H^+ -Ionen (Säure) freigesetzt; dazu paßt der ausgesprochen niedrige pH-Wert des Wassers von pH 3,8 bis 4,9.

3.1.11 Bohrungen Stuckenbusch 1 und Stuckenbusch 2

Die Bohrungen Stuckenbusch 1 und Stuckenbusch 2 stehen südwestlich von Recklinghausen, ca. 3 km südsüdöstlich der Position Landwehr.

Unter einer ca. 14 m mächtigen quartären Überdeckung aus Sandlöß und sandigen Schmelzwasserablagerungen folgt das Kreide-Deckgebirge, das sich hier hauptsächlich aus

- den schluffigen Tonmergelsteinen des Emscher-Mergels (bis rd. 229 m Teufe),
- den Kalk- und Kalkmergelsteinen des Turons mit dem Bochumer Grünsand, einem glaukonitischen Feinsandstein bis Kalksandstein an der Basis (bis etwa 303 m Teufe) sowie
- den kalkigen Feinsandsteinen (Essener Grünsand) des Cenomans zusammensetzt.

Die rd. 14 m auseinander stehenden Bohrungen sind ca. 212 m (Stuckenbusch 1) bzw. ca. 320 m (Stuckenbusch 2) tief. Nachdem 1994 in der Bohrung Stuckenbusch 1 ein Zuquellen des Bohrloches bei ca. 151 m Teufe festgestellt wurde, erfolgte - wie bei der Bohrung Schacht 7 - ein Sanierung durch Aufbohren und nachfolgender Sicherung durch eine bis rd. 201 m Teufe eingehängte Rohrtour, deren unterste 60 m durch kleine Bohrungen perforiert sind. Ein freier Grundwasserzutritt ist somit ab 141 m Tiefe möglich. Die Brg. Stuckenbusch 2 ist bis rd. 247 m Tiefe verrohrt und steht darunter auf 73 m bis zur End-Teufe offen.

Stuckenbusch 1

Es stehen wieder drei Sal/Temp-Messungen aus den Jahren 1994 (abgegriffen vom Papierplot), 1996 und 1998 (beide digital) zur Verfügung (Anl. 29). Der Wasserspiegel in der Bohrung lag zwischen 143 m und 145 m unter GOK.

In der Wassersäule ist innerhalb des perforierten Abschnittes der Verrohrung keine Schichtung zu erkennen. Klüfte bei rd. 150 m und 196 m Teufe, die beim Bohren zu Spülungsverlusten geführt haben, machen sich nicht durch Änderungen der Leitfähigkeit bemerkbar. Die Leitfähigkeiten sind annähernd konstant und liegen je nach Messung bei rd. 27.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (1994), rd. 30.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (1996; die Leitfähigkeit nimmt zur Teufe leicht ab) und rd. 26.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (1998). Erst in dem freien Bohrloch, d.h. ab einer Teufe von rd. 201 m, ist bei der am tiefsten reichenden Messung von 1998 ein

Sprung in der Leitfähigkeit von rd. 26.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf etwa 29.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zu erkennen. Da der gesamte Abschnitt in der monotonen Tonmergelstein-Folge des Emscher-Mergels steht, deutet der Sprung im Bereich des Rohrschuhs darauf hin, das die Perforation des Rohres in bezug auf die Möglichkeit von Wasserzutritten wahrscheinlich nicht wirksam ist. Vermutlich haben sich die Löcher beim Einbau der Verrohrung zugesetzt. Wasserzutritte aus der Kluft bei 196 m Teufe könnten Wegsamkeiten hinter der Verrohrung freigespült haben und so am Rohrschuh bei ca. 210 m Teufe für die Veränderungen gesorgt haben.

Die Temperaturkurven zeigen bis etwa 152 m Teufe relativ konstante Verhältnisse (1994/96) bzw. nur eine leichte Zunahme (1998). Darunter nimmt die Temperatur mehr oder weniger gleichmäßig von ca. 13,6 bis 13,7 °C bis zum Ende der Verrohrung auf ca. 14,7 bis 14,8 °C in 201 m Teufe zu. Der sich daraus ergebende geothermische Gradient von rd. 2,1 °C/100 m ist sehr niedrig. Auch die Absolutwerte sind im Vergleich zu den Bohrungen Landwehr 1 und Schacht 7, deren Wassersäulen z.T. in vergleichbaren Teufen anstehen, niedriger. In einer Teufe von beispielsweise 200 m liegen die Wassertemperaturen der Bohrungen Landwehr 1 und Schacht 7 zwischen ca. 15,9 und 16,8 °C bzw. zwischen ca. 15,6 und 16,3 °C, die der Bohrung Stuckenbusch 1 zwischen ca. 14,7 und 14,8 °C. Wie die Leitfähigkeit zeigt auch die Temperaturkurve der tiefsten Messung von 1998 in etwa 201 m Teufe einen (kleinen) Sprung um etwa 0,1 °C auf ca. 14,9 °C.

Die Anlage 30 zeigt die Analysenergebnisse. Mit Cl-Gehalten von bis zu rd. 11.000 mg/l ist auch dieses Wasser als Salzwasser von Na-Cl-Typ zu bezeichnen. Die 1996 und 1998 jeweils in 180 m Teufe genommenen Proben St 1/1 und St 1/2 (unterhalb von 201 m Teufe konnten keine Proben genommen werden, da die Sonde kurz darauf aufstand) unterscheiden sich in der Zusammensetzung kaum voneinander. 1998 ist die Gesamtmineralisation, wie schon die Leitfähigkeitskurve zeigt, etwas geringer.

Stuckenbusch 2

Es stehen drei Sal/Temp-Messungen aus den Jahren 1994/96/98 zur Verfügung (Anl. 31). Mit einem Wasserspiegel von rd. 275 m unter GOK steht die Wassersäule im offenen Bohrloch hauptsächlich in den Kalk- und Kalkmergelsteinen des Turons. Klüfte, die zu Spülungsverlusten führten, reichen nur bis in ca. 275 m Teufe hinab.

Ähnlich der Brg. Stuckenbusch 1 ist auch die Leitfähigkeit der Brg. Stuckenbusch 2 wenig differenziert. Abgesehen von den oberen ca. 4 m ist die Leitfähigkeit jeder Mes-

sung \pm konstant (1994 rd. 17.700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bei einer Abnahme zur Teufe um ca. 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 1996 rd. 22.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und 1998 rd. 23.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Die Temperatur-Profile besonders der Messungen von 1996/98 zeigen einen relativ konstanten Anstieg mit der Teufe, wobei die Zunahme 1998 etwas größer ausfällt. Die geothermischen Gradienten schwanken demzufolge zwischen 1,8 $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (1996) und 2,7 $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (1998) und liegen damit in etwa in dem Bereich der Brg. Stuckenbusch 1 (2,1 $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Die Messung von 1994 zeigt auf den oberen ca. 4 m mit etwa 16,2 $^{\circ}\text{C}$ konstante Verhältnisse und dann bei ca. 278 m Teufe einen deutlichen Sprung um rd. 0,2 $^{\circ}\text{C}$. Darunter nimmt die Temperatur erst schnell, danach langsamer von 16,4 $^{\circ}\text{C}$ bis auf ca. 17,3 $^{\circ}\text{C}$ in etwa 290 m Teufe zu. Bis zur End-Teufe ist dann eine konstante Temperaturzunahme bis auf ca. 18,2 $^{\circ}\text{C}$ zu verzeichnen.

Das starke Abflachen der Temperaturkurve von 1994 im oberen Bereich bzw. der Sprung läßt sich damit erklären, daß relativ kühles Wasser die Klüfte bis ca. 275 m Teufe durchströmt und den darunter liegenden, nicht durchströmten Abschnitt im oberen Teil beeinflusst. Die Wasserspiegel der Messungen von 1996 und 1998 liegen unterhalb der Kluft-Zone, d.h. die Zufuhr des kühleren Kluftwassers ist unterbrochen und es stellten sich stabile Verhältnisse ein. Der Abschnitt unterhalb der Kluftzone kann somit als "Totwasser" angesehen werden, d.h. stehendes Wasser ohne Zu- bzw. Abflüsse.

Abgesehen von einer generell leicht niedrigeren Mineralisation (Anl. 32) sind keine Unterschiede zum Wasser der Bohrung Stuckenbusch 1 festzustellen. Nach der Zusammensetzung (Na-Cl-Typ) ist auch dieses Wasser ein typisches Wasser des tiefen Deckgebirges. Die geringfügige Abnahme der Mineralisation zwischen 1996 und 1998 anhand der Leitfähigkeits-Profile bestätigen die Analysen nicht, hier ist eine leichte Zunahme zu verzeichnen.

Die Gegenüberstellung der Leitfähigkeits-Messungen der beiden Bohrungen Stuckenbusch 1 und 2 (Anl. 33) zeigt, daß ähnlich wie bei der Position Landwehr das tiefere Wasser (Stuckenbusch 2) geringer mineralisiert ist als das höhere (Stuckenbusch 1).

3.1.12 Bohrung Millinger M2

Die etwa 100 m tiefe Bohrung Millinger M2 steht in Gelsenkirchen-Buer. Unter rd. 2 m quartärer Überdeckung folgt bis ca. 49 m Teufe der Recklinghäuser Sandmergel,

eine Wechselfolge von glaukonitischen, mergeligen Feinsanden und feinsandigen Mergeln einerseits und harten Kalksandsteinbänken andererseits. Der Grenzbereich zum darunter bis zur Endteufe folgenden Emscher-Mergel ist durch einen allmählichen Übergang der Feinsandmergelsteine in Tonmergelsteine gekennzeichnet.

Die Bohrung ist zwar mit Vollrohren ausgebaut, da jedoch die Rohrmuffen undicht sind, kann die Bohrung als Grundwassermeßstelle angesehen werden.

Es liegen Sal/Temp-Messungen aus den Jahren 1996 und 1997 (Multiparameter-Sonde) vor. Aufgrund eines technischen Defektes der Sonde konnte eine Salinitätsmessung vom Oktober 1998 nicht ausgewertet werden, auch eine Wiederholungsmessung im Dezember 1998 brachte nicht den gewünschten Erfolg. Von diesen beiden Versuchen sind nur jeweils die Temperaturkurven sowie die Analysen der Wasserproben verwertbar (die Probenname-Niveaus mit den entsprechenden Probenbezeichnungen sind in diesen beiden Fällen auf die jeweilige Temperaturkurve geplottet).

Die Anlage 34 zeigt die Ergebnisse der Messungen. Sowohl die kontinuierlich Messung 1996 als auch die Messung mit der Multiparameter-Sonde 1997 zeigen ein ähnliches Bild. Von der jeweiligen Wasseroberfläche bis in etwa 72 m bzw. 77 m liegen konstante Leitfähigkeiten von rd. 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bzw. 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ vor. Darunter erfolgt innerhalb einer etwa 4 m mächtigen Übergangszone ein Sprung bis auf etwa 5.250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bzw. 5.650 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Bis zur Meß-Endteufe von rd. 96 m bleibt die Leitfähigkeit dann wieder \pm konstant. Die nochmalige Zunahme der Leitfähigkeit im Tiefsten bei der Multiparameter-Messung liegt darin begründet, daß die Sonde im Schlamm aufstand.

Auch die pH-Messung mit der Multiparameter-Sonde 1997 zeichnet diese Schichtung nach. Bis ca. 77 m Teufe liegt der pH-Wert des oberen Wasserkörper bei konstant pH 7,0. In der Übergangszone nimmt der pH-Wert bis auf pH 7,6 zu und bleibt dann im unteren Wasserkörper wieder konstant. Die Abnahme am tiefsten Meßpunkt ist wieder auf den Schlammkontakt der Sonde zurückzuführen.

Die Temperaturkurven zeichnen die durch Leitfähigkeit und pH-Wert ermittelte Schichtung nicht nach. Von der Wasseroberfläche bis etwa zur Oberkante der Übergangszone wurden leicht abnehmende Temperaturen registriert (z.B. 1996 von ca. 12,6 °C bei 31 m Teufe bis auf ca. 11,9 °C in 77 m Teufe), darunter steigt die Temperatur bis zum Meßpunkt-Tiefsten wieder leicht an (z.B. 1996 bis auf ca. 12,2 °C in 96 m Teufe). Die Schichtung macht sich demnach nur durch eine leichte Abkühlung bemerkbar. Alle Temperaturmessungen liegen in einem engen Bereich, die Absolut-

werte differieren nur um ca. 0,5 °C. Da die Temperaturprofile von 1998 exakt dem Verlauf der vorhergehenden Messungen folgen, ist davon auszugehen, daß sich auch die Schichtung nicht wesentlich geändert haben wird.

Das bestätigen auch die chemischen Analysen (Anl.35). Zwar hat sich insgesamt die Mineralisation zwischen 1996 und 1998 in etwa halbiert (z.B. in 70 m Teufe von einem Abdampfdruckstand von 138 mg/l (M 2/1) auf 77 mg/l (M 2/5), in 90/92 m Teufe von 3.010 mg/l (M 2/2) auf 1.771 mg/l (M 2/3) bzw. 1.515 mg/l (M 2/6); da sich dieser Rückgang auf beide Wasserkörper bezieht, bleibt die Charakteristik selbst aber erhalten. 1998 wurden auch noch Wasserproben aus dem Bohrlochtiefsten gezogen (Probenniveau 95 m), die eine etwas höhere Mineralisation als die Proben 3 m oberhalb aufweisen. Vermutlich sind diese Wasserproben bereits durch den Schlamm auf der Sohle des Bohrloches beeinflusst.

Die beiden Wasserkörper unterscheiden sich nicht nur in der Gesamtmineralisation, sondern auch vom Wassertyp. Während der obere Wasserkörper (Probe bei 70 m Teufe) mit einem Cl-Gehalt von 35 mg/l als Süßwasser und mit der Zusammensetzung eines Na-(Ca)-Cl-(HCO₃)-Wassers vom Typ her eher als Deckgebirgswasser zu charakterisieren ist, ist der untere Wasserkörper (Proben bei 90 m Teufe) mit 1.420 mg Cl/l ein Salzwasser und als reiner Na-Cl-Typ ein "klassisches" Tiefenwasser, wie es allerdings auch schon in den tieferen Deckgebirgs-Schichten auftritt.

3.2 Aachener Revier

3.2.1 Geologisch-hydrogeologischer und hydrochemischer Überblick

Das Aachener Steinkohlenrevier läßt sich in das Wurm-Revier im Norden und das Inde-Revier im Süden unterteilen. An das Wurm-Revier schließt auf niederländischer Seite das Südlimburger Revier an.

Die Menge der Wasserzuflüsse untertage hängt wie im Ruhr-Revier von der Ausbildung und Mächtigkeit des Deckgebirges ab. In Gebieten ohne - wie im Wurm- oder nur mit geringmächtiger Deckgebirgsausbildung können Niederschläge und Oberflächenwässer direkt in die anstehenden Schichten des Karbons eindringen.

Die Wasserführung des **Oberkarbons** wird auch im Aachener Steinkohlenrevier vom Trennflächengefüge des Gebirges bestimmt. Auch hier sind die geklüfteten Sandsteine

als (Einzel-)Kluftgrundwasserleiter anzusehen. Durchgehende Grundwasserhorizonte sind im Karbon nicht vorhanden. Zu weiteren Ausführungen wird auf das entsprechende Kapitel 3.1.1 des Ruhr-Reviers verwiesen; die dort angerissenen Wirkungsmechanismen gelten auch für die Karbon-Gesteine im Aachener Revier.

Bis auf den Einschnitt des Wurmtales wird das Karbon von einem **Deckgebirge** überlagert, dessen Mächtigkeit entsprechend dem Einsinken der Karbon-Oberfläche nach Norden und den stufenartigen Versprüngen an den Querstörungen nach Osten zunimmt. Durch die etwa nordwest-südost verlaufende Störung "Feldbiß" wird die Karbon-Oberfläche (und damit auch das Deckgebirge) zwischen 100 m im Süden und 200 m im Norden versetzt, was besonders Auswirkungen auf das Vorhandensein der jüngeren Deckgebirgsschichten (Tertiär) hat (s.u.).

Die ältesten Deckgebirgsschichten gehören dem nur lückenhaft vorhandenem **Buntsandstein** an, einer Folge von wenig verfestigten Sandsteinen mit tonigen Zwischenlagen. Darüber stehen tonige Glaukonitsande der **Kreide** an, die von z.T. wenig verfestigten Kalk- und Kalkmergelsteinen überlagert werden. Im nördlichen Teil reicht die Verbreitungsgrenze der Kreide über den Feldbiß nach Osten hinaus.

Während im Süden die Hangend-Schichten der Kreide nur von quartären Lockerschichten gebildet werden, schalten sich nach Norden - und vor allem östlich des Feldbiß - mit dem Abfallen der Karbon-Oberfläche zunehmend mächtigere und vollständigere **Tertiär**-Schichten ein. Die Abfolge beginnt im Norden mit Schluffen und Feinsanden. Darüber folgen der Walsumer Meeressand und der Ratinger Ton sowie die überwiegend schluffig-tonig entwickelten Lintforter Schichten. Zum Hangenden schließt sich eine Folge von schluffig-kalkigen Feinsanden an, die nach oben in ± reine Quarzsande übergehen (Grafenberger Schichten und Kölner Schichten). Über den Kölner Schichten liegen reine Quarzsande, die mehrere Braunkohlenflöze enthalten, in deren Hangenden und Liegenden tonige Schluffhorizonte eingeschaltet sind (Hauptflöz-Gruppe). Die jüngsten Tertiär-Schichten beginnen mit kiesigen Sanden (Hauptkies-Serie), über denen Wechselfolgen von Tonen mit Sanden und Kiesen (Rotton-Serie und Reuver-Serie) anschließen.

Die jüngsten Ablagerungen gehören dem **Quartär** an. Es handelt sich überwiegend um Terrassensande und -kiese mit einer dünnen Lößlehmdecke.

Das Grundwasser im Aachener Steinkohlenrevier wird hauptsächlich gespeist von der südlich gelegenen Eifel. Begünstigt durch das topographische Gefälle und den Gebirgsaufbau sind die hier anfallenden großen Niederschlagsmengen (ca. 1200 mm/a) an der Regeneration des Grundwassers beteiligt, wobei prinzipiell zwei übereinanderliegende Grundwasserströme existieren. Während der obere Grundwasserstrom die kiesigen und sandigen Quartär-Schichten speist (die zusätzlich unmittelbar durch den versickernden Anteil der Niederschläge gespeist werden), versorgt der untere Grundwasserstrom die mehrere hundert Meter mächtigen, sandigen Tertiär-Schichten mit erheblichen Wassermengen. Durch die Wechselfolge von wasserleitenden und – nichtleitenden Schichten haben sich im Tertiär mehrere Grundwasserhorizonte gebildet, deren Anzahl abhängig ist von den eingeschalteten, nicht durchhaltenden Ton-/Schluff-Schichten. In den tertiären Schichten der Baesweiler und der Frauenrather Scholle sind z.B. fünf Grundwasserhorizonte ausgebildet. Da die dazwischenliegenden sehr gering leitenden Schichten an Verwerfungen und im Bereich von nicht durchhaltenden Tonlagen hydraulische Fenster aufweisen, halten diese Grundwasserhorizonte oft nur lokal durch.

Von großer Bedeutung für den Bergbau, speziell bei deckgebirgsnahe Abbau, ist der Ratinger Ton und der untere Abschnitt der Lintforter Schichten, die in weiten Teilen des Aachener Steinkohlenreviers die Deckgebirgs-Basis bilden. Ihre sehr geringe Wasserdurchlässigkeit sowie die großflächige Ausbreitung begrenzen eine Weiterleitung des Grundwassers aus dem Deckgebirge in das Karbon.

Nach Untersuchungen von Grubenwasseranalysen durch das Geologische Landesamt NW (LEICHTLE & THÜNKER 1980) konnten neben Mischwässern (vorherrschend NaHCO₃-Cl-Wässer) Tiefenwässer (vorherrschend Na-Cl-Wässer) und Deckgebirgswasser (vorherrschend Ca-(Mg)-HCO₃-Wässer) typisiert werden. Bei den tiefen Grundwässern im Karbon handelt es sich um Wässer mit Cl-Gehalten über 20.000 mg/l und Ba-Gehalten bis max. 350 mg/l. Ba-Gehalte von über 350 mg/l, wie sie aus dem Ruhr-Revier bekannt sind, wurden nicht angetroffen. Eine teufenmäßige Abhängigkeit bestimmter Inhaltsstoffe war nicht eindeutig erkennbar und wurde stark überprägt bzw. nivelliert durch Einflüsse des Bergbaus und/oder tektonischer Beanspruchung. Wo die o.g. abdichtenden Schichten über dem Karbon zurücktreten, erfolgt eine zunehmende Aussüßung der Tiefenwässer von der Oberfläche her, so daß z.T. auch im Karbon schon Hydrogenkarbonat-Wässer angetroffen werden.

WEDEWARDT (1995) konnte auf dem Bergwerk Emil Mayrisch (Baufeld Anna), das als letztes Steinkohlenbergwerk im Aachener Revier 1992 stillgelegt wurde, 1993 noch

Sammelzuflüsse geogener Wässer beproben. Diese zeichneten sich durch eine geringe Gesamtmineralisation (Cl-Gehalte max. rd. 6.400 mg/l) und erhöhte pH-Werte (ca. pH 8 bis 9) aus. Die in diesen Zuflüssen gemessenen relativ hohen HCO_3^- -Gehalte (max. rd. 930 mg/l) kennzeichnen die Wässer als Na-Cl- HCO_3^- - und Na- HCO_3^- -Wässer. Damit wird deutlich, daß diese gering mineralisierten Grubenwässer direkt aus dem Deckgebirge gespeist werden.

Die Deckgebirgs-Wässer lassen sich als gering mineralisierte Ca-(Mg)- HCO_3^- -Wässer beschreiben mit geringem Sulfat- und Chlorid-Anteil. Die HCO_3^- -Gehalte erreichen 3.000 mg/l, die zur Tiefe auf unter 1.000 mg/l abnehmen. Dieser Wassertyp tritt unabhängig von der Stratigraphie der Deckgebirgs-Schichten auf.

3.2.2 Eduard-Schacht

Der rd. 890 m tiefe Eduard-Schacht des ehemaligen Bergwerks Emil Mayrisch (Betriebsfeld Anna) steht südwestlich von Alsdorf. Abgesehen von einem ca. 74 m mächtigem Deckgebirge aus Sanden (und Tonen zum Liegenden) steht der Schacht im Karbon. Darunter ist der Schacht offen.

Der Eduard-Schacht wurde als Grundwasserpegel ausgebaut, d.h. eine im Schacht verbliebene Steigleitung kann als Lotungsleitung benutzt werden. Der Nachteil dieser Lotungsleitung besteht darin, daß sie direkt in die unterste Sohle (860m-Sohle in rd. 851 m Teufe) einmündet, ohne jegliche seitliche Öffnungen. Das ansteigende Grubenwasser kann so nur von unten in der Lotungsleitung aufsteigen. Eventuell seitlich aus anderen Teufenniveaus zuströmende Wässer, die zu einer Schichtung führen könnten, können nicht in die Lotungsleitung gelangen und können somit nicht gemessen werden, obwohl sich in dem freien Schacht eine Schichtung eingestellt haben könnte.

Die Anlage 36 zeigt das Ergebnis der Sal/Temp-Messung von 1996. Die Leitfähigkeit nimmt von der Wasseroberfläche bei rd. 718 m Teufe bis in ca. 780 m Teufe nur sehr leicht von rd. 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf 2.550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab, darunter ist die Abnahme etwas stärker (bis auf rd. 2.300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am tiefsten Meßpunkt bei rd. 845 m Teufe). Im oberen Abschnitt zeichnet der Temperaturverlauf das Leitfähigkeitsprofil nach: eine Abnahme um ca. 0,06 °C von 20,52 °C etwas unterhalb der Wasseroberfläche bis auf 20,46 °C in ca. 780 m Teufe. Darunter steigt die Temperatur relativ schnell auf ca. 20,77 °C in etwa 797 m Teufe an und weiter auf ca. 20,87 °C bei etwa 828 m Teufe. Hier nimmt

die Temperatur in einem Bereich von etwa 6 m "sprunghaft" bis auf ca. 20,60 °C ab, um darunter schnell wieder bis auf ca. 21,06 °C anzusteigen.

Überträgt man den mittleren geothermischen Gradienten des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirks von rd. 3,7 °C/100 m (LEONHARDT 1983), so müßte in 845 m Teufe eine Wassertemperatur von etwa 41 °C vorliegen (bei einer angenommenen Grundwassertemperatur von 10 °C im Bereich der Erdoberfläche). Der Grund für die deutlich zu niedrigen Wassertemperaturen dürfte - wie im Stillstandsbereich an der Ruhr - in der relativ schnellen Speisung von den Niederschlagswässern bestehen.

Dadurch, daß die Leitfähigkeits- und Temperaturprofile in einem geschlossenen Rohr aufgenommen wurden, in das nur von unten, d.h. von der 860m-Sohle Wasser eindringen kann, läßt sich die von der Temperaturkurve aufgezeigte "Schichtung" keinen sohlengebundenen Zuflüssen zuordnen (die nächsthöhere Sohle ist die 610m-Sohle in ca. 602 m Teufe). Das zuerst in das Rohr eingedrungene, geringfügig höher mineralisierte Wasser wird bei der weiteren Flutung im Rohr nach oben gedrückt.

Daß hier keine typischen Tiefenwässer vorliegen, wird auch anhand der Analyseergebnisse ersichtlich (Anl. 37). Zum Vergleich sind neben den beiden nach der Sal/Temp-Messung gezogenen Wasserproben E1 und E2 auch die 1993 von WEDEWARDT (1995) genommenen untertägigen Sammelzuflüsse im Umfeld des Eduard-Schachtes aufgeführt. Die Wasserproben E1 und E2 unterscheiden sich, wie der nur geringe Rückgang der Leitfähigkeit im Profil nahelegt, kaum voneinander. Sie liegen mit ihrer vergleichsweise geringen Mineralisation zwischen den von WEDEWARDT (1995) analysierten Zuflüssen und lassen sich als stark von Deckgebirgswässern beeinflusste Mischwässer (Na-Cl-HCO₃-Wässer) charakterisieren.

3.2.3 Schacht Emil Mayrisch I

Wie der Eduard-Schacht (Kap. 3.2.2) gehört auch der Schacht Emil Mayrisch I zum ehemaligen Bergwerk Emil Mayrisch, allerdings zum Betriebsfeld Mayrisch. Der ca. 886 m tiefe und bis ca. 439 m im Deckgebirge stehende Schacht I liegt östlich der Ortschaft Baesweiler. Wie beim Eduard-Schacht ist eine Messung und Probenahme nur in einer Pegelleitung möglich, die direkt auf die tiefste Sohle (860m-Sohle) in ca. 854 m Teufe mündet. Auch in diesem Fall sind keine seitlichen Öffnungen in der Leitung vorhanden. Der Schacht ist komplett mit einer kohäsiven Füllsäule versehen.

Die Profile der 1996 durchgeführten Sal/Temp-Messung sind aus der Anlage 38 zu ersehen. Von der Wasseroberfläche bei rd. 680 m Teufe bis in ca. 705 m Teufe nimmt die Leitfähigkeit leicht von ca. 7.950 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf ca. 7.850 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab, um dann im Niveau der 710m-Sohle sprunghaft kurz auf max. 8.240 $\mu\text{S}/\text{cm}$ anzusteigen. Im weiteren Verlauf nimmt die Leitfähigkeit wieder etwas ab und bleibt mit rd. 8.050 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bis zur Meß-Endteufe von 842 m \pm konstant.

Auch der Temperaturverlauf zeigt einen Einfluß der 710m-Sohle. Bei ansonsten konstanten Temperaturverhältnisse von 27,7 °C bis 27,8 °C von der Wasseroberfläche bis in ca. 726 m Teufe steigt die Temperatur im Sohlenniveau bis auf max. 30,4 °C an. Unterhalb von 726 m Teufe steigt die Temperatur relativ stetig von ca. 27,8 °C bis auf ca. 29,9 °C in 800 m Teufe an. Darunter nimmt sie wieder etwas ab (ca. 29,8 °C), um von etwa 823 m Teufe bis in 835 m Teufe auf rd. 30,3 °C anzusteigen. Die restlichen 7 m bleiben konstant.

Die im Bereich der 710m-Sohle (EM 2) sowie oberhalb (EM 1) und im Tiefsten (EM 3) gezogenen Wasserproben zeigen, bezogen auf die Gesamtmineralisation (Abdampfrückstand), nur geringfügig unterschiedliche Konzentrationen mit einem leichten Trend zu höheren Gehalten mit der Tiefe (Anl. 39). Die Wässer könnten aufgrund ihrer Typisierung (Na-Cl-Wässer) als Tiefenwässer bezeichnet werden. Auffällig ist der für "natürliche" Wässer unverhältnismäßig hohe pH-Wert von pH 11,4 und 11,3 der beiden Proben EM 1 und EM 2 oberhalb der 710m-Sohle, der eine Beeinflussung durch Baustoffe vermuten läßt. Der pH-Wert von 9,1 im Tiefsten (EM 3) stimmt dagegen mit den auch schon von WEDEWARDT (1995) festgestellten allgemein etwas erhöhten Werten überein. Die beiden oberen Proben sind zudem durch Sulfat-Gehalte bis zu 35 mg/l gekennzeichnet, während die unterste Probe nur einen SO_4 -Gehalt von 6,3 mg/l aufweist; dafür aber eine HCO_3 -Konzentration von 545 mg/l besitzt.

In Verbindung mit den chemischen Analysen läßt der Einfluß im Niveau der 710m-Sohle zwei Deutungsmöglichkeiten zu:

- 1) Zu Beginn der Flutungsphase traten baustoff- bzw. versatzbelastete Wässer in die auf der 860m-Sohle offene Pegelleitung ein, die im weiteren Verlauf der Flutung im Rohr von "normalen" Grubenwässer nach oben gedrückt wurden. Anscheinend stehen im Niveau der 710m-Sohle wärmere Wässer an, die auch das Wasser in der Pegelleitung erwärmen. Da die Leitfähigkeit temperaturabhängig ist, zeigen sich auch hier Einflüsse.

- 2) Durch die Verfüllung des Schachtes wurde die Pegelleitung im Niveau der 710m-Sohle leicht beschädigt. In diesem Bereich tritt durch die Versatzmasse im Schacht beeinflusstes Wasser in das Rohr ein. Bei der Beschädigung kann es sich allerdings nur um ein relativ kleines Loch handeln, da sowohl die Meßsonde als auch der Probennehmer diese Stelle ohne Probleme mehrfach passierten.

3.2.4 von-Goerschen-Schacht

Der von-Goerschen-Schacht in Würselen ist ca. 889 m tief. Unter geringmächtigem Quartär setzt das Steinkohlengebirge bei ca. 11,4 m Teufe ein. Der Schacht ist auf den oberen rd. 145 m kohäsiv verfüllt, darunter steht er offen. Die Lotungsleitung reicht bis etwa 300 m Teufe, darunter könnte im offenen Schacht gemessen werden.

Die Schacht-Verhältnisse wären demnach für eine Sal/Temp-Messung besser geeignet als bei den vorher beschriebenen beiden Schächten (Kap. 3.2.2., 3.2.3), zumal auch der Wasserspiegel auf einem Niveau von ca. 211 m unter GOK steht (d.h. rd. 680 m Wassersäule). Leider stand die Sonde schon bei ca. 292 m unter GOK auf. Entweder ist die Lotungsleitung defekt oder - wenn sie etwas kürzer ist als aus den Unterlagen ersichtlich - eine in diesem Bereich, d.h. etwas unterhalb der 270m-Sohle, existierende Umsteigebühne versperrt mit ihren Einbauten den weiteren Weg zur Teufe.

Das Ergebnis der Sal/Temp-Messung von 1996 zeigt die Anlage 40. Von der Wasseroberfläche bei ca. 211 m unter GOK bis zum Aufsetzpunkt der Sonde in ca. 292 m Teufe zeigt sich eine \pm einheitliche Leitfähigkeit von rd. 2.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Das Temperaturprofil dagegen zeigt einen kurvenförmigen Verlauf mit einer "Start-Temperatur" von rd. 19,72 °C im Bereich der Wasseroberfläche und einer "End-Temperatur" von rd. 19,67 °C am Meßpunkttiefsten in ca. 292 m Teufe. Der "Kulminationsbereich" mit einer Temperatur von rd. 19,40 °C liegt zwischen ca. 250 m und ca. 266 m Teufe. Eventuelle Auswirkungen der 270m-Sohle machen sich im Rohr nicht bemerkbar.

Die in rd. 220 m (G 1), 255 m (G 2) und 290 m (G 3) Teufe entnommenen Wasserproben zeigen eine einheitliche Mineralisation mit HCO_3 -Gehalten von rd. 1.290 mg/l (Anl. 41). Das Wasser läßt sich als $\text{Na-HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)}$ -Wasser und damit als stark deckgebirgsbeeinflusstes Mischwasser typisieren.

3.2.5 Schacht Willem II

Der rd. 800 m tiefe Schacht Willem II liegt bereits einige Meter auf niederländischer Seite in Herzogenrath/Kerkrade und steht bis auf die obersten ca. 43 m im Karbon. Der Schacht ist im tagesnahen Bereich bis etwa 12 m Teufe kohäsiv verfüllt und steht darunter offen. Zur Beobachtung des Wasserspiegels, der bei etwa 200 m unter GOK gehalten wird, wurde in die Füllsäule ein Pegelrohr eingebaut, das auch zur Sal/Temp-Messung und Probenahme genutzt werden kann.

Da die Sonde bei der Sal/Temp-Messung 1996 erst im Niveau der 620m-Sohle, d.h. bei etwa 620 m Teufe aufstand und damit eine rd. 420 m mächtige und vor allem freie Wassersäule für die Messungen zur Verfügung stand, wurden - anders als bei den bisher beschriebenen Schächten des Aachener Steinkohlenreviers - auch in den Folgejahren 1997 und 1998 jeweils eine Sal/Temp-Messung und Probenahme durchgeführt, um die Entwicklung der Wassersäule zu beobachten (Anl. 42).

Im Sept. 1996 zeigte sich eine deutliche Schichtgrenze in Höhe der 380m-Sohle, die die Wassersäule in zwei Teile trennt. Von der Wasseroberfläche bei rd. 205 m Teufe bis zur 380m-Sohle, d.h. auf etwa 170 m bleiben die Leitfähigkeit mit durchschnittlich $3.975 \mu\text{S}/\text{cm}$ und mehr noch die Temperatur mit ca. $23,3^\circ\text{C}$ konstant. Im Niveau der 380m-Sohle nehmen sowohl die Leitfähigkeit (um nur ca. $25 \mu\text{S}/\text{cm}$ (!), aber deutlich zu erkennen) als auch die Temperatur (um rd. 1°C) ab. Bis in das Niveau der 500m-Sohle bleiben die Verhältnisse dann relativ konstant. Die 500m-Sohle selbst tritt nicht als Absatz in Erscheinung, jedoch nimmt etwa ab diesem Niveau die Leitfähigkeit kontinuierlich bis auf ca. $4.050 \mu\text{S}/\text{cm}$ zu (Meß-Endteufe), während die Temperatur deutlich bis auf ca. $20,4^\circ\text{C}$ abnimmt. Bezogen auf den geothermischen Gradienten von $3,7^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ist das Wasser in z.B. 350 m Teufe um etwa $0,25^\circ\text{C}$ zu warm, unterhalb der 380m-Sohle dagegen deutlich zu kühl. So müßte die Wassertemperatur in 600 m Teufe etwa $32,2^\circ\text{C}$ betragen und nicht ca. $20,75^\circ\text{C}$.

Ein Jahr später (9/97) zeigte sich von der Wasseroberfläche bis zur 380m-Sohle ein relativ ähnliches Bild: konstante Verhältnisse bei Leitfähigkeit und Temperatur bis zur 380m-Sohle, dann ein deutlicher Rückgang. Etwa in der Mitte zwischen der 380m-Sohle und der 500m-Sohle, bei ca. 440 m Teufe, läßt sich eine leichte Zunahme der Leitfähigkeit und der Temperatur erkennen. In diesem Niveau existiert eine Wasserübertrittsstelle (Abbau) zwischen dem Feld Domaniale, in dem der Schacht Willem II liegt und dem südlich anschließenden Feld Gouley-Laurweg. Im Niveau der 500m-Sohle ist jetzt ebenfalls ein Sprung in der Leitfähigkeit und in der Temperatur zu erkennen. Beide nehmen an dieser Schichtgrenze wieder etwas zu und bleiben dann bis

zur Meßendteufe im Niveau der 620m-Sohle relativ konstant. Die vor einem Jahr unterhalb der 500m-Sohle zu verzeichnende allmähliche leichte Zunahme (Leitfähigkeit) bzw. starke Abnahme (Temperatur) ist 1997 nicht mehr vorhanden.

Im Sept. 1998 wies das Leitfähigkeitsprofil im Niveau der 380m-Sohle kaum noch eine Differenzierung auf. Der Temperaturverlauf zeigt allerdings noch einen deutlichen Sprung im Niveau der 380m-Sohle (Temperaturabnahme) sowie eine leichte Temperaturerhöhung im Niveau der 500m-Sohle.

Die Anlage 43 zeigt eine Ausschnittsvergrößerung der Sprungbereiche im Niveau der 380m-Sohle. Der in der "Gesamtschau" (Anl. 42) deutlich sichtbare Sprung ist in der Vergrößerung bei der Leitfähigkeit aufgrund der sehr geringen Unterschiede kaum noch zu erkennen. Aufgrund der größeren Differenzen bei der Temperatur läßt sich die Mächtigkeit des Sprungbereiches auf rd. 2 m eingrenzen.

Insgesamt ist in der Wassersäule bei der Leitfähigkeit eine kontinuierliche Abnahme (und Vergleichmäßigung) zwischen 1996 und 1998 zu verzeichnen, während sich die Wassertemperatur in diesem Zeitraum, besonders unterhalb der 380m-Sohle, erhöht hat. Auch 1998 ist die Temperatur im unteren Teil der Wassersäule noch deutlich zu kühl, während sie oberhalb der 380m-Sohle zu warm ist.

Die Analysen (Anl. 44) bestätigen die sehr geringen Unterschiede in der Mineralisation zwischen den Wasserkörpern sowie die langsame Angleichung. So beträgt z.B. der Unterschied in der Gesamtmineralisation (Abdampfrückstand) 1996 zwischen dem Wasserkörper oberhalb der 380m-Sohle (Probe W 1) und dem darunter liegenden (W 2) nur 57 mg/l, 1997 zwischen W 4 und W 5 nur 35 mg/l und 1998 zwischen W 7 und W 8 nur noch 12 mg/l. Offensichtlich sind hier nicht verschiedene Wasserqualitäten für die Schichtung verantwortlich, sondern die unterschiedlichen Wassertemperaturen einzelner Zuflüsse. Die Mineralisation ähnelt stark dem Wasser aus dem von Goerschen-Schacht (Kap. 3.2.4) und läßt sich ebenfalls als stark deckgebirgsbeeinflusstes Mischwasser Na-HCO₃-(SO₄)-Wasser typisieren.

Die ungewöhnliche Schichtung ist vermutlich auf die "Flutungsgeschichte" zurückzuführen (ist jedoch nicht in allen Einzelheiten schlüssig zu erklären). Das Wasser wurde bis mindestens 1991 in einem Niveau von ca. 380 m Teufe kurzgehalten, dann auf dem heutigen Niveau von rd. 200 m Teufe. Die Zuflüsse stammten aus benachbarten, schon höher überstauten Feldern und brachten über die 620m-Sohle einen Zustrom von frischem, relativ kühlem Wasser, das sich erst im Laufe der Zeit durch das Gebirge erwärmte, über die 380m-Sohle scheint dem Schacht wärmeres Wasser zuzusitzen. Daß

dem Schacht auch heute (1998) noch kühlere Wässer aus der Tiefe zusitzen, zeigt die nach wie vor "inverse" Schichtung der Temperatur mit einem Absatz im Niveau der 380m- und 500m-Sohle. Mit Ausnahme der 260m-Sohle stellen die 380m-Sohle, die 500m-Sohle und die 620m-Sohle auch großräumig hydraulische Verbindungen zu anderen Schächten und Wasserprovinzen dar, so daß sich nicht nur im Schacht Wilhelm II, sondern auch darüber hinaus über hydraulische Verbindungen (Sohlen/Schächte) ausgedehnte Konvektionswalzen ausbilden können.

3.3 Sauerland ("Erz")

Für den Erzbergbau bot der Sicilia-Schacht der Grube Meggen geeignete Untersuchungsmöglichkeiten. Dort wurde die Flutung 1996 eingeleitet, so daß sich während des Bearbeitungszeitraumes eine Wassersäule im Aufbau befand.

3.3.1 Geologisch-hydrogeologischer und hydrochemischer Überblick

Der nachfolgende Überblick beschränkt sich auf die unmittelbare Umgebung der Grube Meggen.

Das Meggener Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager liegt konkordant in sandig-tonigen Sedimenten des oberen Mittel-Devons und wird zum Hangenden von kalkigen Tonschiefern und Kalken des tieferen Ober-Devons überlagert. Das den westlichen Grubenbereich im wesentlichen unterhalb von –200 mNN unterlagernde "Meggener Riff" besteht aus über 600 m mächtigen devonischen Riff- und Riffschuttkalken mit teils autochthonen, teils zerbrochenen und umgelagerten Riffbildnern.

Vereinfacht lassen sich die anstehenden Schichten - vom Hangenden zum Liegenden - wie folgt beschreiben (Tab. 3):

Tab. 3 Gliederung der Gebirgsschichten im Bereich der Lagerstätte Meggen

Stratigraphie		Mächtigkeit ca. m	Gesteinsausbildung
Ober-Devon	Cypridinen-Schiefer	400 - 800	Tonschiefer-Wechselagerung. Horizontweises Auftreten von Kalkstein- u. Sandsteinbänken
	Büdesheimer Schiefer	100	gebänderte, teilweise kalkige Tonschiefer
Mittel-Devon	Lagerkalk	1,5 - 8	z.T. flaseriger Kalkstein
	Erzlager	4	Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz, Schwerspat
	Lenneschiefer	25 - > 100	z.T. sandige Tonschiefer mit Sandsteinbänken
	Tentaculitenschiefer	100	Tonschiefer, im unteren Teil feinsandig, mit einzelnen Kalkbänken
	Wissenbacher Schiefer	400 – 500	gebänderte Tonschiefer mit Kalkbänken u. Quarzitlagen

Die quartären Ablagerungen beschränken sich auf geringmächtige Lößlehm-, Hanglehm- und Hangschuttbildungen. Von Bedeutung sind nur die Talschotter der Lenne, die Mächtigkeiten von etwa 7 m bis 10 m erreichen und von einem tonig-schluffigen Feinsand (Auelehm) überlagert werden.

Das Erzlager entstand submarin syngenetisch durch hydrothermale Exhalation. Dabei wurden die Metallsulfide (Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz) im zentralen Teil abgelagert. Das feste, kompakte Erz zeigt teils massiges, richtungsloses Gefüge, teils ist es durch karbonatische und tonige Lagen gebändert, z.T. weist es auch ein "blumenkohlartiges", knolliges Gefüge aus. Randlich wird der Erzkörper von einem Saum aus Schwerspat umlagert.

Der zentrale Teil der "Meggener Mulde", die am Südostrand der Attendorn-Elsper-Doppelmulde liegt, ist durch einen "Luftsattel" in einen südlichen (Altes Lager) und einen nördlichen Abschnitt (Neues Lager) gegliedert. Das Alte Lager bildet eine spezialgefaltete Mulde mit einem steilen, z.T. überkippten Südflügel und einem flacheren Nordflügel. Nördlich des Alten Lagers setzt sich der Lagerhorizont, unterbrochen durch den Luftsattel, als Neues Lager, in dem auch der Sicilia-Schacht steht, fort. Im oberen Teil des Neuen Lagers herrscht insgesamt steile bis überkippte Lagerung vor,

zur Teufe hin wird sie geneigt bis flach. Mit Annäherung an den Riffkörper tritt eine intensive Verschuppung und Lagerverdopplung auf.

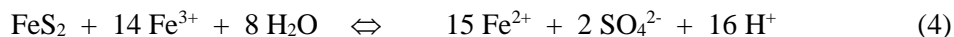
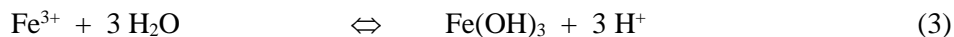
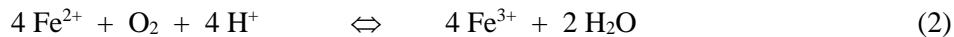
In den Festgesteinen des Devon-Gebirges tritt ausschließlich Kluftgrundwasser auf. Im unverritztem bzw. nicht durch Abbaueinwirkung beeinflusstem Gebirge ist die Wasserführung allgemein unbedeutend. So sitzen dem westlichen, tieferen und mit Versatz betriebenen Abbaubereich nur relativ geringe Wassermengen zu. Dagegen sitzen den östlichen, oberflächennah intensiv und z.T. ohne Versatz gebauten Lagerstättenteilen erhebliche, stark niederschlagsabhängige Wassermengen zu. Bei einer durchschnittlichen Niederschlagsmenge von rd. 890 mm/a saßen der Grube insgesamt eine Wassermenge von rd. 4 m³/min zu, wobei ca. 70 % der zu fördernden Grubenwassermenge aus den ausgeerzten Abbauen des Alten Lagers stammten.

Grundwasserführende Lockergesteine treten vorwiegend in den Fluß- und Bachtälern auf. So führen die Quartärablagerungen in der Talaue der Lenne in erheblichem Ausmaß Porengrundwasser. In den geringmächtigen Quartärablagerungen und Verwitterungsbildungen der Hänge sind nur unzusammenhängende Linsen von Porengrundwasser bzw. Schichtwasser vorhanden.

Die Oberflächenwässer, einschließlich der Lenne, haben einen geringen Gesamtlösungsinhalt und sind als Süßwasser vom Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Typ anzusprechen.

Die Grubenwässer lassen sich prinzipiell zwei Gruppen zuordnen: (sehr) saure Wässer (bis pH 1,7) mit hoher Leitfähigkeit und hohen Metall- und Sulfat-Konzentrationen (bis rd. 14.000 mg SO₄/l) und Wässer mit höheren pH-Werten, niedrigen Leitfähigkeiten und entsprechend geringerer Gesamtmineralisation.

Die sauren Wässer sind durch die Pyritoxidation der Sulfiderze beeinflusst. Thermodynamisch ist Pyrit bei Zutritt von Sauerstoff instabil. Der Sulfidschwefel wird zum Sulfat oxidiert, Eisen(II)-Ionen gehen in Lösung und werden durch Reaktion mit Sauerstoff in die dreiwertige Form überführt (vgl. Gleichung 1 und 2 unten). Eisen(III) ist nun wiederum ein gutes Oxidationsmittel, daß die Oxidation des Sulfidschwefels seinerseits beschleunigt (Gl. 4). Pyrit wird dann nicht mehr durch die langsam ablaufende direkte Oxidation mit Sauerstoff oxidiert, sondern durch das im Prozeß entstandene Eisen(III). Die zunehmende Säurekonzentration verstärkt diesen Kreisprozeß zusätzlich:



Generell gehören alle Wässer dem SO_4 -Typ an, wobei unabhängig von der Gesamtmineralisation mal Calcium, mal Magnesium bei den Kationen überwiegt. Bei den stärker mineralisierten Wässern kann auch Eisen oder Zink mit höheren Anteilen als Calcium oder Magnesium auftreten. Ein eindeutiger Trend zu höheren Gehalten mit der Tiefe ist nicht festzustellen.

3.3.2 Sicilia-Schacht

Der Sicilia-Schacht erreicht in rd. 616 m Teufe die 12. Sohle. Über einen Hilfsschacht (Blindschacht) ist das tiefere Grubengebäude bis zur 15. Sohle in rd. 757 m Teufe angeschlossen. Die Sohlen wurden in regelmäßigen Abständen von 50 m aufgefahren, die 1. Sohle liegt in einer Teufe von 73 m. Noch 27 m höher, in 46 m Teufe, liegt der als Wasserlösungstollen fungierende Erbstollen.

Da das Alte Lager, aus dem ca. 70 % der Wassermengen stammen, bereits geflutet war, wurden dessen Wassermengen mittels Rohrleitungen in den Sicilia-Schacht eingeleitet.

Eine erste Sal/Temp-Messung wurde im Mai 1997 bei einem Wasserspiegel von ca. 532 m Teufe vorgenommen. Da der Schacht nur bis max. 577 m Teufe frei befahrbar sein sollte, betrug die erste Meßstrecke demnach nur rd. 45 m. Wegen der Möglichkeit, hier einen Flutungsverlauf von Anfang an zu beobachten, wurde die kontinuierliche Sal/Temp-Messung trotz der nur geringmächtigen Wassersäule durchgeführt.

Leider wurde die Temperatursonde - wahrscheinlich durch Aufstoßen auf ein Hindernis oberhalb der Wasseroberfläche im Schacht (Einstriche?) - während der Abwärtsfahrt beschädigt. Das Sondengehäuse wurde dabei stark gestaucht. Etwa 15 m unterhalb der Wasseroberfläche fiel der Temperaturfühler aus. Vermutlich war der Glaskontaktfühler bei dem Aufstoß angerissen und wurde durch den Wasserdruck gänzlich zerstört. Da die temperaturabhängige Salinitätsmessung anhand der Temperatur-

messung auf eine Standardtemperatur von 25 °C umgerechnet wird, konnte die Messung nicht ausgewertet werden.

Um die Gefahr eines weiteren Fehlversuchs zu minimieren, wurde im Laufe des Jahres eine Kamerabefahrung des Schachtes durchgeführt. Als Ergebnis bleibt festzuhalten, daß - außer den randlichen Einstrichen - keine Einbauten in den Schacht hineinragen. Die Sonde scheint vermutlich durch die Wetterströme ins Trudeln und so mit den Einstrichen in Kontakt geraten zu sein.

1998 wurden zwei Sal/Temp-Messungen im März und im September mit Erfolg durchgeführt (Anl. 45). Die Messungen wurden bis in rd. 541 m Teufe durchgeführt, d.h. bis unterhalb der 10. Sohle.

Zum Zeitpunkt der Messung im März 1998 lag der Wasserspiegel etwa 2 m unterhalb der 8. Sohle in rd. 419 m Teufe.

Anhand der Leitfähigkeits- und Temperaturkurve (03/98) läßt sich deutlich eine Schichtung der gesamten untersuchten Wassersäule in mehrere einzelne Wasserkörper erkennen:

Von der Wasseroberfläche bis in rd. 465 m Teufe, d.h. auf 46 m bleibt die Leitfähigkeit mit rd. 4.100 µS/cm konstant. Sie steigt dann sprunghaft, d.h. auf wenigen Zentimetern bis auf ca. 10.200 µS/cm an und bleibt konstant bis in ca. 472 m Teufe. Dort erhöht sie sich wiederum an einer scharfen Grenze bis auf etwa 16.500 µS/cm. Die Leitfähigkeit bleibt dann konstant bis in ca. 502 m Teufe und erhöht sich dann leicht auf ca. 16.600 µS/cm. Bei etwa 513 m Teufe nimmt die Leitfähigkeit erneut zu. Diesmal allerdings nicht sprunghaft an einer scharfen Grenze, sondern über etwa 7 m kontinuierlich bis auf rd. 17.700 µS/cm. Von ca. 520 m Teufe bis zur Meß-Endteufe von etwa 541 m Teufe bleibt die Leitfähigkeit dann konstant bei rd. 17.700 µS/cm.

Der Temperaturverlauf zeichnet die Schichtung in der Wassersäule durch jeweilige Temperaturkonstanz in den einzelnen Wasserkörpern nach. Von rd. 13,8 °C im obersten Wasserkörper steigt die Temperatur jeweils sprunghaft bis auf ca. 20,7 °C im untersten Wasserkörper an. Eine Ausnahme bildet das Niveau der 10. Sohle. Hier nimmt die Temperatur um etwa 0,3 °C auf ca. 20,3 °C ab. Da diese "kühlere" Zone rd. 1,5 m mächtig ist, ist ein Meßfehler auszuschließen.

Zum Zeitpunkt der Sal/Temp-Messung im September 1998 lag der Wasserspiegel mit 361,5 m Teufe etwas oberhalb der 7. Sohle. Auch diese Messung zeigt deutlich die

Ausbildung unterschiedlicher, mit der Teufe zunehmend mineralisierter und temperierter Wasserkörper, deren Grenzen sich an den Sohlenniveaus orientieren. Auch das Erzlager ist als "Unstetigkeitszone" in der Messung zu erkennen.

Im Vergleich zur Sal/Temp-Messung vom März sind unterhalb der 9. Sohle sowohl die Schichtgrenzen als auch die Leitfähigkeit und die Temperatur in etwa konstant geblieben. Der Wasserkörper zwischen der 9. Sohle und der 8. Sohle, der im März noch relativ "frisch" aus den geringer mineralisierten Wässern des Alten Lagers gebildet worden war, hat sich bis zum September weiter aufmineralisiert. Zwischen der 8. Sohle und der 7. Sohle hat sich mit der weiteren Flutung wieder ein geringer mineralisierter Wasserkörper gebildet. Andeutungsweise ist auch oberhalb der 7. Sohle ein nochmals geringer mineralisierter Wasserkörper zu erkennen.

Die von QUIRING (1936) aufgrund von Gebirgstemperaturmessungen auf verschiedenen Gruben des Rheinischen Schiefergebirges ermittelte durchschnittliche geothermische Tiefenstufe beträgt $45 \text{ m/1 } ^\circ\text{C}$ (geothermischer Gradient $2,2 \text{ } ^\circ\text{C/100 m}$) und ist im Vergleich zum Ruhr-Revier mit rd. $27 \text{ m/1 } ^\circ\text{C}$ (geothermischer Gradient $3,7 \text{ } ^\circ\text{C/100 m}$) deutlich höher (d.h. kühlere Gesteinstemperaturen im Rhein. Schiefergeb. bei gleicher Teufenlage). QUIRING führt das auf die gute Wärmeleitfähigkeit der stark verfestigten und dichten Gesteine zurück.

Unter Zugrundelegung seines geothermischen Gradienten von rd. $2,2 \text{ } ^\circ\text{C/100 m}$ wären z.B. in 410 m Teufe Temperaturen von ca. $17,0 \text{ } ^\circ\text{C}$ oder in 510 m Teufe von ca. $19,2 \text{ } ^\circ\text{C}$ zu erwarten (bei einer oberflächennahen Grundwassertemperatur von $8 \text{ } ^\circ\text{C}$) die sich mit den Temperaturprofilen von 1998 decken.

Die in unterschiedlichen Teufen genommen Wasserproben (S 1 bis S 5 im März 98, S 6 bis S 10 im Sept. 98) zeigen eine generelle Erhöhung der Mineralisation mit der Teufe und gleichzeitig eine Erniedrigung des pH-Wertes (Anl. 46). Die Konzentrationszunahmen, sowohl insgesamt als auch zwischen den einzelnen Wasserkörpern, decken sich gut mit dem Verlauf der Leitfähigkeitskurven. Da die erste Probenkampagne im März von der Sachtleben Bergbau Verwaltungsgesellschaft durchgeführt wurde und nur bestimmte Parameter analysiert wurden, ist ein direkter Vergleich mit den Proben im September, die ein anderes Labor analysiert hat, nicht möglich.

Wie in Kapitel 3.3.1 beschrieben, gehören die Wässer dem Sulfat-Typ an, wobei im oberen Wasserkörper (Probe S 6) Magnesium sowie auch (Eisen) und (Calcium) bei den Kationen überwiegt. Beim untersten Wasserkörper (S 10) überwiegt der SO_4 -

Gehalt noch stärker, hier treten die Kationen Magnesium und Eisen als untergeordnete Bestandteile auf.

Insgesamt bleibt festzustellen, daß sich trotz des Wasseranstiegs und trotz der Einspeisung von Wasser aus dem Alten Lager in den Sicilia-Schacht (Verwirbelung) eine Schichtung ausgebildet hat mit einzelnen Homogenitätsbereichen, deren Sprünge auf den Sohlenniveaus zu finden sind. Während sich bei den unteren, älteren Wasserkörpern schon eine gewisse Stabilisierung bezüglich Mineralisation und Temperatur eingestellt hat, ist bei den oberen, jüngeren Wasserkörpern noch eine Konzentrations- und Temperaturzunahme zu verzeichnen.

Da das Wasser hauptsächlich (ca. 70 %) aus dem Alten Lager stammt und damit die Grube mit einem \pm einheitlich zusammengesetzten Wasser geflutet wird, können hier für die beobachtete Schichtung nicht unterschiedlich mineralisierte Wasserzuflüsse in Frage kommen, sondern die an den Schacht angeschlossenen Sohlen ermöglichen, ausgelöst durch den geothermischen Gradienten, über Blindschächte etc. im Grubengebäude eine Wasserzirkulation (Konvektionskreisläufe).

4 Technikumsversuch zur Schichtung von Grubenwässern

Die in Kapitel 3 beschriebenen Untersuchungen zur Schichtung von Grubenwässern beschränkten sich auf "stichprobenartige" Aufnahmen in einzelnen Schächten oder Bohrungen. Um die Entwicklung von Schichtungen in einem über Schächte und Sohlen vernetzten Grubengebäude mit angrenzendem Gebirge unter kontrollierten und beeinflussbaren Bedingungen untersuchen zu können, wurde von Oktober 1997 bis Dezember 1998 ein Technikumsversuch im Labormaßstab durchgeführt.

4.1 Versuchsaufbau

In einem handelsüblichen PE-Faß (Durchmesser rd. 50 cm, Volumen rd. 120 Liter) wurde ein "Grubengebäude" aus PVC-Rohren nachgebildet, das aus zwei Schächten bestand, die über drei Sohlen miteinander verbunden waren. Dieses "Versuchsbergwerk" wurde eingebettet in ein "Gebirge" aus wechselnden Lagen von Grobsand (Korndurchmesser 0,7 - 1,2 mm) und Feinsand (Korndurchmesser 0,006 - 0,2 mm) zur Simulation unterschiedlicher Wasserdurchlässigkeit. In dem Gebirge, d.h. ohne direkten Kontakt zum Grubengebäude, stand ein Meßrohr. Randlich am PE-Faß befand sich außerdem ein Füllrohr, das unterhalb des Grubengebäudes in eine Kiesschicht (Korndurchmesser 2,0 - 4,0 mm) mündete. Das Grubengebäude aus den zwei Schächten (\varnothing 1,5 Zoll) und den drei Sohlen (\varnothing 1,25 Zoll) sowie das Meßrohr (\varnothing 1,5 Zoll) bestanden aus Filterrohren und hatten somit vollen Kontakt zum Gebirge. Das Füllrohr war im vertikalen Teil ein Vollrohr (\varnothing 1,5 Zoll), in der Kiesdrainage ein Filterrohr (\varnothing 1,25 Zoll). Die Prinzipskizze der Anlage 47 verdeutlicht den Aufbau.

Das PE-Faß stand wiederum in einem etwas größeren wassergefüllten Gefäß, so daß etwa das untere Drittel des PE-Fasses von Wasser umgeben war. Über eine Heizspirale in dem "Wasserbottich" konnte dessen Wasser erwärmt werden und so von außen ein "geothermischer Gradient" im wassererfüllten Grubengebäude erzeugt werden.

Über das Füllrohr wurde zuerst Süßwasser (Leitungswasser) eingegeben, das dann vorsichtig mit Salzwasser (Sole) unterschichtet wurde. Verwendet wurden Süßwasser und Sole, um die Entwicklung/Schichtung unterschiedlich schwerer Wässer zu beobachten. Nach der ersten Befüllung am 23.10.97 wurde kein weiteres Salzwasser nachgefüllt. Flüssigkeitsverluste durch Verdunstung wurden regelmäßig durch Leitungswasser ausgeglichen, das von oben auf das PE-Faß geschüttet wurde ("Niederschlag").

Entsprechend den in Kapitel 3 erläuterten Sal/Temp-Messungen wurden auch hier in den beiden Schächten und im Meßrohr die Leitfähigkeit und die Temperatur gemessen. Dazu wurde langsam und vorsichtig der Meßfühler eines handelsüblichen Labor-Leitfähigkeitsmeßgerätes in die jeweilige Wassersäule eingetaucht und die Meßwerte in unterschiedlichen Tiefen abgelesen. Die Meßergebnisse wurden, wie die bereits beschriebenen Sal/Temp-Messungen, als Profile der Leitfähigkeit und der Temperatur abgebildet. Die im nachfolgenden Kapitel 4.2 erläuterten Diagramme (Anl. 48 bis 62), sind zur besseren Vergleichbarkeit einheitlich aufgebaut und skaliert. Neben den jeweils drei Leitfähigkeits- und Temperaturprofilen für die zwei Schächte und für das Meßrohr (die Markierungen auf den Profilen stellen die eigentlichen Meßpunkte dar) sind die "Geländeoberkante" (GOK), die drei Sohlenniveaus sowie die "hydrogeologische" Unterteilung in Grob- und Feinsand eingetragen. Da die Schächte und das Meßrohr unterschiedlich hoch über die Geländeoberkante herausragten und damit für die Messungen verschiedene Ausgangshöhen existiert hätten, wurde als einheitlicher Bezugspunkt für alle Tiefenangaben die Oberkante des Schachtes 2 festgelegt und alle Tiefenangaben entsprechend umgerechnet.

4.2 Meßergebnisse

Für die ersten Untersuchungen wurde die Temperatur der Heizspirale im Wasserbottich mit der Befüllung am 23.10.97 auf 30 °C eingestellt. Die erste Sal/Temp-Messung wurde am 29.10.97, d.h. 6 Tage später durchgeführt (Anl. 48). Der Süßwasserkörper zeigt konstante Leitfähigkeiten von rd. 1.300 µS/cm und Temperaturen von rd. 21,2 °C. Der Übergang zwischen dem Süß- und dem Salzwasser liegt in 88 cm bis 89 cm Tiefe. In einer etwa 9 cm mächtigen Übergangszone steigt die Leitfähigkeit kontinuierlich bis auf rd. 120.000 µS/cm an, auf den letzten ca. 4 cm dann nur noch bis auf rd. 125.000 µS/cm. Die Temperatur nimmt ab der Übergangszone bis zur Meß-Endtiefe kontinuierlich von rd. 21,2 °C auf rd. 24,4 °C zu.

Die nachfolgenden Messungen zeigten dann innerhalb von etwa einer Woche einen relativ schnellen Anstieg dieser Süßwasser/Salzwasser-Grenze bis in ein Niveau von rd. 83 cm Tiefe und ein anschließendes Verharren (bis Dezember 1997 wurde die Konstellation (Heizspirale 30 °C) nicht verändert, Beispiel Anl. 49 am 05.12.97). Außerdem kam es, bezogen auf gleiches Tiefenniveau, zu einer leichten Differenzierung der Leitfähigkeiten in den einzelnen Rohren im Übergangsbereich sowie vor allem auch zu einer Differenzierung der Temperaturen. Diese Unterschiede, die z.B. bei der

Temperatur bis zu etwa 0,4 °C betrugen, waren "gleichsinnig" ausgebildet, d.h. an den Standorten mit höheren Temperaturen waren auch höhere Leitfähigkeiten zu verzeichnen.

Am 19.12.97 wurde die Heizspirale ausgeschaltet. Die nächsten Messungen im Januar 1998 zeigten konstante Temperaturen auf dem gesamten Profil (Raumtemperatur) und - bezogen auf die Leitfähigkeit, d.h. auf die Mineralisation - einen "weicheeren" Übergang vom Süßwasser zum Salzwasser, wobei dieser Übergang rd. 10 cm höher ansetzte (Beisp. Anl. 50 am 29.01.98). Auch die Differenzen zwischen den Rohren glichen sich einander an.

Mit dem Wiedereinschalten der Heizspirale (30 °C) nach der Messung am 29.01.98 stellte sich die ursprüngliche Schichtgrenze und Differenzierung schnell wieder ein; allerdings auf einem etwa 5 cm höherem Niveau bei rd. 77 cm Tiefe (Beisp. Anl. 51 am 10.02.98). Diese Grenze wanderte im Laufe der nächsten 6 Wochen noch um etwa 2 cm bis 3 cm nach oben und verharrte dann im Niveau von 74/75 cm Tiefe (Beisp. Anl. 52 am 27.03.98).

Mit dem Erhöhen der Heiztemperatur auf 40 °C ab 30.03.98 bildete sich in den folgenden Tagen die Grenze schärfer aus und wurde etwas nach unten verschoben (Beisp. Anl. 53 am 03.04.98). Gleichzeitig kam es zu einer deutlicheren Differenzierung bei der Temperatur und der Leitfähigkeit (in der Reihenfolge Schacht 2 > Schacht 1 > Meßrohr) in Grenzbereich. Diese Konstellation war über die Heizperiode von insgesamt etwa drei Monaten stabil (Beisp. Anl. 54 am 04.05.98, Anl. 55 am 03.06.98). Zwar wurde auch die Wassertemperatur im Süßwasserbereich im Laufe der Beheizung etwas höher, es blieb aber bei einer homogenen Ausbildung, d.h. einer konstanten Temperatur über die gesamte Süßwasserschicht.

Mit dem abermaligen Ausschalten der Heizung nach der Messung am 03.06.98 bildete sich innerhalb weniger Tage wieder die "weichere" Übergangszone aus (Beisp. Anl. 56 am 05.06.98, Anl. 57 am 08.06.98), die sich in den nächsten Tagen ausweitete (Beisp. Anl. 58 am 19.06.98). Die Temperaturprofile verliefen wieder homogen über die gesamte Wassersäule (Raumtemperatur).

Mit dem Wiedereinschalten der Heizspirale (40 °C) nach der Messung am 19.06.98 bildeten sich die Schichtgrenze und die Differenzierungen erneut schnell aus. Die Anlage 59 zeigt den Beginn der Entwicklung am 22.06.98. Die Schichtgrenze bildete sich anfänglich in einem Niveau von etwa 66/67 cm Tiefe, verlagerte sich dann aber weiter nach unten (Anl. 60 am 09.07.98).

Am 17.07.98 wurde die Heizung endgültig abgeschaltet und das System bis Ende des Jahres 1998 in Ruhe gelassen. Es kam zu einer Vergleichmäßigung/Mischung der beiden Wässer mit einer zur Tiefe \pm linear ansteigenden Leitfähigkeit und konstanter (Raum-)Temperatur (Beisp. Anl. 61 am 05.08.98, Anl. 62 am 23.12.98).

Zusammenfassend läßt sich aus dem Langzeitversuch im Technikumsmaßstab festhalten, daß der künstlich angelegte geothermische Gradient dem "natürlichen" Bestreben der Wässer zur Dichtedifferentiation, d.h. zur gleichmäßigen Zunahme der Mineralisation (und der Dichte) mit der Tiefe, entgegensteht. Das zeigen auch die drei Diagramme der Anlagen 63 bis 65, in denen, bezogen auf die Tiefe, die Entwicklung konstanter Leitfähigkeiten im Meßrohr und in den beiden Schächten über die Zeit dargestellt ist. Dabei wurden anhand der Leitfähigkeitsprofile für ausgewählte Leitfähigkeiten (5.000, 10.000, 25.000, 50.000 und 85.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) die Tiefen bestimmt und über die Zeit aufgetragen. Das "Auseinanderdriften" sowie auch das Abbrechen der äußeren Kurven zeigt den generellen Trend zur Vergleichmäßigung an. So bedeutet das Abbrechen der unteren Kurve (85.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), daß dieser Meßwert in der Folgezeit immer unterschritten wurde, entsprechend bedeutet das Abbrechen der oberen Kurven (5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), daß der jeweilige Meßwert in der Folgezeit immer überschritten wurde. Für diejenigen Leitfähigkeitsbereiche, in denen sich die Schichtung auswirkte, ist an den Kurven deutlich zu erkennen, daß die Beheizung dem Trend zum Hochsteigen der Leitfähigkeit (z.B. 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) auf ein höheres Teufenniveau entgegenwirkte, also wieder auf ein tieferes Teufenniveau zog.

Nur bei einer Beheizung ließ sich eine relativ scharfe Grenze zwischen Süß- und Salzwasser erkennen, die über den jeweiligen Heizzeitraum \pm stabil blieb. Gleichzeitig kam es im Grenzbereich zu einer, bezogen auf gleiches Tiefenniveau, gleichsinnigen Differenzierung von Leitfähigkeit und Temperatur, d.h. in ein und demselben Niveau waren Temperatur und Leitfähigkeit im Schacht 2 höher als im Schacht 1 und im Meßrohr. Da diese Differenzierungen regelmäßig mit der Beheizung auftraten, ist ein Meßfehler auszuschließen. Als Ursache wird eine temperaturbedingte Dichteströmung vermutet, wie sie auch von WOLKERSDORFER (1996) beschrieben wird (vgl. Kap. 5). Im Schacht 2 steigt wärmeres und damit etwas leichteres Wasser auf, kühlt sich im oberflächennahen Bereich ab und sinkt über Schacht 1 und dem Meßrohr wieder zur Tiefe (Konvektionskreislauf). Durch die Aufstiegsbewegung sind im Übergangsbereich zwischen Salz- und Süßwasser auch etwas höhere Mineralisationen (Leitfähigkeiten) möglich.

Bei Raumtemperatur wird die Grenze zunehmend "weicher" und es entsteht ein allmählicher Übergang zwischen den beiden Wässern. Ein wiederholtes Beheizen führte regelmäßig zur erneuten Ausbildung einer stabilen Schichtgrenze.

Anders als z.T. bei den Messungen in realen Schächten (Kap. 3) ließ sich ein Zusammenhang zwischen der Schichtgrenze Süßwasser/Salzwasser und "Unstetigkeitszonen" wie z.B. Sohlenniveaus u.a. oder gar "Schichtgrenzen" im Gebirge (Feinsand/Grobsand) nicht nachweisen. Als Ursache dafür kommt zum einen das "Maßstabsproblem" in Frage, zum anderen die Tatsache, daß das "Versuchsbergwerk" ein statisches System war ohne Zu- und Abflüsse, während bei den untersuchten Schächten Zu- bzw. Abflüsse möglich sind.

5 Literaturrecherche zur Schichtung von Grubenwässern

Mit Hilfe der Literaturdokumentation der ehemaligen Bergbau-Bücherei, der vormals zur DMT gehörenden Zentralbibliothek des Westdeutschen Steinkohlenbergbaus, wurde zu dem Themenkomplex "Grubenwasseranstieg / Flutung von Bergwerken / Schichtung in Wassersäulen" eine umfangreiche Literaturrecherche durchgeführt. In der seit 1924 bestehenden Dokumentation, die ständig auf den neuesten Stand gehalten wird, werden rd. 250 Zeitschriften und Kongreßberichte gemäß den Arbeitsschwerpunkten der DMT und der Gemeinschaftsorganisationen des deutschen Steinkohlenbergbaus (u.a. Bergbau, Geologie) ausgewertet und dokumentiert. Diese Dokumentation verzeichnet ca. 300.000 Literaturnachweise, die nach Autoren und Sachgebieten recherchiert werden können.

Mit dem Ziel einer möglichst breit gestreuten und damit vollständigen Abfrage wurden darüber hinaus Online-Recherchen in den folgenden Datenbanken durchgeführt:

- BERG (Bergbau) enthält bibliographische Hinweise auf die deutsche und internationale Fachliteratur des Bergbaus und der angrenzenden Gebiete (ca. 8.000 Zitate von 1986 bis heute). Schwerpunkte sind u.a. der Tage- und Untertagebau, der Tunnelbau sowie die Fels- und Bodenmechanik.
- ENERGIE (Deutsche Energie Datenbank) enthält vorwiegend Zitate aus dem deutschsprachigen Raum über alle Aspekte des Querschnittsbereiches Energie (ca. 322.000 Zitate von 1974 bis heute). Behandelt werden alle Energiequellen. Neben wissenschaftlicher und Technischer Literatur werden auch Publikationen von regionaler Bedeutung erfaßt. Zu den inhaltlichen Schwerpunkten gehören u.a. die fossilen Energieträger (Kohle, Erdöl, Erdgas, etc.), energierelevante Aspekte von Umweltschutz, Geowissenschaften.
- ENERGY (Energy Science and Technology) umfaßt die weltweit umfassendste Literatursammlung über alle Aspekte des Querschnittsbereiches Energie (ca. 3,69 Mio. Zitate von 1974 bis heute).
- GEOL (Geoline) weist weltweit Fachliteratur zum Bereich Geowissenschaften und Rohstoffe nach (ca. 681.000 Zitate von 1970 bis heute). Zu den inhaltlichen Schwerpunkten der erfaßten Literatur gehören u.a. Geologie, Hydrogeologie, Umweltgeologie, Geophysik, Geochemie und Bergwirtschaft.
- GeoRef (Geological References) umfaßt die weltweit erscheinende Literatur aus dem Bereich der Geologie und Geowissenschaften (ca. 2,18 Mio. Zitate von 1785

bis heute). Schwerpunkte sind u.a. regionale Geologie, Geochemie, Geophysik und Hydrologie.

- SCISEARCH deckt multidisziplinäre Fachgebiete aus Wissenschaft und Technologie umfassend ab (ca. 17 Mio. Zitate von 1974 bis heute).

Die Anzahl der aus den Online-Recherchen erhaltenen Zitate ist in starken Maße abhängig von der Wahl bzw. der Kombination der Suchbegriffe (z.B. Grubenwasser, Flutung, Schichtung, etc., jeweils deutsch und englisch). Je konkreter das Thema gefaßt wurde (z.B. durch die Verbindung mehrerer Suchbegriffe mit "und"), desto weniger Zitathinweise (oder sogar keine) wurden angezeigt. Aus diesem Grund mußte der Suchbegriff eher etwas allgemeiner gefaßt werden (z.B. nur Grubenwasser), was dann zu einer Flut von "Treffern" führte, die ausgewertet werden mußten.

Trotz der Vielzahl der so erhaltenen Zitate lagen konkret zum Thema "Schichtung in Wassersäulen" nur sehr wenige interessante Publikationen vor, die im folgenden kurz zusammengefaßt werden:

CZOLBE et al. (1992) wiesen in dem seit 1974 gefluteten Salzschat Peißen bei Bernburg (Sachsen-Anhalt) anhand von Temperatur- und Dichtelogs Schichtungen in der fast 400 m mächtigen Wassersäule nach mit markanten Temperatursprüngen bis zu 6 °C und Dichtesprüngen bis zu 0,06 g/cm³ zwischen den einzelnen homogenen Wasserkörpern ("Isothermiebereiche") (Anl. 66). Durch das Freisetzen von radioaktiven Tracern in zehn unterschiedlichen Teufen und der Beobachtung ihrer Ausbreitung konnten starke Flüssigkeitsbewegungen innerhalb der Konvektionszellen beobachtet werden mit einer Aufwärtsbewegung in der Nähe der Schachtwand und einer Abwärtsbewegung in der Schachtmitte. Anhand der Ausbreitung der Tracerwolke wurden Bewegungsgeschwindigkeiten zwischen 0 m/h und 70 m/h in der größten, etwa 170 m mächtigen Konvektionszelle errechnet, wobei die Strömungsgeschwindigkeit im mittleren Bereich eines Homogenitätsbereiches am größten zu sein schien. Die Grenzen einer Konvektionszelle, markiert durch die Sprünge, wurden von den Tracerwolken nicht überschritten.

Als auslösende Ursache der Flüssigkeitsbewegung sehen auch CZOLBE et al. den geothermischen Gradienten an. Verschiedene Anomalien, wie z.B. unterschiedliche gesteinspezifische Wärmeleitfähigkeiten/Klüftigkeiten/Wasserzuflüsse des anstehenden

Gebirges, Schachtausbau oder Schachtauffahrungen können die Flüssigkeitsbewegung in mehrere Konvektionszellen zerlegen, die sich als Homogenitätsbereiche stabilisieren. Starke thermische und chemische Änderungen beschränken sich auf die Grenzen der Konvektionszellen. Diese Grenzen wurden während der mehrmonatigen Messungen von den Tracerwolken nicht überschritten, so daß als alleiniger Transportmechanismus über die Konvektionszellen hinweg die molekulare Diffusion übrig bleibt.

Die Strömungsvorgänge im Schacht wurden mit einem mehrdimensionalen Simulationsmodell erfaßt. In einen mit homogener Sole gleichmäßig gefüllten Schacht führte der geothermische Gradient zu einem einzigen geschlossenen Zirkulationsfeld mit einer Aufwärtsströmung an der Schachtwand und einer Abwärtsströmung in der Schachtmitte. Bei inhomogener Schichtung wies das Modell mehrere Konvektionszellen nach, "d.h. eine durch den geothermischen Gradienten induzierte Thermokonvektion überwindet nicht die Dichtesprünge in der Sole, so daß sich im Schacht keine geschlossene Zirkulationsströmung über die gesamte Schachtlänge einstellen kann".

ERICKSON et al. (1982) und LADWIG et al. (1984) untersuchten ein seit etwa 20 Jahren geflutetes Anthrazitkohlen-Revier im östlichen Pennsylvania/USA. Es konnte in fünf von neun Schächten eine Schichtung in den Wassersäulen nachgewiesen werden mit scharfen Grenzen bezüglich des Chemismus, wobei die oberen Wasserkörper geringer mineralisiert waren als die unteren. Die Grenzen standen u.a. in Bezug zu ausgekohlten Flözen, deren Niveau durch die Schächte unterbrochen wurde, oder (ehemaligen) Wasserzuflüssen. Diese Bereiche scheinen den Autoren prädestiniert für etwaige Wasserzirkulationen im gesamten Grubenrevier.

HERBERT & SANDER (1987) und HERBERT (1989) zeigen Schichtungen in den Schächten Hope und Adolfsglück des 1982 stillgelegten Kalibergwerks Hope nördlich von Hannover (Niedersachsen). Gemessen wurden u.a. Temperatur, Leitfähigkeit und Dichte. Dort ist die Dichteschichtung in erster Linie auf die Salinität zurückzuführen.

HERBERT (1989) faßt durch Schachtmessungen in abgesoffenen Carnallit-Hartsalzbergwerken gewonnene Erkenntnisse zusammen, von denen in dem hier vorliegenden Zusammenhang (Ausbildung/Stabilität einer Schichtung) die folgenden interessant erscheinen:

- In einer Schachtsäule können zwei oder mehrere turbulent durchmischte Wasserkörper aneinandergrenzen, ebenso können sich jedoch ruhende Zonen mit turbulent durchmischten abwechseln.
- Schichten mit turbulenter Strömung zeichnen sich durch sehr einheitliche Temperatur, Leitfähigkeit, Dichte und chemische Zusammensetzung aus. In ruhigen Schichten ist dagegen ein ausgeprägter Konzentrations- und Temperaturgradient festzustellen.
- Der Stofftransport erfolgt in ruhigen Schichten durch Diffusion (d.h. sehr langsam), in turbulent durchmischten Schichten jedoch vorwiegend durch die Strömung (d.h. sehr schnell).
- Die Schichtgrenzen (Dichtegrenzen) wirken auf die Strömung ähnlich wie mechanische Barrieren, d.h. an diesen Grenzen kehrt die Strömung um. Sie haben auf den Stofftransport eine deutliche Barrierewirkung weil der Stofftransport über die Dichtegrenze hinweg nur durch Diffusion erfolgt, auch wenn beide aneinandergrenzende Schichten turbulent durchmischt sind.

WOLKERSDORFER (1996) untersuchte die hydrochemischen Verhältnisse im Flutungswasser des ehemaligen Uranbergwerks Niederschlema/Alberoda bei Aue (Sachsen). Durch teufenabhängige Temperatur-, Leitfähigkeits-, pH- und Redoxmessungen konnte in verschiedenen Schächten bzw. Blindschächten eine Schichtung des Wasserkörpers in unterschiedlich mächtige Bereiche festgestellt werden.

Der Autor geht von der Modellvorstellung einer temperaturbedingten Dichteströmung nach Art eines "Thermosyphons" aus (GEBHART et al. 1988): An den Schachtwänden und den Sohlenstößen findet eine Erwärmung des Wasserkörpers statt, sofern die Gebirgstemperatur höher ist als die Wassertemperatur. Von der Wasseroberfläche und den Schachtwänden mit Temperaturen unter denen des Flutungswassers geht hingegen eine Abkühlung des Wasserkörpers aus. Das erwärmte und damit etwas leichtere Grubenwasser strömt deshalb, durch die Dichteunterschiede bedingt, an den Schachtwänden nach oben, kühlt sich im oberflächennahen Bereich des Wasserkörpers ab und sinkt in der Schachtmitte wieder zur Tiefe. Sobald das Wasser beim Absinken im Schacht wieder eine gewisse Temperatur, somit Dichte, erreicht hat, beginnt der Kreislauf von neuem (Konvektionswalze). Dieses Prinzip funktioniert nicht nur in einem Schacht als Ganzes (eine Konvektionswalze), sondern auch, wenn das aufsteigende

Wasser auf eine Dichtegrenze trifft, die es nicht überwinden kann (Aufteilung in mehrere Konvektionswalzen, vgl. CZOLBE et al., 1992).

Sobald das Wasser in zwei oder mehr Schächten über Sohlen miteinander verbunden ist, können sich offene oder geschlossene Konvektionskreisläufe einstellen, wie sie wohl auch in den Hermann-Schächten (Kap. 3.1.5), im Schacht Willem II (Kap. 3.2.5), im Sicilia-Schacht (Kap. 3.3.2) und im Technikumsversuch (Kap. 4) und beobachtet wurden.

6 Regionale Schichtung von Grubenwässern im Ruhr-Revier

Das Phänomen der Schichtung in Wassersäulen in homogene Wasserkörper konnte bisher nur in Schächten und Bohrungen nachgewiesen werden. Für diese "Standwässer" in Schächten, sofern sie sich aus mehreren Zuflüssen mit unterschiedlich mineralisierten Wässern gebildet haben, sind Konzentrations- und Temperatursprünge an scharf ausgeprägten Grenzflächen zwischen Wässern mit unterschiedlichen Lösungsinhalten charakteristisch. Häufig liegen solche Grenzflächen im Niveau von "Anomalien" wie z.B. einem Wechsel in der Lithologie (unterschiedliche gesteinspezifische Wärmeleitfähigkeiten, Klüftigkeiten), Änderungen im Schachtausbau (unterschiedliche Isolation) oder Öffnungen zum Grubengebäude (Zirkulation über Strecken).

Die Temperaturkonstanz, d.h. die Aufhebung der geothermischen Tiefenstufe, innerhalb eines chemisch einheitlichen Wasserkörpers bzw. die starke Verminderung des geothermischen Gradienten muß durch Konvektionswalzen erklärt werden. Verschiedene Anomalien (s.o.) zerlegen die thermisch ausgelöste Flüssigkeitszirkulation in mehrere Konvektionswalzen, auf deren Grenzen sich die starken chemischen und thermischen Änderungen (Sprünge) beschränken. Die in situ-Messungen stellen jedoch nur "stichpunktartige" Untersuchungen dar. Es wurde daher auch der Frage nachgegangen, ob sich eine Schichtung von Wässern evtl. auch großräumig im Gebirge des Ruhr-Reviers nachweisen läßt.

Um die Möglichkeit einer regionalen Schichtung zu überprüfen, wurde auf die umfangreiche Datensammlung von Grubenwasseranalysen der DMT zurückgegriffen (rd. 1.400 Analysen), die sich grob in zwei Teile gliedern läßt. Die Mehrzahl der Analysen vor etwa dem Jahre 1990 (rd. 1.250 Analysen) gehen zurück auf eine systematische Datensammlung bei den einzelnen Bergwerken. Analysiert sind dort oftmals nur die Hauptelemente. Eine Beurteilung des genauen Probenahmeortes ist im Nachhinein nur schwer möglich. Viele dieser Proben wurden wahrscheinlich in Wasserseigen oder Pumpensümpfen genommen und nicht direkt am Austritt aus dem Gebirge, d.h. eine Vermischung und/oder Verdünnung mit Brauchwasser ist oftmals anzunehmen und die Proben repräsentieren somit nicht den natürlichen Gebirgswasserzufluß.

Die Wasserproben nach 1990 wurden größtenteils von der DMT im Rahmen eines Forschungsvorhabens des Landes Nordrhein-Westfalen ("Hydrochemie, Genese und Strömungsverhalten der Tiefengrundwässer im Ruhr-Revier", Projekt-Nr. 65.11-648-2; WEDEWARDT 1995) untertage selbst genommen und einer umfangreichen Analytik

unterzogen (rd. 150 Analysen). Diese Analysen lassen sich also im Hinblick auf ihren Herkunftsort zuverlässig beurteilen. WEDEWARDT konnte nachweisen, daß mit der Gesamtmineralisation der Tiefenwässer i.d.R. auch die Gehalte der meisten Hauptelemente (Na, K, Ca, Mg, Sr, Ba, Cl) sowie der Nebenbestandteile und Spurenelemente (NH₄, Fe, Mn, Li, Br, J) rasch mit der Tiefe zunehmen, wobei die Zunahme unterhalb von etwa –800 mNN oft langsamer verläuft. Ausnahmen bilden HCO₃ und B (Abnahme mit der Tiefe) sowie SO₄ (Maximum zwischen –600 mNN und –800 mNN).

Der Schwerpunkt des o.g. Forschungsvorhabens lag in der Klärung der Herkunft und Genese der Grubenwässer. WEDEWARDT (1995) deutete die hochkonzentrierten Tiefenwässer als Ablaugungssole der Steinsalz-Lagerstätten des Niederrheinischen Zechstein-Beckens. Aufgrund verschiedener hydrochemischer Parameter und Quotienten konnte er eine regionale Differenzierung der Tiefenwässer im Ruhr-Revier in einen "Westfälischen Raum" im östlichen Ruhr-Revier und in ein "Niederrhein-Gebiet" im westlichen Ruhr-Revier durchführen, deren Ursache der unterschiedliche geologische Aufbau ist. Die "Trennlinie" verläuft in etwa zwischen der Verbreitungsgrenze von Sedimenten des Tertiärs einerseits und der Kreide andererseits (wobei der Übergang zwischen den beiden Regionen oftmals ohne scharfe Grenze erfolgt), ungefähr auf der Verbindungslinie der Städte Duisburg - Dorsten.

Vor der Auswertung mußten die Analysen in die Datenbank eingegeben werden. Zur möglichst genauen Lagebestimmung (Rechts- und Hochwert, Tiefe) wurden oftmals alte Risse herangezogen. Die Anlage 67 zeigt einen Überblick über die regionale Verteilung aller Grubenwasseranalysen; die Unterteilung "alt/neu" entspricht der obigen Untergliederung. Zur besseren Orientierung sind auch einige Städte angegeben. Entsprechend der "Nordwanderung" des Ruhrbergbaus liegen die meisten neuen Grubenwasseranalysen eher im nördlichen Bereich, während die älteren Analysen auch den - heute nicht mehr zugänglichen - südlichen Raum abdecken.

In einem ersten Schritt wurden nur die neuen Analysen von WEDEWARDT (1995) nach ihrem Herkunftsgebiet (Westfalen - Niederrhein) getrennt und der Chlorid-Gehalt (stellvertretend für die Gesamtmineralisation) gegen die Tiefe aufgetragen (Anl. 68). Dabei wurden alle Analysen, die Beimischungen von gering mineralisierten Wässern (Brauchwasser, u.a.) erkennen ließen, d.h. deren Konzentrationen offensichtlich nicht mit der Tiefe korrelierten, nicht berücksichtigt.

Es hat den Anschein, daß die Wässer aus dem Niederrhein-Gebiet bei gleicher Tiefe eher einen etwas höheren Chlorid-Gehalt aufweisen als Wässer in vergleichbarer Tiefe aus dem Westfälischen Raum (was bei der relativen Nähe zu den Steinsalz-Lagerstätten des Niederrheinischen Zechstein-Beckens auch plausibel erscheint, s.o.). Die Steigung der Niederrhein-Trendlinie (-0,0057) ist flacher als die der Westfalen-Trendlinie (-0,0064). Je flacher die Trendlinie verläuft, desto schneller nimmt in dieser Darstellung der Chloridgehalt mit der Tiefe zu. Das Bestimmtheitsmaß R^2 als Quadrat des Pearsonschen Korrelationskoeffizienten ist ein Maß dafür, inwieweit zwischen zwei Datensätzen (hier: Tiefe, Chloridgehalt) eine lineare Abhängigkeit besteht (0 = keine Korrelation; 1 = lineare Abhängigkeit). Die Werte von etwa 0,7 belegen eine relativ gute Abhängigkeit bei allerdings verhältnismäßig großer Streuung.

Die Zunahme der Chlorid-Gehalte mit der Tiefe verläuft insgesamt betrachtet \pm linear. Für den Westfälischen Raum könnte sich jedoch bei etwa -900 mNN eine Schichtgrenze andeuten. Liegen die Chlorid-Konzentrationen zwischen -800 mNN und -900 mNN bei durchschnittlich rd. 60.000 mg/l, so steigen sie zwischen -900 mNN und -1000 mNN im Mittel auf gut 80.000 mg/l. Für das Niederrhein-Gebiet, in dem generell geringere Aufschlußtiefen erreicht werden, ließ sich aufgrund der relativ geringen Analysenanzahl aus Teufen unterhalb von -900 mNN keine entsprechende Grenze ableiten.

Um diese Andeutung einer regionalen Schichtgrenze im Gebirge zu überprüfen, wurde für einige ausgewählte Regionen auf den gesamten Datenbestand zurückgegriffen. Die Auswahl betraf insgesamt vier gut abgrenzbare Horste im Ruhr-Revier, d.h. Gebirgsschollen, die gegenüber den Nachbarschollen tektonisch herausgehoben sind. Die Anlage 69 zeigt die Verteilung der Analysenpunkte auf diesen generell etwa SE-NW-streichenden Gebirgsschollen (von West nach Ost: Rossenrayer -, Walsumer -, Dorstener - und Kamener Horst). Neben der Überprüfung einer möglichen Schichtung anhand einer größeren Probenanzahl konnte durch die Trennung in einzelne "Gebirgsblöcke" von West nach Ost auch dem o.g. Hinweis nachgegangen werden, daß die Wässer aus dem Niederrhein-Gebiet (also im Westen) eher einen etwas höheren Chlorid-Gehalt aufweisen als Wässer in vergleichbarer Tiefe aus dem Westfälischen Raum (im Osten).

Die Anlagen 70 bis 73 zeigen die Abhängigkeit der Chlorid-Gehalte von der Tiefe für die genannten tektonischen Horste. Es wird deutlich, daß sich eine Schichtung, d.h.

eine \pm sprunghafte Erhöhung z.B. der Chlorid-Gehalte in einer bestimmten Tiefe, wie sie sich in Anlage 68 für Analysen aus dem Westfälischen Raum anzudeuten schien, auf der Grundlage einer größeren Probenanzahl nicht nachweisen läßt.

Es scheint sich jedoch der Trend von einer in vergleichbarer Tiefe etwas höheren Mineralisation im Westen zu bestätigen, d.h. die Deutung der hochkonzentrierten Tiefenwässer als Ablaugungssole der Steinsalz-Lagerstätten des Niederrheinischen Zechstein-Beckens (WEDEWARDT 1995). Die Steigung der in den Anlagen ebenfalls jeweils dargestellten Trendlinie nimmt von Westen nach Osten, d.h. vom Rossenrayer Horst über den Walsumer -, den Dortener - und den Kamener Horst zu (je steiler die Trendlinie ist, desto weniger schnell nimmt der Chloridgehalt mit der Tiefe zu). Das ebenfalls mit angegebene Bestimmtheitsmaß (R^2 , s.o.) zeigt allerdings, daß die Datenpaare z.T. nur schlecht miteinander korrelieren.

Wahrscheinlich werden die untertage auf den verschiedenen Bergwerken genommenen Proben überprägt durch das bergbauliche Umfeld. Die Probenahme-Teufen auf den einzelnen Sohlen müssen nicht mit dem hydrochemischen Niveau übereinstimmen (die Wässer werden durch den Abbau zur Tiefe gezogen). Die genauen Örtlichkeiten der "alten" Proben lassen sich im nachhinein nicht mehr rekonstruieren. Viele Proben stammen nicht von direkten Wasserzuflüssen aus dem Gebirge, sondern wurden nach einem bereits \pm längerem Fließweg auf der Sohle (Wasserseige, Rohrleitung, Pumpbecken) genommen. Vermischungen mit anderen Wässern können so bereits stattgefunden haben.

7 Zusammenfassung

Es konnte anhand von eigenen Standortuntersuchungen, unterstützt durch einen Technikumsversuch im Labormaßstab, sowie anhand einer Literaturrecherche (Fallbeispiele) nachgewiesen werden, daß in Wassersäulen in gefluteten Schächten und tiefen Bohrungen Schichtungen vorhanden sein können mit scharfen Grenzen zwischen einzelnen, in sich homogenen Wasserkörpern. Die Homogenität äußert sich in einer Konstanz der Mineralisation (Leitfähigkeit, Chemie, Dichte) und der Temperatur im jeweiligen Wasserkörper. Starke thermische und chemische Änderungen beschränken sich auf die Grenzen zwischen den Wasserkörpern.

Die Temperaturkonstanz ist nur durch Konvektionsströmungen (thermische Ausgleichsströmungen) erklärbar, d.h. innerhalb eines homogenen Wasserkörpers ist die geothermische Tiefenstufe, die z.B. im Ruhr-Revier ca. $27 \text{ m}^\circ\text{C}$ (d.h. geothermischer Gradient von rd. $3,7^\circ\text{C}$ auf 100 m) beträgt, weitestgehend aufgehoben. Die einzelnen Konvektionszellen stellen homogene Bereiche dar, über deren Grenzen hinweg der Transport von Wasserinhaltsstoffen (nach Literaturangaben) erheblich eingeschränkt ist und wahrscheinlich nur durch molekulare Diffusion ermöglicht wird.

Im allgemeinen kommt es an den Grenzen der einzelnen Wasserkörper zu einer sprunghaften Zunahme der Mineralisation und der Temperatur mit der Tiefe, d.h. höher mineralisierte und temperierte Wässer werden von schwächer mineralisierten und kühleren Wässern überschichtet. Es wurden jedoch auch "inverse" Schichtungen, d.h. eine Abnahme von Temperatur und Mineralisation mit der Tiefe beobachtet.

Schichtungen konnten in diesem Vorhaben in Nordrhein-Westfalen sowohl in Steinkohlen- und Erz-Schächten als auch tiefen Deckgebirgs-Bohrungen nachgewiesen werden (aus der Literatur sind darüber hinaus Schichtungen aus Uranerz- und Salzbergwerken bekannt), d.h. eine Schichtung ist nicht an bestimmte geologische bzw. lithologische Verhältnisse gebunden.

Die Schichtungen sind unabhängig von der Zusammensetzung des Wassers (Wassertyp). So bilden sich Schichtungen sowohl zwischen unterschiedlichen Wassertypen aus, z.B. zwischen Hydrogencarbonat- und Natrium-Chlorid-Wässern, als auch zwischen gleichartigen Wässern, z.B. Na-Cl-Wässer mit unterschiedlichen Konzentrationen. Im Allgemeinen sind bezüglich des Chemismus keine signifikanten Unterschiede zwischen den tiefen Deckgebirgs-Wässern und den Karbon-Wässern zu verzeichnen. Beides sind - im Vergleich zu den oberflächennahen genutzten Grundwässern - hochkonzentrierte NaCl-Wässer.

Es zeigten sich Schichtungen sowohl zwischen Wasserkörpern mit sehr großen Mineralisations- und Temperaturunterschieden als auch mit nur sehr geringen Unterschieden. Auch die Mächtigkeit der homogenen Wasserkörper variiert von wenigen Metern bis mehreren hundert Metern. Die Grenzschicht selbst ist - unabhängig von der Größenordnung des Mineralisations- und Temperatursprunges - meist nur wenige Dezimeter mächtig.

Schichtungen wurden sowohl in schon gefluteten Schächten nachgewiesen als auch bereits während der Flutung. Auch Pumpaktivitäten in einem Schacht behinderten die Ausbildung von Schichtungen nicht. Schichtungen sind demnach in stationären wie in instationären Systemen möglich.

Die Schichtgrenzen sind an "Anomalien" wie z.B. unterschiedliche gesteinspezifische Wärmeleitfähigkeiten / Klüftigkeiten / Wasserzuflüsse des anstehenden Gebirges, Schachtausbau oder Schachtaufahrungen gebunden. In den Schächten ist ein Wechsel der hydraulischen Bedingungen vorrangig im Niveau der angeschlossenen Sohlen möglich, so daß sich die Schichtgrenzen bevorzugt daran orientieren.

Ein Vergleich mit älteren Messungen in Verbindung mit aktuellen Wiederholungsmessungen an ein und demselben Standort zeigte die Konstanz von Schichtungen über mindestens 8 Jahre; weiter zurück liegende Messungen lagen nicht vor.

Die auslösende Ursache der Konvektionsströmungen ist der geothermische Gradient. An den Schachtwänden und den Sohlenstößen findet eine Erwärmung des Wasserkörpers durch das Gebirge statt. Das erwärmte und damit etwas leichtere Grubenwasser strömt deshalb, durch geringste Dichteunterschiede bedingt, an den Schachtwänden nach oben, kühlt sich im oberflächennahen Bereich des Wasserkörpers leicht ab und sinkt in der Schachtmitte wieder zur Tiefe. Sobald das Wasser beim Absinken im Schacht wieder eine gewisse Temperatur, somit Dichte, erreicht hat, beginnt der Konvektions-Kreislauf von neuem. Verschiedene Anomalien, in erster Linie hydraulisch wirksame Sohlen im Schacht (s.o.), können die Flüssigkeitsbewegung dabei in mehrere unabhängige Konvektionszellen zerlegen, die sich als Homogenitätsbereiche stabilisieren.

Sobald das Wasser in zwei oder mehr (Blind-)Schächten in einem Grubengebäude über Sohlen miteinander verbunden ist, können sich (nach Literaturangaben) offene oder geschlossene Konvektionskreisläufe einstellen. Eigene Hinweise auf solche wei-

terreichenden Schichtungsphänomene wurden im Technikumsversuch sowie. auch in den Hermann-Schächten , im Schacht Willem II und im Sicilia-Schacht gefunden.

Ob zum Aufbau unterschiedlich mineralisierter Wasserkörper primär unterschiedlich mineralisierte Zuflüsse vorhanden sein müssen, oder ob sich auch ein anfänglich einheitlich aufgebauter Wasserkörper mit der Zeit in verschiedene Konvektionszellen zerlegt, deren Grenzen z.B. die einzelnen Sohlen mit der Möglichkeit der weiterreichenden Wasserzirkulation darstellen, ist anhand der vorliegenden "Momentaufnahmen" nicht eindeutig zu klären. Die Beobachtung, daß sich unterschiedliche Wasserkörper bereits während der Flutung eines Bergwerks - und in diesem Fall vornehmlich durch eine (relativ einheitlich zusammengesetzte) Wasserzugabe über den Schacht, d.h. nur geringe Zuflüsse innerhalb des Grubengebäudes - ausbilden und auch mit der weiteren Flutung die Schichtgrenzen \pm konstant an die einzelnen Sohlen gebunden sind, legt die Vermutung nahe, daß auch allein die mögliche Wasserzirkulation - ausgelöst durch den geothermischen Gradienten - über die Sohlen und Schächte etc. in einem Grubengebäude eine Schichtung hervorrufen kann.

Der Nachweis einer großräumigen, regionalen Schichtung im Gebirge (hier am Beispiel des Ruhr-Reviers) durch die statistische Auswertung einer großen Anzahl von vorhandenen Grubenwasser-Analysen konnte allerdings nicht mit ausreichender Sicherheit geführt werden.

Insgesamt lassen die Untersuchungen den Schluß zu, daß sich Schichtungen in Wassersäulen unter gewissen Randbedingungen, wie z.B. hydraulisch wirksame Wasserwegsamkeiten, "natürlicherweise" sowohl im Steinkohlen- als auch im Deckgebirge einstellen. Es kommt (in dem hier vorliegendem Beobachtungszeitraum von etwa acht Jahren) nicht zu einer Vermischung der unterschiedlich mineralisierten und temperierten Wässer. Der allgemein bekannten Konzentrations- und Temperaturzunahme der Wässer mit der Tiefe wird durch die sprunghaften Konzentrations- und Temperaturerhöhungen an den Schichtgrenzen entsprochen.

Die sich einstellenden Schichtungen können unter Umständen im Sinne einer hydraulischen Barriere zum Schutz der oberflächennahen Grundwässer genutzt werden.

8 Ausblick auf die Flutungsproblematik der Bergwerke im Ruhr-Revier

In den nächsten Jahren werden auf den Bergwerken einzelne Baufelder geschlossen, weitere Bergwerke werden zusammengelegt oder stillgelegt. Ähnliches trifft auf die Stillstandsbereiche der Zentralen Wasserhaltung zu. Damit kommt es zu weiteren, erst einzelnen Anstiegen des Grubenwassers, die im Laufe der Zeit miteinander korrespondierenden werden und so einen immer großräumigeren Einfluß ausüben können.

Durch die bergbaulichen Aktivitäten haben sich die Verhältnisse tiefgreifend verändert. Durch die untertägigen Auffahrungen entstand im Karbon ein dreidimensionales Verbundsystem langfristig offener Grubenhohlräume aus Strecken und Blindschächten, die praktisch das gesamte Ruhr-Revier untertägig \pm miteinander verbinden. Das Deckgebirge wurde von unzähligen Tagesschächten und Mutungsbohrungen durchstoßen, von denen zumindest die alten Mutungsbohrungen, von denen ein Verfüllprotokoll nicht vorliegt, als Zonen verstärkter vertikaler Wasserführung im Gebirge anzusprechen sind. Die natürlichen Grundwasserströmungsverhältnisse sind somit nachhaltig gestört.

Auflockerungen durch den Bergbau führten lokal zu Verbindungen zwischen den Grundwässern im unteren Grundwasserstockwerk des Deckgebirges und im Karbon. Durch die tiefen Wasserhaltungen des Bergbaues erfolgte teilweise ein Druckabbau im unteren Grundwasserstockwerk, im südlichen Ausbissbereich des Karbons kam es zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels.

Mit der Stilllegung von Bergwerken und der Einstellung der Wasserhaltungen wird ein Anstieg der Grubenwässer einhergehen. Die bisher künstlich tief gehaltenen Salzwässer werden wieder aufsteigen und das hydrogeologische System wird sich dem Zustand vor Beginn des Bergbaus annähern, was zu einer erheblichen Beeinträchtigung der derzeitigen Praxis der Grundwassernutzung führen (Wasserwerke, Mineralwasserbrunnen) kann.

Da sich die in diesem Forschungsvorhaben beobachteten Schichtungen in den unterschiedlichsten Gesteinsformationen ausgebildet haben, ist es unter Umständen möglich, Schichtungen gezielt im Sinne einer hydraulischen Barriere zum Schutz der oberflächennahen Grundwässer zu nutzen. Als Wegsamkeiten für Konvektionskreisläufe könnten z.B. in einem Grubengebäude horizontale (Strecken, Sohlen) und vertikale (Schächte, Blindschächte) Verbindungen offen gehalten werden. Die von unten anstei-

genden salzigen Grubenwässer könnten eventuell durch eine gezielte Überflutung mit "Süßwasser" an einem weiteren Aufstieg gehindert und in einen Konvektionskreislauf im Grubengebäude gezwungen werden.

Notwendige Untersuchungen zu Konvektionskreisläufen in einem in der Flutung befindlichen Grubengebäude oder gar Erfahrungen mit einer künstlichen Überflutung liegen bisher nicht vor. Geeignete Untersuchungsobjekte in Form von in Kürze stillzulegenden Bergwerken wären im Ruhr-Revier vorhanden. Ein konkretes Untersuchungskonzept müßte dazu möglichst frühzeitig mit dem Abschlußbetriebsplan abgestimmt werden.

Der Nachweis einer Ausbildung von Schichtungen in gefluteten Schächten und die Stabilität der Schichtungen selbst konnte in diesem Forschungsvorhaben nur in situ und nur für einen Zeitraum von etwa 8 Jahren geführt werden. Für Langzeit-Prognosen ist dieser Beobachtungszeitraum nicht ausreichend. Sie sind nur über ein numerisches Modell möglich. Dazu wäre das notwendige Instrumentarium im Sinne geeigneter Simulatoren und Modelleingangsparameter zu erarbeiten.

Ausgehend von den bisherigen Erfahrungen sowie evtl. Erkenntnissen aus einer begleitenden Untersuchung zur Flutung eines Bergwerks (s.o) wären zunächst die Parameter zur numerischen Berechnung anhand von Meßdaten zu kalibrieren. Hierbei müßten sensible Daten in situ genauer bestimmt werden. Dazu gehören z.B. die Geschwindigkeiten in einzelnen Konvektionszellen über die Höhe, die räumliche Ausdehnung von Konvektionskreisläufen in einem Grubengebäude, die quantitative und qualitative Bestimmung einzelner Zuflüsse oder auch der eventuelle Austausch von Stoffen über die Sprungschicht hinweg. Unterstützend könnten Technikumsversuche im Labormaßstab unter kontrollierten Bedingungen durchgeführt und ausgewertet werden.

Ist dieses Instrumentarium verfügbar, so ließe sich die berechnete Ausbildung von Schichtungen am "Modellfall" geflutetes Bergwerk eichen und die Langzeitsicherheit von Schichtungen und damit ein möglicher Schutz oberflächennaher nutzbarer Grundwasservorkommen durch den Grubenwasseranstieg überprüfen.

9 Schriftenverzeichnis

- BAECKER, P. (1953): Hydrochemie und Tektonik. – Gas u. Wasserfach (Ausg. Wasser), **94**: 417-420; München, Berlin.
- COLDEWEY, W.G. (1976): Hydrogeologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft im mittleren Emschergebiet. – Mitt. Westf. Berggewerkschaftskasse, **38**: 143 S.; Bochum.
- CZOLBE, P., & KRETSCHMAR, H.-J., & KLAFKI, M., & HEIDENREICH, H. (1992): Strömungszellen im gefluteten Salzschat. – N. Bergbautechn., **22**: 213-218; Leipzig.
- ERICKSON, P.M., & KLEINMANN, R.L.P., & POSLUSZNY, E.T., & LEONARD-MAYER, P.J. (1982): Hydrogeochemistry of a large mine pool. – In: Proc. 1st Int. Mine Water Congr., Budapest, **Vol. 1**: 27-42; Budapest.
- GEBHART, B., & JALURIA, Y., & MAHAJAN, R.L., & SAMMAKIA, B. (1988): Buoyancy-Induced Flows and Transport. – 1001 S.; Berlin (Springer).
- HERBERT, H.-J. (1989): Geochemische Vorgänge bei der Flutung des Kalisalzbergwerks Hope. Abschlußbericht des Teilvorhabens Geochemie. – GSF-Bericht 5/98: 62 S.; Neuherberg.
- HERBERT, H.-J., & SANDER, W. (1987): Die Flutung des Kalibergwerks Hope - Ergebnisse des geochemischen Meßprogramms. – Kali u. Steinsalz, **9**: 326-333; Essen.
- JÄGER, B., & OBERMANN, P., & WILKE, F.L. (1990): Studie zur Eignung von Steinkohlenbergwerken im rechtsrheinischen Ruhrkohlenbezirk zur Untertageverbringung von Abfall- und Reststoffen. – 4 Text-, 1 Anlagenband; "Machbarkeitsstudiu" im Auftrag des Landesamtes für Wasser und Abfall NW; [unveröff.].
- LADWIG, K.J., & ERICKSON, P.M., & KLEINMANN, R.L.P., & POSLUSZNY, E.T. (1984): Stratification in Water Quality in Inundated Anthracite Mines, Eastern Pennsylvania. – Report of Investigations, **RI 8837**: 35 S.; U.S. Dept. of Interior, Bureau of Mines.
- LEICHTLE, T., & THÜNKER, M. (1980): Auswertung hydrogeologischer Analysen von Grundwässern aus der Aachener Steinkohlenlagerstätte. – Referendar-Arbeit am Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen: 17 S., 16 Anl, 3 Tab.; Krefeld. [unveröff.].

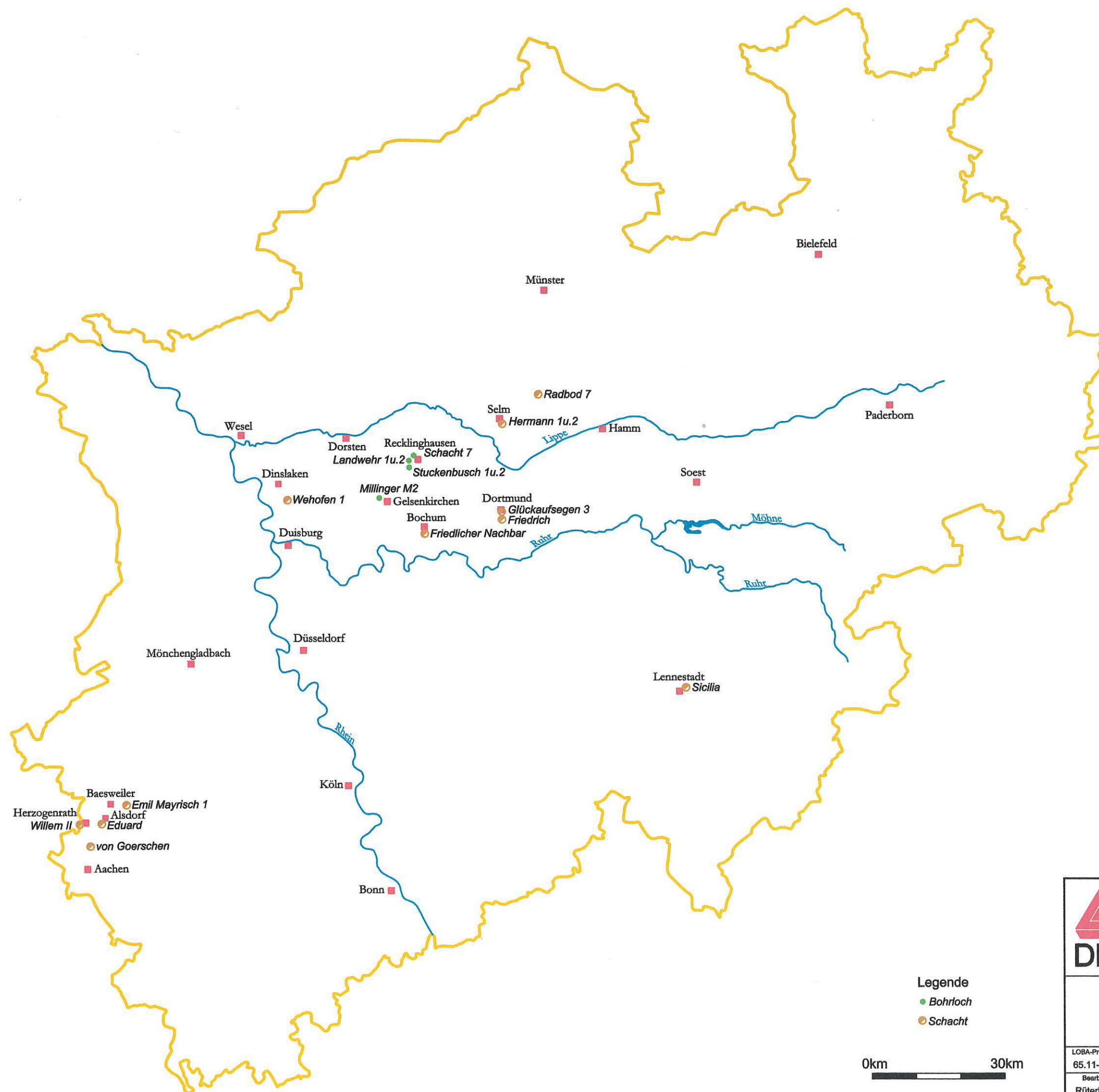
- LEONHARDT, J. (1983): Die Gebirgstemperaturen im Ruhr-Revier. – Das Markscheidewesen, **90**: 218-230; Essen.
- QUIRING, H. (1936): Neue geothermische Messungen in Eisen- und Erzgruben des Rheinischen Gebirges. – Glückauf, **72**: 57-62; Essen.
- WEDEWARDT, M. (1995): Hydrochemie und Genese der Tiefenwässer im Ruhr-Revier. – DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung, **39**: 250 S.; Bochum.
- WOLKERSDORFER, C. (1996): Hydrogeologische Verhältnisse im Flutungswasser eines Uranbergwerks - Die Lagerstätte Niederschlemma/Alberoda. – Clausthaler Geowiss. Diss., **H. 50**: 216 S.; Clausthal-Zellerfeld.

10 Entwicklungsziel, Schutzrechte und neuheitsschädliche Veröffentlichungen

Die im Berichtszeitraum durchgeführten Arbeiten und Maßnahmen entsprechen dem Entwicklungsziel. Die entstandenen Kosten stimmen sachlich und zeitlich mit dem für die Bewilligung der Zuwendung maßgebenden Antrag (Arbeitsprogramm) und Finanzierungsplan überein.

Schutzrechte im Zusammenhang mit den bezuschußten Arbeiten wurden weder erworben noch angemeldet.

Neuheitsschädliche Veröffentlichungen wurden nicht vorgenommen.



Legende

- Bohrloch
- Schacht

0km 30km

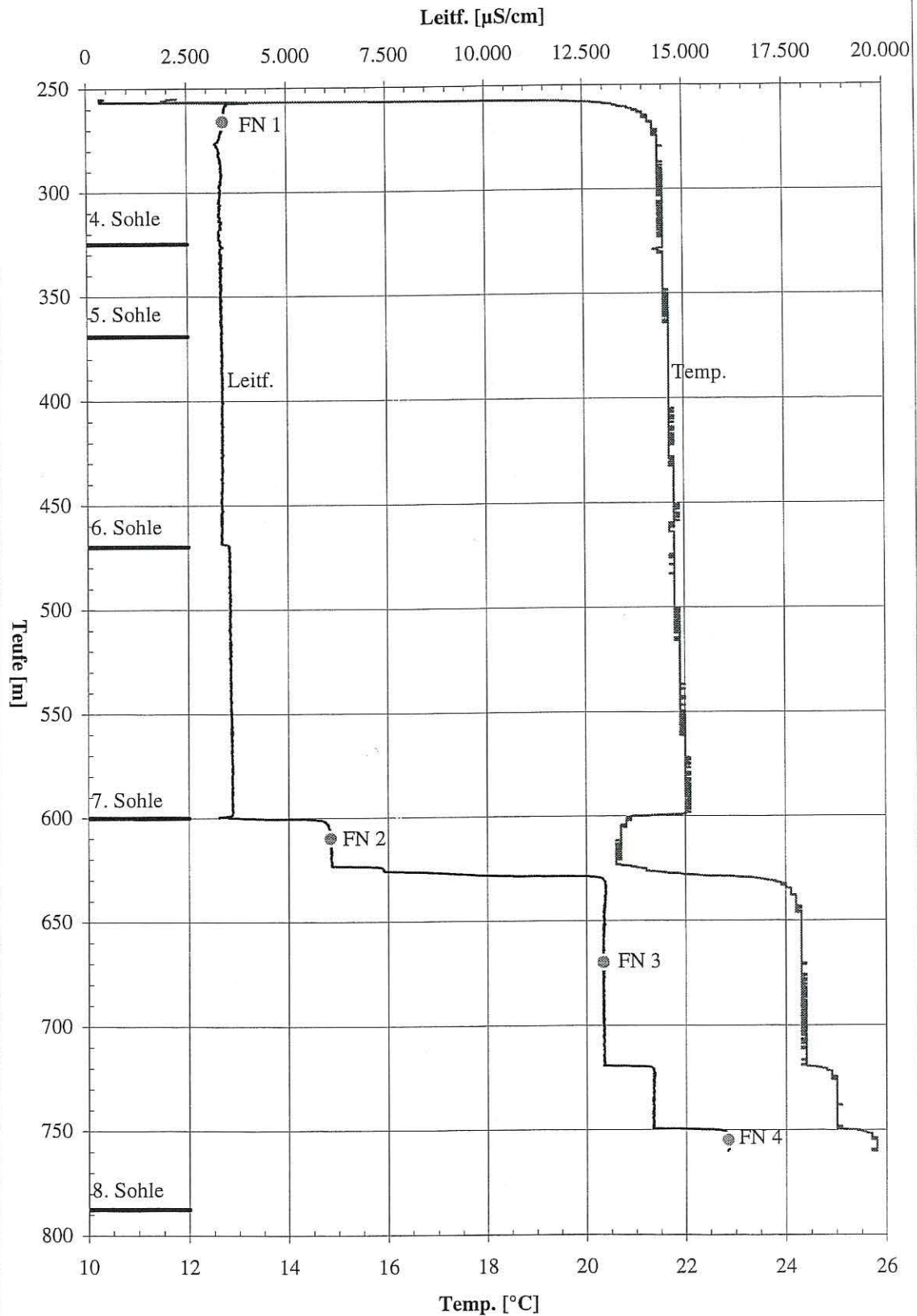


Deutsche Montan Technologie
GmbH
Geschäftsbereich GUC
Geo- und Bau-Consult-
Baugrundinstitut
Am Technologiepark 1 D-45307 Essen

Grubenwässer in
stillgelegten Bergwerken
Übersichtskarte

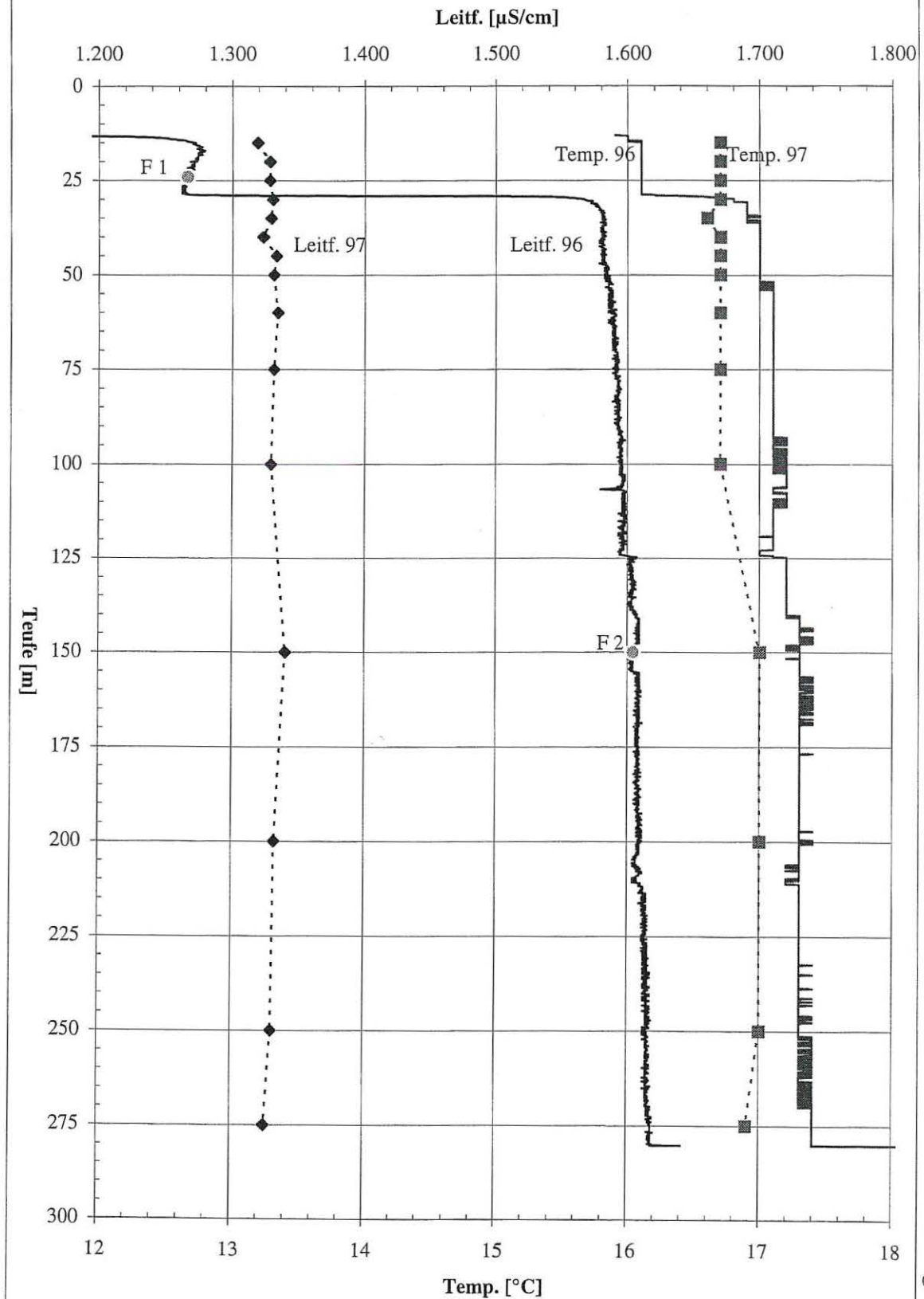
LOBA-Projekt-Nr. 65.11-706-2	Maßstab	Datum September 99
Bearbeiter Rüterkamp	Gezeichnet Ries	Geprüft Anlagen-Nr. 1

Schacht Friedlicher Nachbar Sal/Temp-Messung 1996

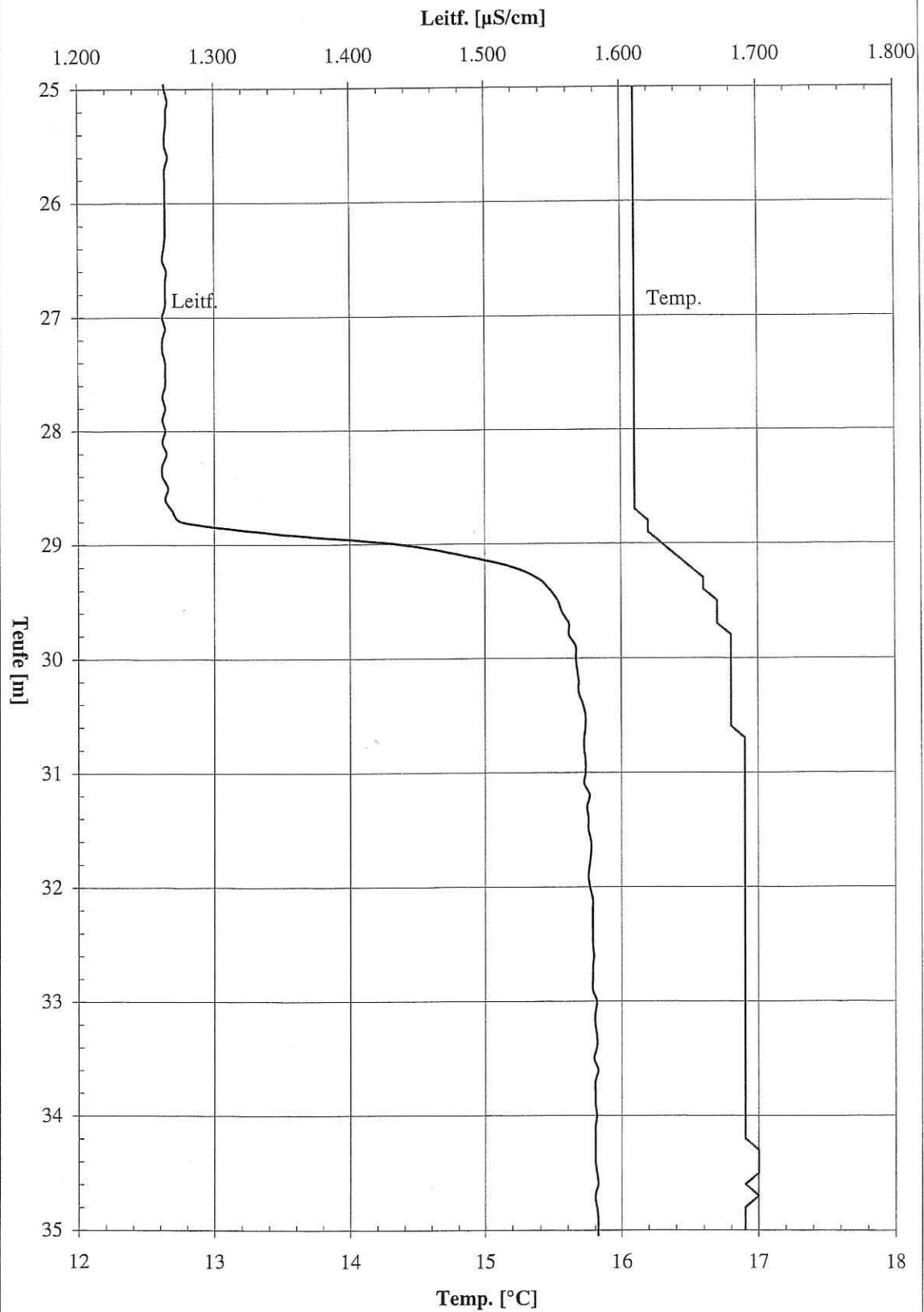


Wasseranalysen Schacht Friedlicher Nachbar						
Probenbezeichnung		ZW 2	FN 1	FN 2	FN 3	FN 4
Entnahmedatum		06.11.92	13.12.96	13.12.96	13.12.96	13.12.96
Bemerkung		Pumpwasser übertage	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m		256,5	256,5	256,5	256,5
Probe unter GOK	ca. m	257,7	266,0	610,0	670,0	755,0
Probe unter WSP	ca. m		9,5	353,5	413,5	498,5
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	17,6	21,3	20,7	24,3	25,8
pH (Labor)		7,7	7,8	7,9	7,8	7,8
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	2.800	3.394	6.039	12.909	16.049
Leitf. (Labor)	µS/cm	2.890	3.060	5.860	13.200	16.500
Dichte	g/ml	1,000	1,000	1,000	1,003	1,004
Abdampfdruckstand	mg/l	1.930	2.080	3.660	8.050	10.140
NH ₄	mg/l	0,7	0,99	1,7	3,1	3,7
Na	mg/l	500	587	1.110	2.610	3.340
K	mg/l	21	22	33	123	135
Ca	mg/l	99	101	114	103	174
Mg	mg/l	59	56	63	31	46
Ba	mg/l	< 0,05	< 1	< 1	1,9	1,7
Sr	mg/l	1,5	< 1	1,8	3,2	3,8
Fe, ges.	mg/l	4,9	5,3	11	0,49	1,5
Mn	mg/l	0,75	0,64	0,44	< 0,02	0,10
B	mg/l	0,64	< 1	< 1	< 1	< 1
NO ₃	mg/l	0,39	3,2	6,3	< 0,3	< 0,3
Cl	mg/l	217	245	1.140	4.060	5.280
F	mg/l	n.b.	0,40	0,32	0,79	0,87
SO ₄	mg/l	602	589	565	729	554
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	884	909	1.027	74	115
Al	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Cd	mg/l	< 0,01	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Cr	mg/l	< 0,01	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,01	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,02	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Pb	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Zn	mg/l	0,1	0,091	0,029	< 0,02	0,033

Schacht Friedrich
Sal/Temp-Messung 1996 und Multiparameter-Messung 1997
- Leitfähigkeit und Temperatur -

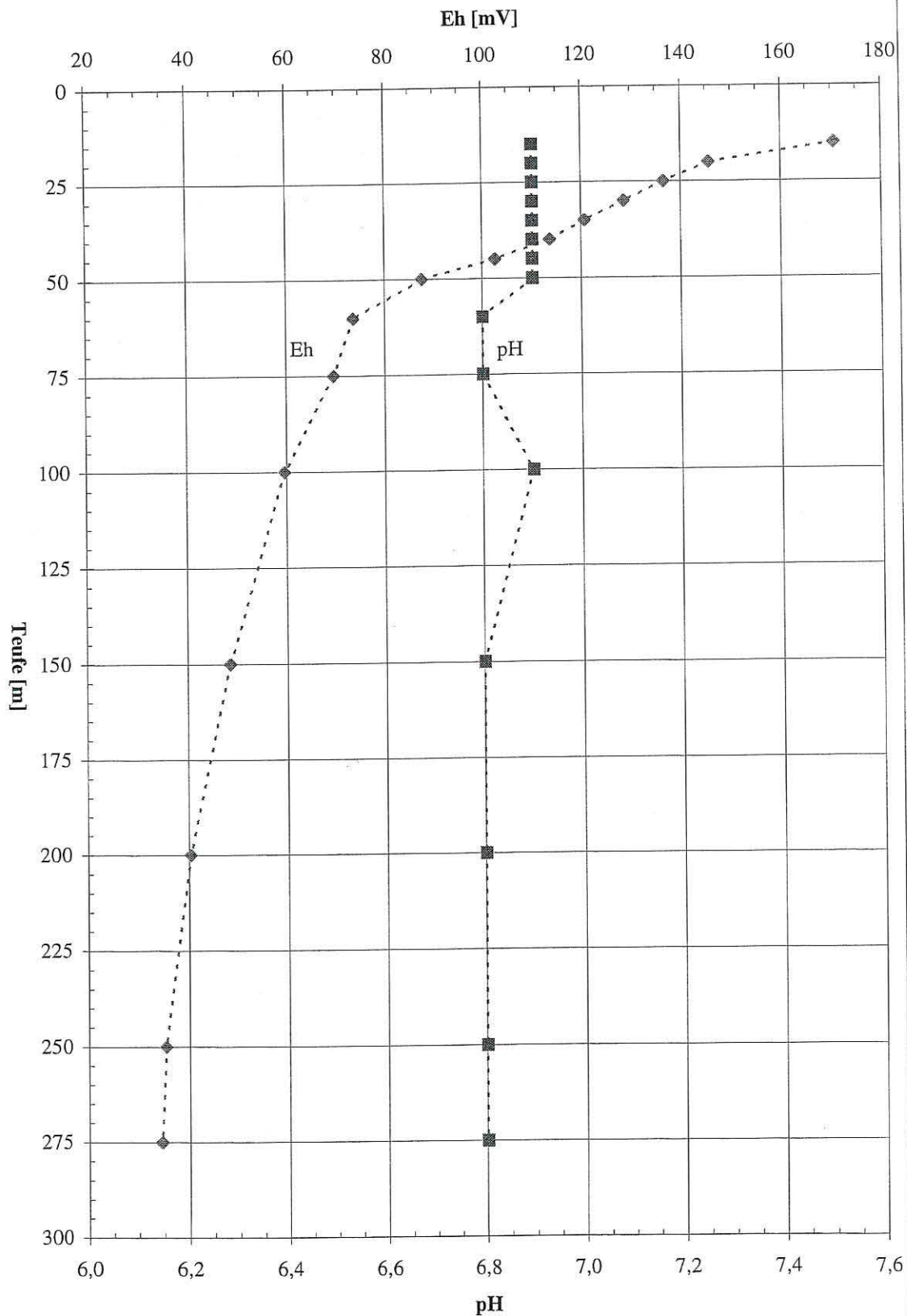


Schacht Friedrich
Ausschnitt aus der Sal/Temp-Messung 1996
- Sprungbereich -

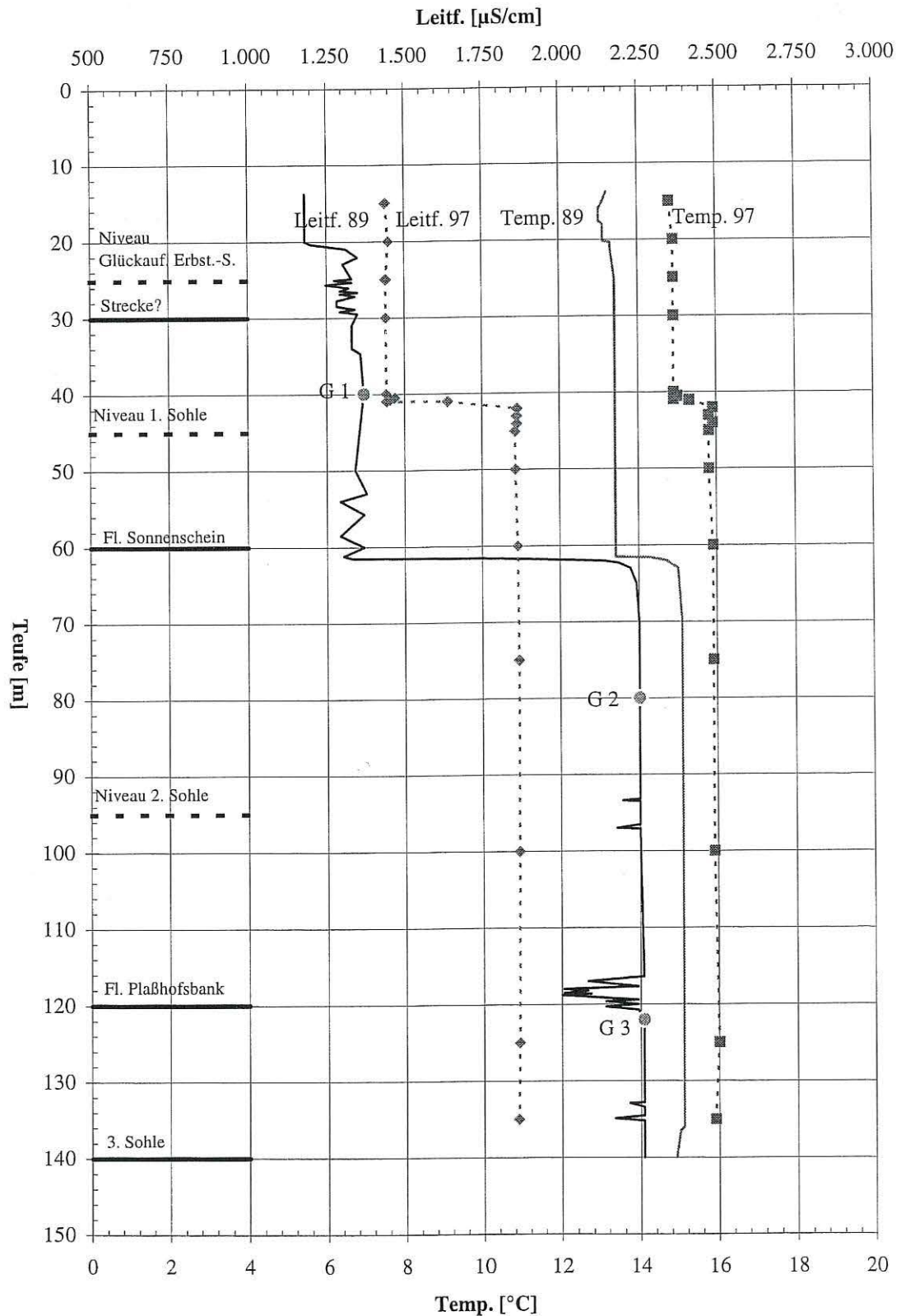


Wasseranalysen Schacht Friedrich			
Probenbezeichnung		F 1	F 2
Entnahmedatum		13.12.96	13.12.96
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	11,5	11,5
Probe unter GOK	ca. m	24,0	150,0
Probe unter WSP	ca. m	12,5	138,5
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	16,1	17,3
pH (Labor)		7,7	7,7
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	1.266	1.604
Leitf. (Labor)	µS/cm	1.141	1.455
Dichte	g/ml	1,000	1,000
Abdampfrückstand	mg/l	772	950
NH ₄	mg/l	0,13	0,53
Na	mg/l	89	172
K	mg/l	15	11
Ca	mg/l	111	100
Mg	mg/l	28	35
Ba	mg/l	< 1	< 1
Sr	mg/l	< 1	1,2
Fe, ges.	mg/l	0,34	2,2
Mn	mg/l	0,18	0,36
B	mg/l	< 1	< 1
NO ₃	mg/l	8,1	< 0,3
Cl	mg/l	58	61
F	mg/l	1,0	0,33
SO ₄	mg/l	176	161
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	440	689
Al	mg/l	< 0,1	< 0,1
Cd	mg/l	< 0,02	< 0,02
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,1	< 0,1
Pb	mg/l	< 0,1	< 0,1
Zn	mg/l	0,042	< 0,02

Schacht Friedrich
Multiparameter-Messung 1997
- Redoxpotential (Eh) und pH-Wert -

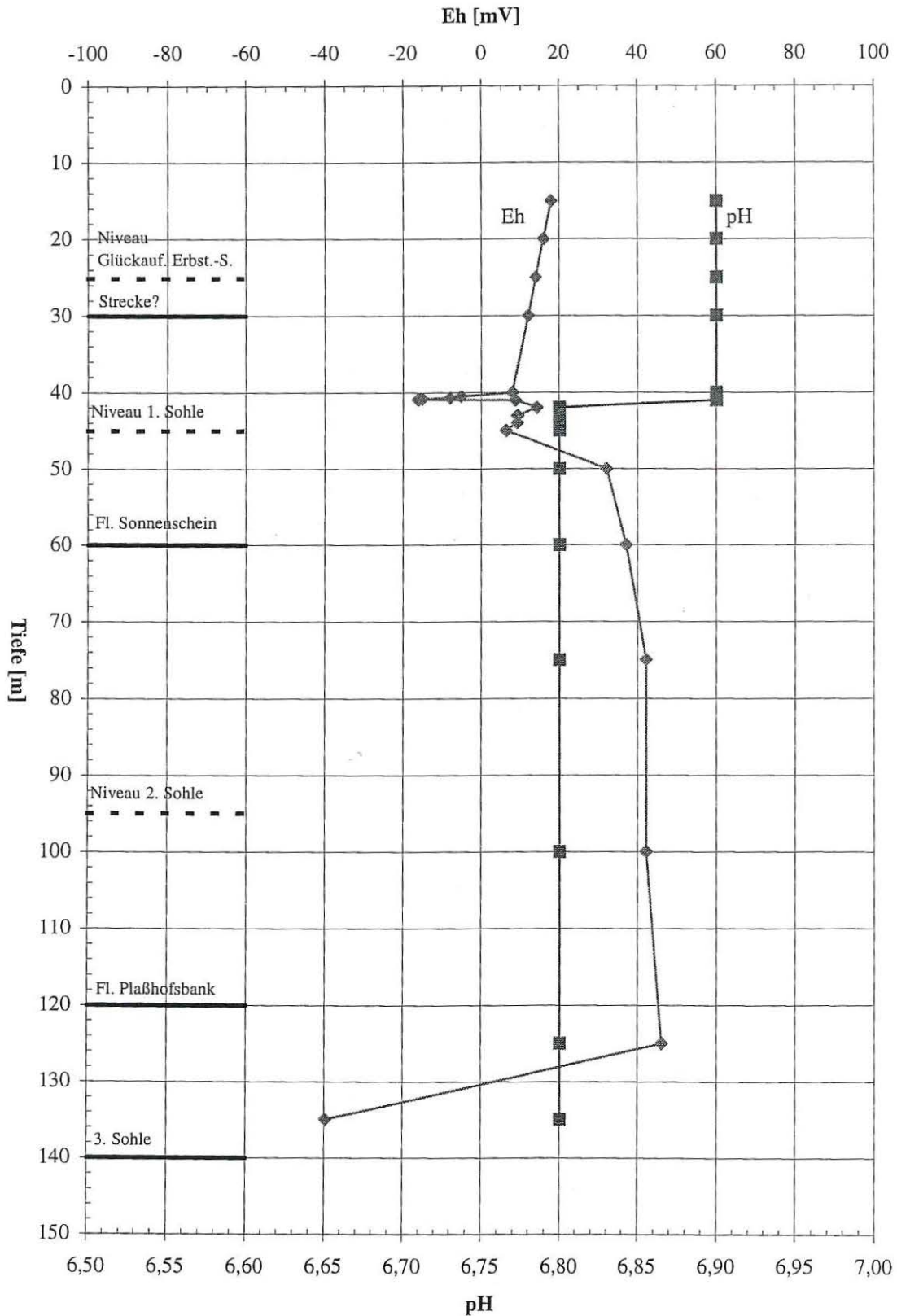


Schacht Glückaufsegen 3 Sal/Temp-Messung 1989 und Multiparameter-Messung 1997 - Leitfähigkeit und Temperatur -



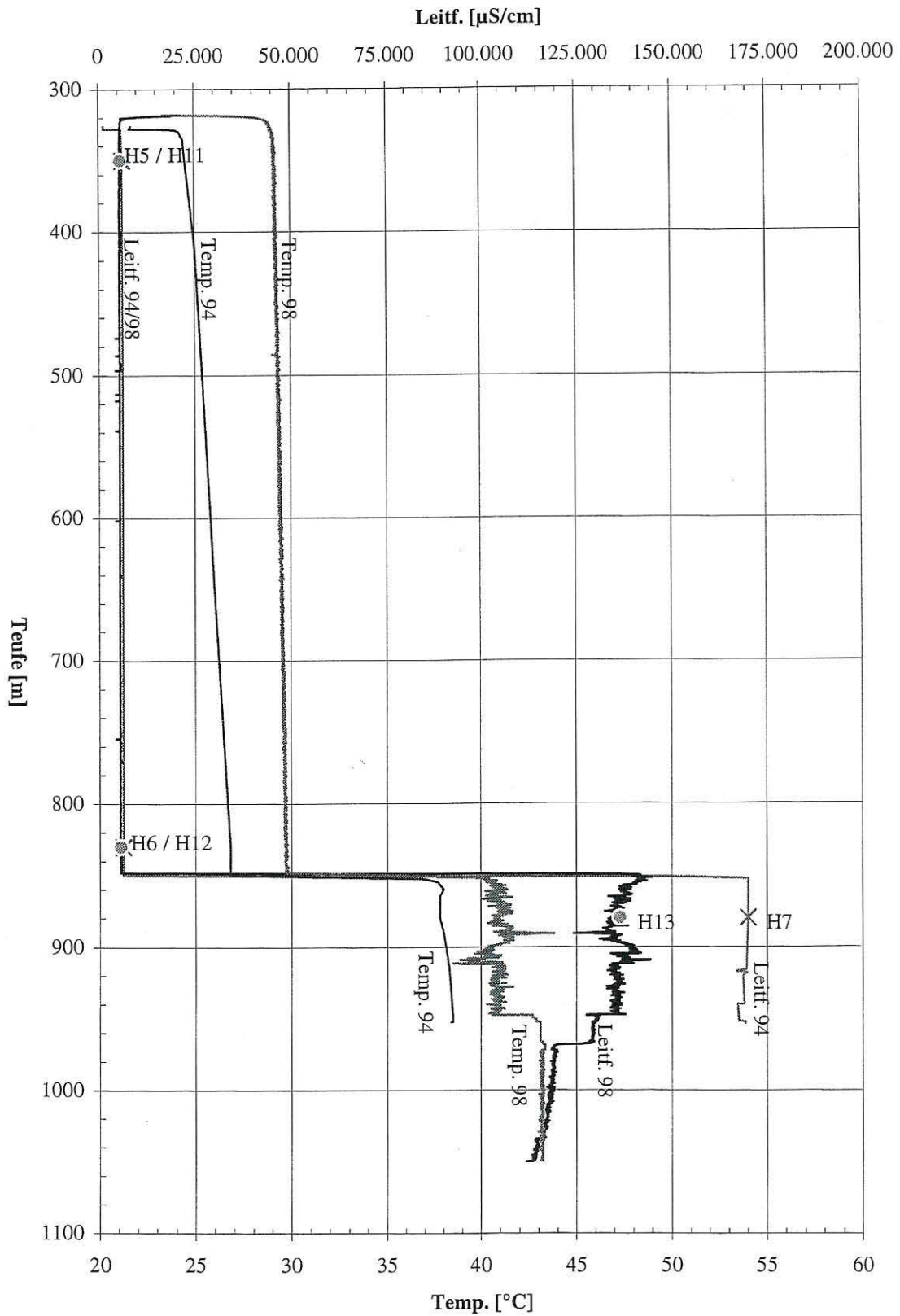
Wasseranalysen Schacht Glückaufsegen 3					
Probenbezeichnung		G 1	G 2	G 3	G 4
Entnahmedatum		14.07.89	14.07.89	14.07.89	14.07.89
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	Quellaustritt
WSP unter GOK	ca. m	13,0	13,0	13,0	
Probe unter GOK	ca. m	40,0	80,0	122,0	0,0
Probe unter WSP	ca. m	27,0	67,0	109,0	0,0
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	13,4	15,1	15,1	15,1
pH (Labor)		7,67	7,23	7,15	7,41
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	1.369	2.250	2.260	1.940
Leitf. (Labor)	µS/cm	987	1.800	1.820	1.656
Abdampfrückstand	mg/l	590	1.430	1.390	1.270
NH ₄	mg/l	24	1,7	0,76	0,74
Na	mg/l	100	284	282	250
K	mg/l	10	11	13	13
Ca	mg/l	78	110	111	112
Mg	mg/l	22	58	58	55
Ba	mg/l	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sr	mg/l	0,7	3,1	7,0	3,4
Fe, ges.	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Mn	mg/l	1,2	1,2	1,2	1,30
B	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
NO ₃	mg/l	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cl	mg/l	48	70	70	72
F	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
SO ₄	mg/l	92	570	590	560
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	500	547	552	513
Al	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Cd	mg/l	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005
Cr	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Cu	mg/l	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ni	mg/l	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Pb	mg/l	0,01	0,02	0,03	0,1
Zn	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Schacht Glückaufsegen 3
Multiparameter-Messung 1997
- Redoxpotential (Eh) und pH-Wert -

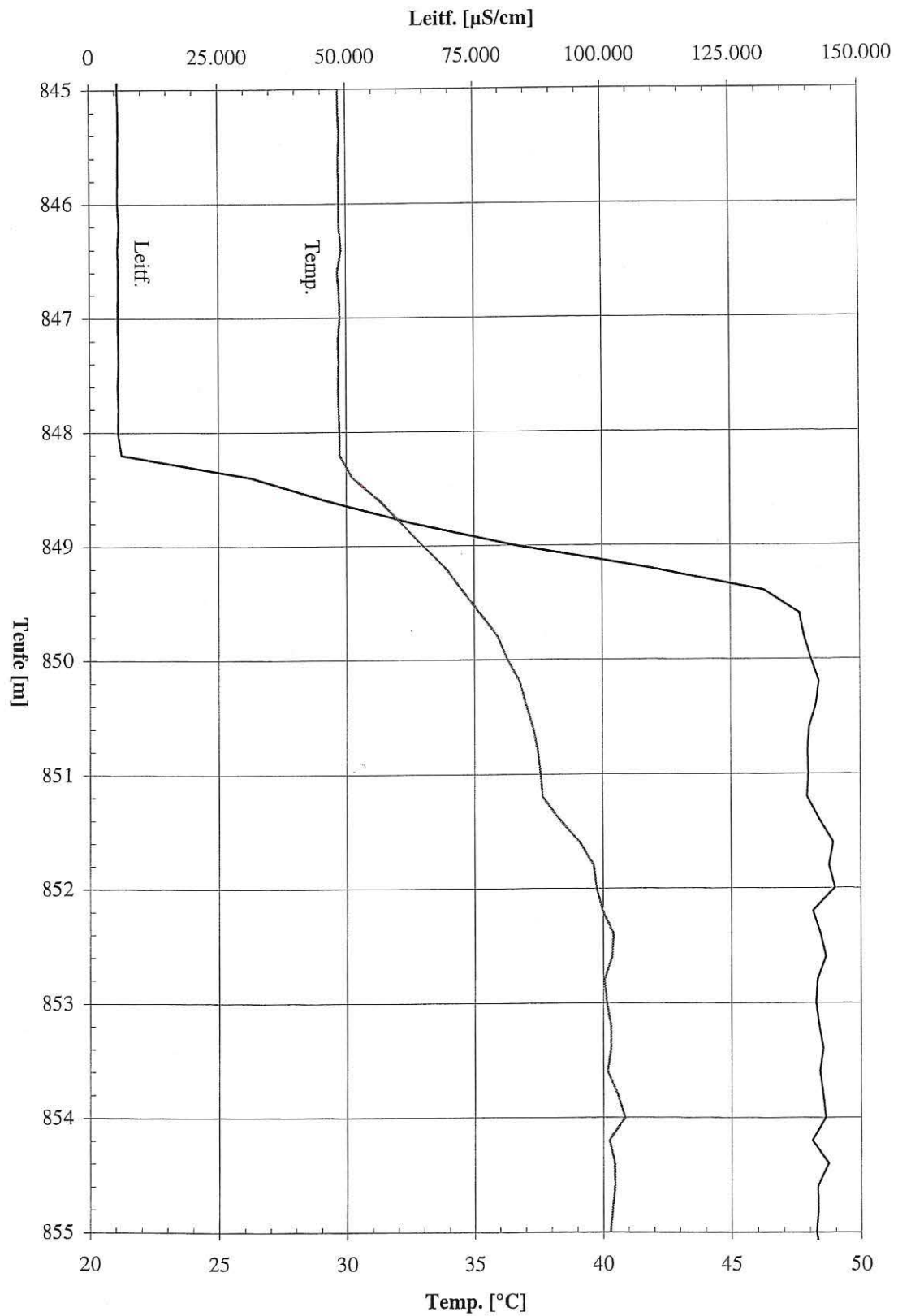


Schacht Hermann 1

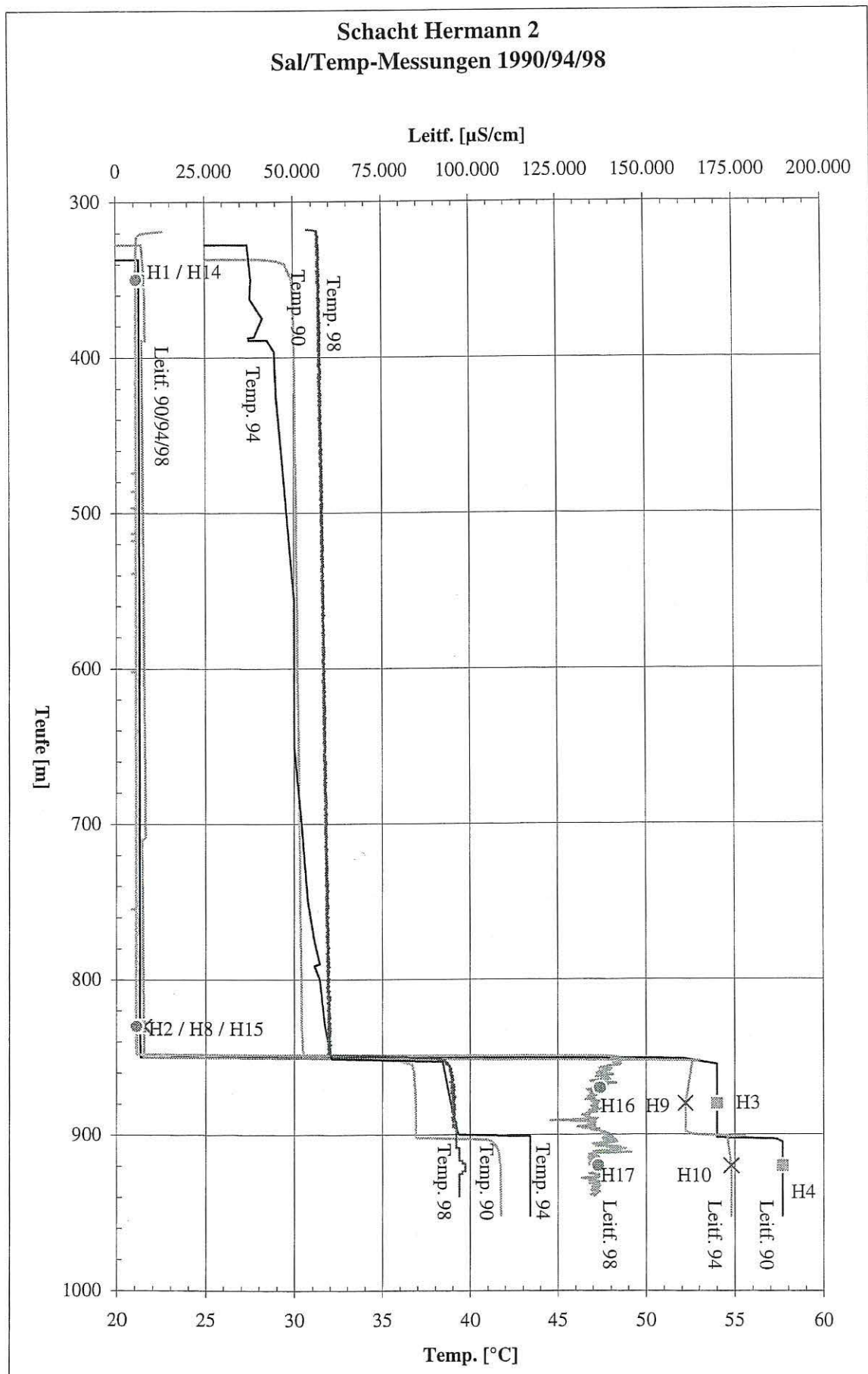
Sal/Temp-Messungen 1994/98



Schacht Hermann 1
Ausschnitt aus der Sal/Temp-Messung 1998
- Sprungbereich -



Schacht Hermann 2 Sal/Temp-Messungen 1990/94/98



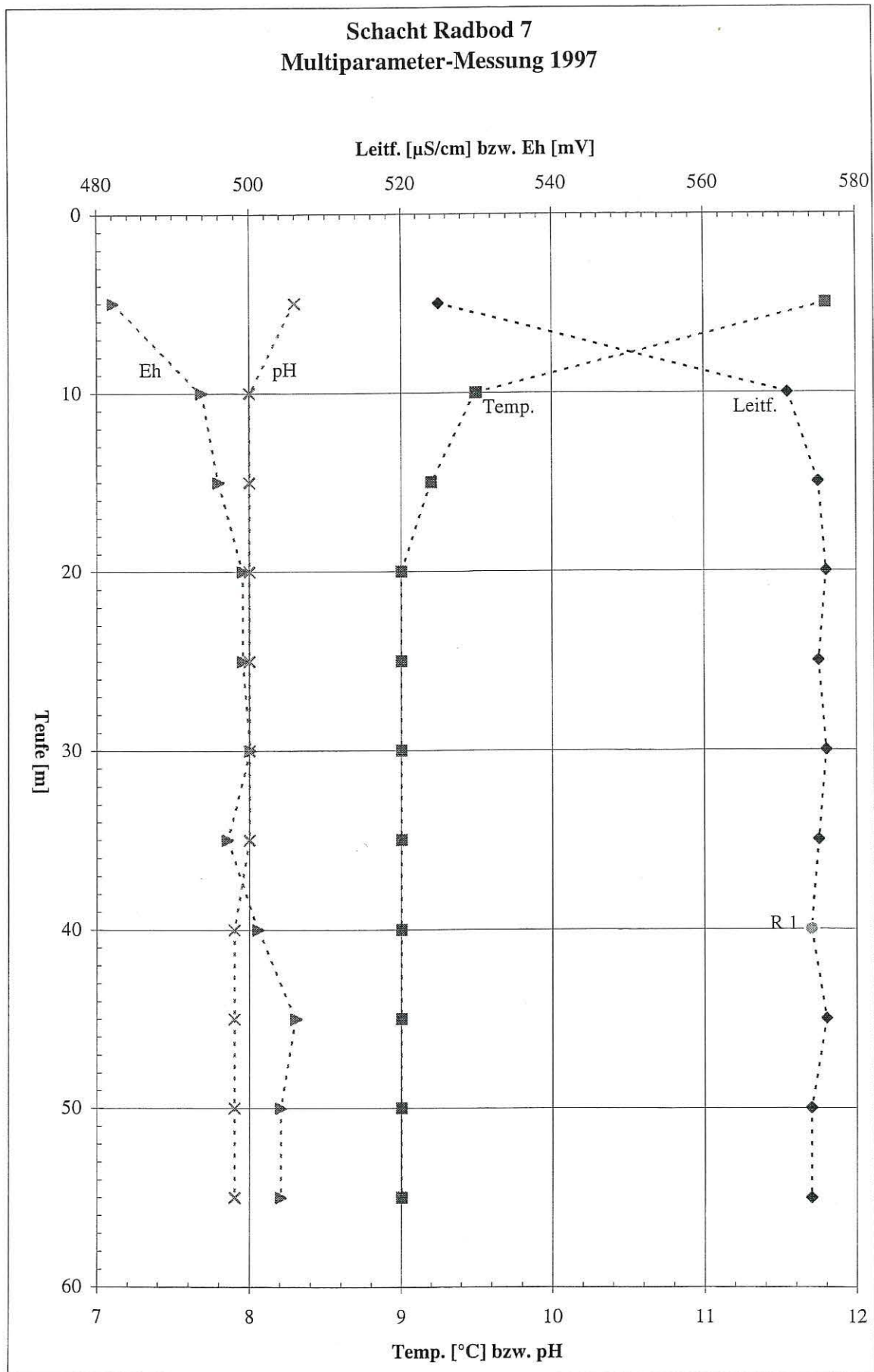
Wasseranalysen Schächte Hermann 1 und 2

		Scht. 1	Scht. 1	Scht. 2	Scht. 2	Scht. 1	Scht. 1	Scht. 2	Scht. 2	Scht. 2
Probenbezeichnung		H 5	H 11	H 1	H 14	H 6	H 12	H 2	H 8	H 15
Entnahmedatum		01.09.94	21.01.98	23.02.90	23.01.98	01.09.94	21.01.98	23.02.90	01.09.94	23.01.98
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	328	318	337	318	328	318	337	328	318
Probe unter GOK	ca. m	350	350	350	350	830	830	830	830	830
Probe unter WSP	ca. m	22	32	13	32	502	512	493	502	512
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	24,5	29,1	29,9	31,4	26,8	29,7	30,4	31,7	31,9
pH (Labor)		7,2	7,8	7,7	7,8	7,5	7,8	7,7	8,0	7,8
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	6.094	5.431	6.275	5.447	6.094	5.368	6.431	7.500	5.371
Leitf. (Labor)	µS/cm	5.780	5.880	6.850	7.830	5.140	6.120	6.830	6.930	8.590
Abdampfrückstand	mg/l	5.000	3.470	4.120	4.380	3.300	4.120	4.090	4.120	4.920
Dichte	g/ml	n.b.	1,001	n.b.	1,003	n.b.	1,002	n.b.	n.b.	1,003
NH ₄	mg/l	0,41	0,24	0,51	0,85	0,04	0,67	0,49	0,08	1,5
Na	mg/l	950	951	1.200	1.360	790	1.300	1.140	1.240	1.460
K	mg/l	42,8	48	40	45	41,7	49	42	43	44
Ca	mg/l	179	178	160	144	166	212	154	143	145
Mg	mg/l	14	12	18	15	11	20	15	14	15
Ba	mg/l	3	< 1,0	1	1	0	1	1	1	< 1,0
Sr	mg/l	26,3	25	22	20	24,5	29	21	21	20
Fe, ges.	mg/l	n.b.	0,45	n.b.	0,21	n.b.	0,41	n.b.	n.b.	0,34
Mn	mg/l	0,08	0,02	0,07	0,02	0,068	0,02	0,07	0,054	0,03
B	mg/l	n.b.	< 1	n.b.	< 1	n.b.	< 1	n.b.	0,35	< 1
NO ₃	mg/l	< 0,3	0,43	< 2	< 0,3	< 0,3	< 0,3	3	0,46	< 0,3
Cl	mg/l	1.700	1.660	2.090	2.320	1.300	2.200	2.110	2.000	2.440
F	mg/l	n.b.	0,72	n.b.	0,76	n.b.	0,81	n.b.	n.b.	0,83
SO ₄	mg/l	217	205	174	137	202	197	174	155	135
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	122	120	223	217	127	120	223	210	218
Al	mg/l	n.b.	< 1	n.b.	< 1	n.b.	< 1	n.b.	n.b.	< 1
Cd	mg/l	< 0,001	< 0,001	0,002	< 0,001	< 0,001	< 0,001	0,002	< 0,001	< 0,001
Cr	mg/l	n.b.	< 0,05	n.b.	< 0,05	n.b.	< 0,05	n.b.	n.b.	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,01	< 0,05	< 0,1	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,1	0,025	< 0,05
Ni	mg/l	0,062	< 0,001	0,13	< 0,001	0,057	< 0,001	0,12	0,031	< 0,001
Pb	mg/l	0,006	< 0,001	< 0,003	0,003	0,006	0,002	< 0,003	0,004	0,002
Zn	mg/l	n.b.	< 0,02	n.b.	0,06	n.b.	0,02	n.b.	n.b.	0,07

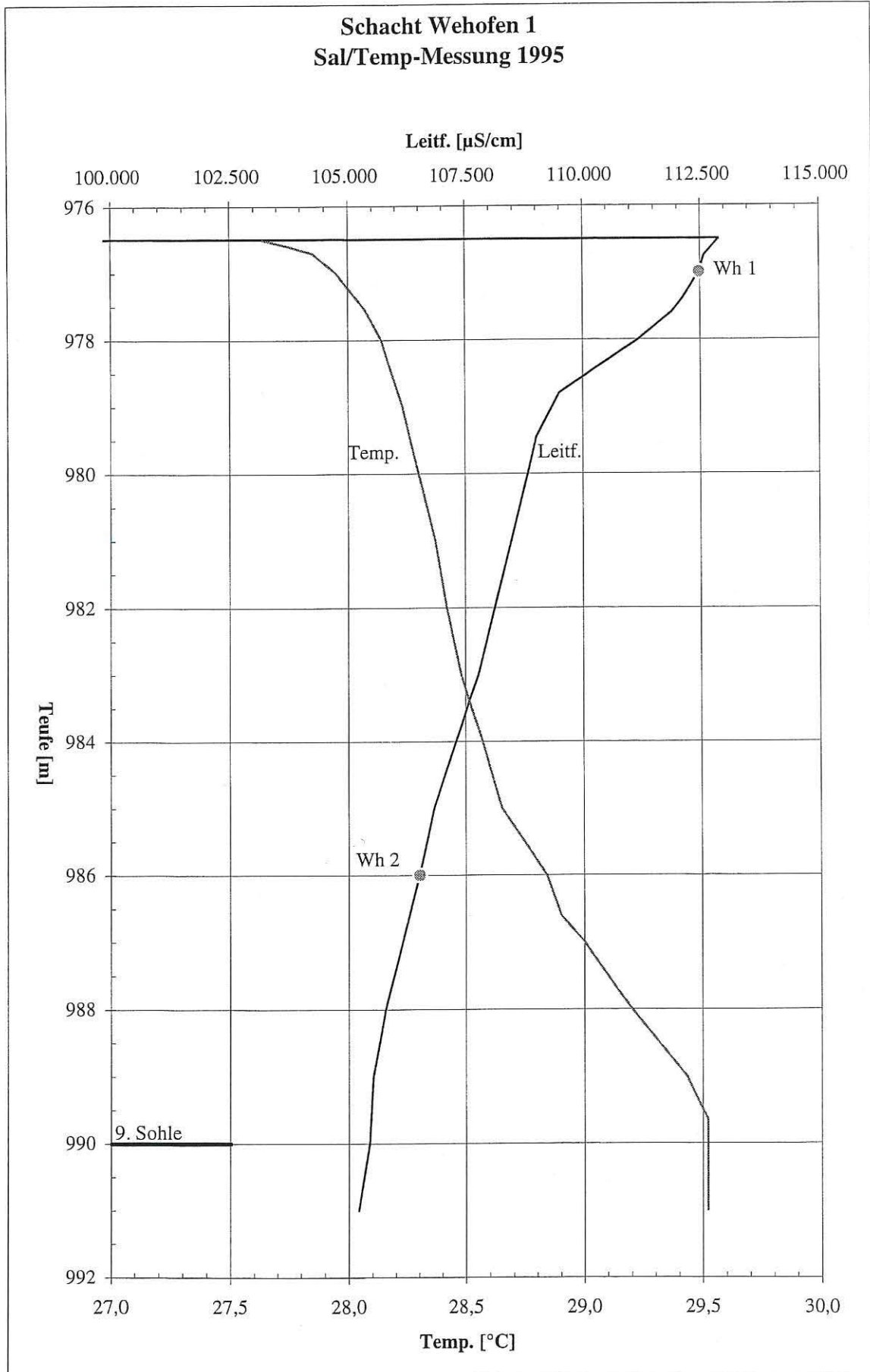
Wasseranalysen Schächte Hermann 1 und 2

		Scht. 1	Scht. 1	Scht. 2	Scht. 2	Scht. 2	Scht. 2	Scht. 2	Scht. 2
Probenbezeichnung		H 7	H 13	H 3	H 9	H 16	H 4	H 10	H 17
Entnahmedatum		01.09.94	21.01.98	23.02.90	01.09.94	23.01.98	23.02.90	01.09.94	23.01.98
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	328	318	337	328	318	337	328	318
Probe unter GOK	ca. m	880	880	880	880	870	920	920	920
Probe unter WSP	ca. m	552	562	543	552	552	583	592	602
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	37,2	41,0	36,9	38,9	39,0	41,7	43,4	39,7
pH (Labor)		6,2	6,4	6,5	6,3	6,4	6,1	6,2	6,4
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	170.000	136.322	170.000	161.000	136.836	188.235	174.000	136.298
Leitf. (Labor)	µS/cm	167.700	> 150.000	149.900	158.000	> 150.000	167.600	173.600	> 150.000
Abdampfrückstand	mg/l	156.200	159.300	142.400	143.000	148.300	161.700	171.100	168.300
Dichte	g/ml	n.b.	1,101	n.b.	n.b.	1,093	n.b.	n.b.	1,107
NH ₄	mg/l	51	83	40	41	70	60	62	98
Na	mg/l	45.700	49.200	36.900	40.600	43.700	49.400	49.400	51.900
K	mg/l	400	347	314	340	275	390	415	320
Ca	mg/l	4.900	5.020	5.250	5.300	5.340	5.310	4.900	4.640
Mg	mg/l	1.040	1.070	1.520	1.500	1.580	1.300	1.210	1.220
Ba	mg/l	780	941	8	13	11	111	1.460	1.480
Sr	mg/l	78	649	560	570	462	920	910	705
Fe, ges.	mg/l	n.b.	36	n.b.	n.b.	40	n.b.	n.b.	47
Mn	mg/l	0,143	0,90	5,8	6,0	5,9	0,12	1,6	0,82
B	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	4,5	2,6	n.b.	2,7	3,2
NO ₃	mg/l	< 0,3	< 0,3	< 100	< 0,3	1,3	< 100	< 0,3	2,2
Cl	mg/l	86.240	89.200	78.900	81.200	82.000	90.900	92.200	93.400
F	mg/l	n.b.	0,45	n.b.	n.b.	0,69	n.b.	n.b.	0,33
SO ₄	mg/l	19	< 5	356	165	128	206	< 1	< 5
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	127	190	406	360	446	226	205	274
Al	mg/l	n.b.	< 1	n.b.	n.b.	< 1	n.b.	n.b.	< 1
Cd	mg/l	< 0,001	0,009	< 0,005	< 0,01	0,010	< 0,005	< 0,01	0,010
Cr	mg/l	n.b.	< 0,05	n.b.	n.b.	< 0,05	n.b.	n.b.	< 0,05
Cu	mg/l	0,043	< 0,05	< 0,1	0,12	< 0,05	< 0,1	0,091	< 0,05
Ni	mg/l	0,19	0,034	0,74	0,19	0,026	< 0,1	0,25	0,043
Pb	mg/l	0,033	0,239	< 0,03	0,022	0,148	< 0,03	0,015	0,223
Zn	mg/l	n.b.	0,02	n.b.	n.b.	0,27	n.b.	n.b.	0,18

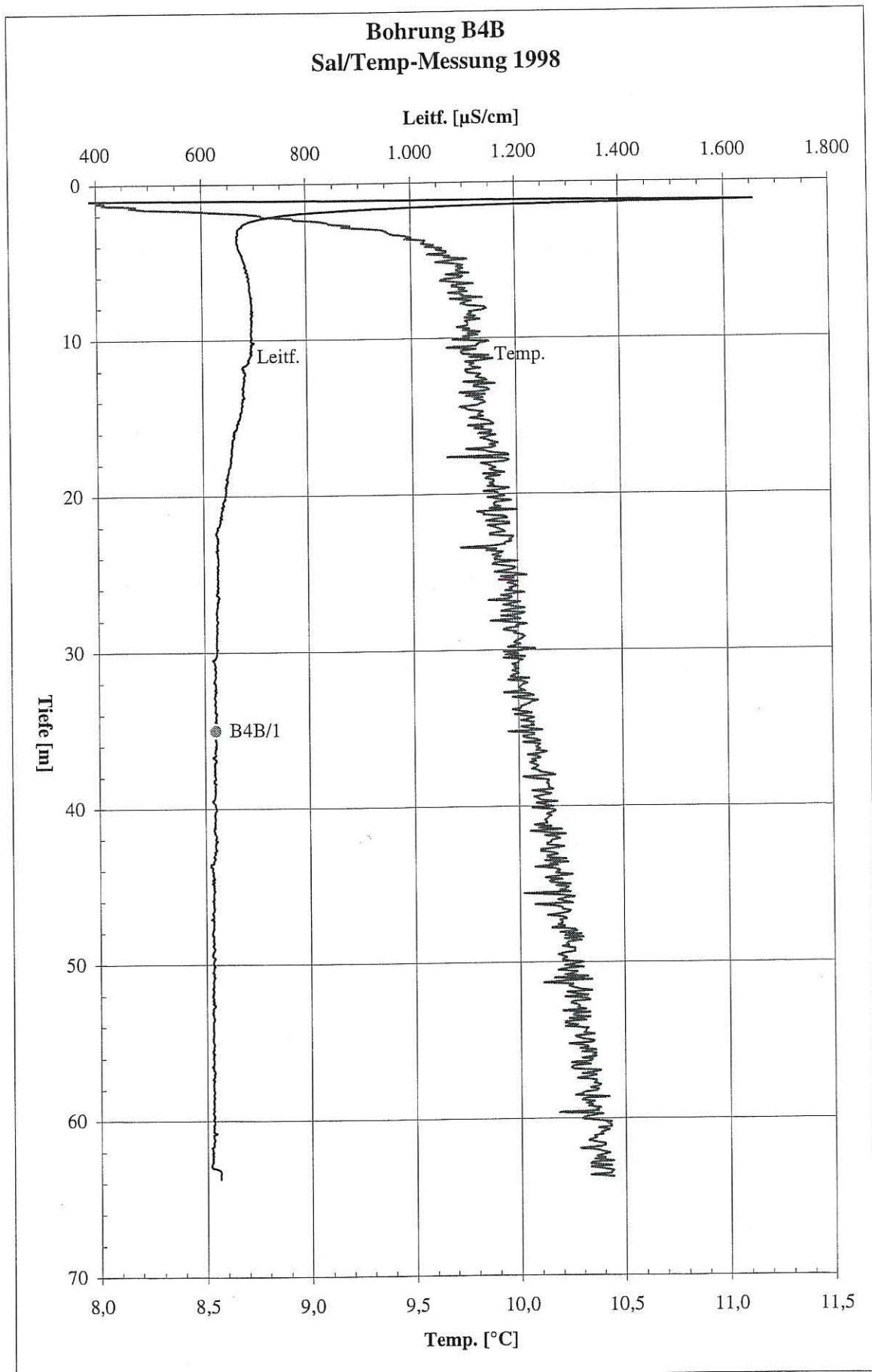
Schacht Radbod 7 Multiparameter-Messung 1997



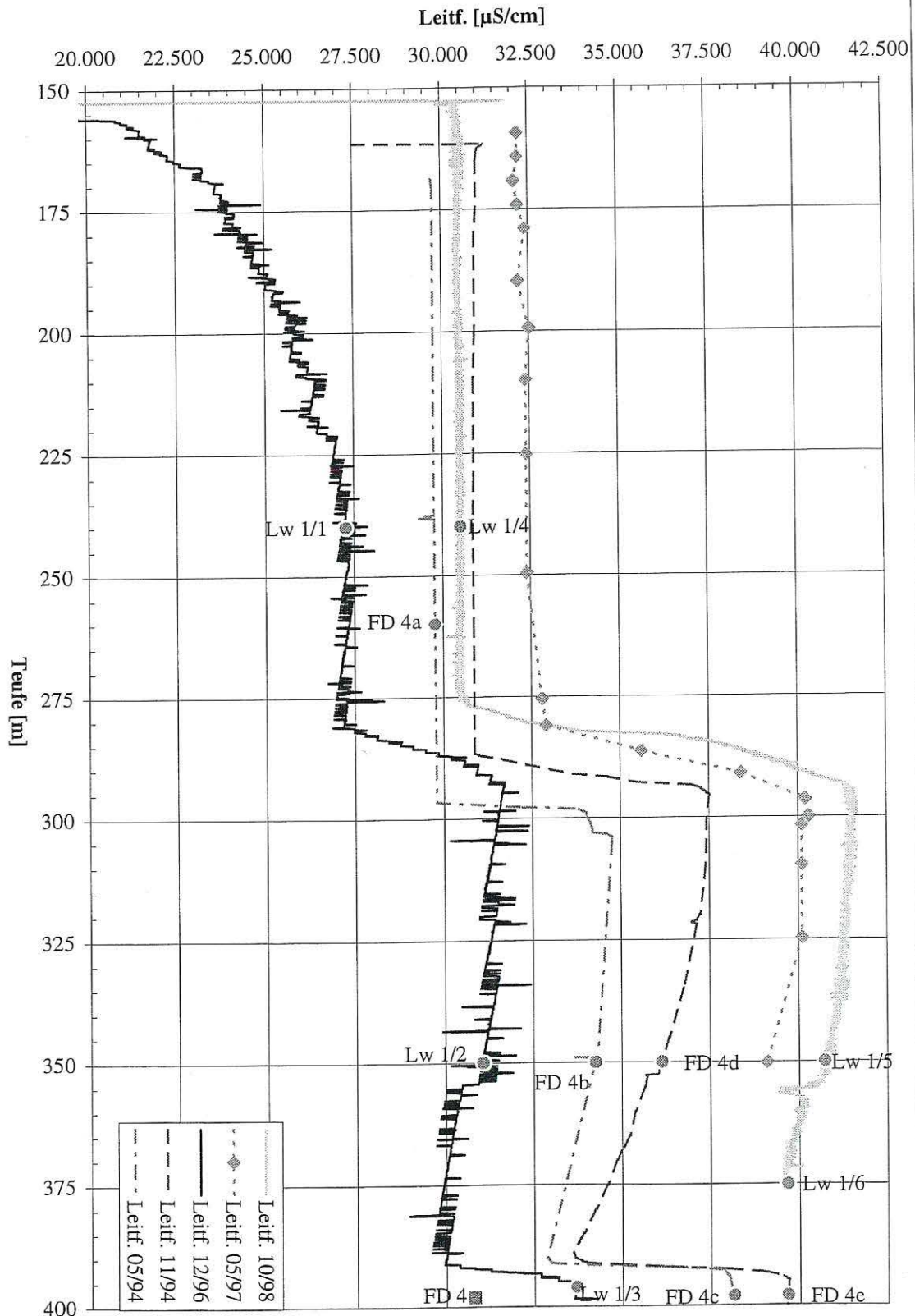
Wasseranalyse Schacht Radbod 7		
Probenbezeichnung		R 1
Entnahmedatum		26.06.97
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	4,0
Probe unter GOK	ca. m	40,0
Probe unter WSP	ca. m	36,0
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	9,0
pH (Labor)		7,9
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	574
Leitf. (Labor)	µS/cm	967
Dichte	g/ml	1,000
Abdampfrückstand	mg/l	655
NH ₄	mg/l	< 0,02
Na	mg/l	51
K	mg/l	6,4
Ca	mg/l	112
Mg	mg/l	27
Ba	mg/l	< 1
Sr	mg/l	3,6
Fe, ges.	mg/l	0,06
Mn	mg/l	< 0,02
B	mg/l	< 0,2
NO ₃	mg/l	1,8
Cl	mg/l	36
F	mg/l	0,61
SO ₄	mg/l	231
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	288
Al	mg/l	< 0,2
Cd	mg/l	< 0,02
Cr	mg/l	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,1
Pb	mg/l	< 0,1
Zn	mg/l	0,11



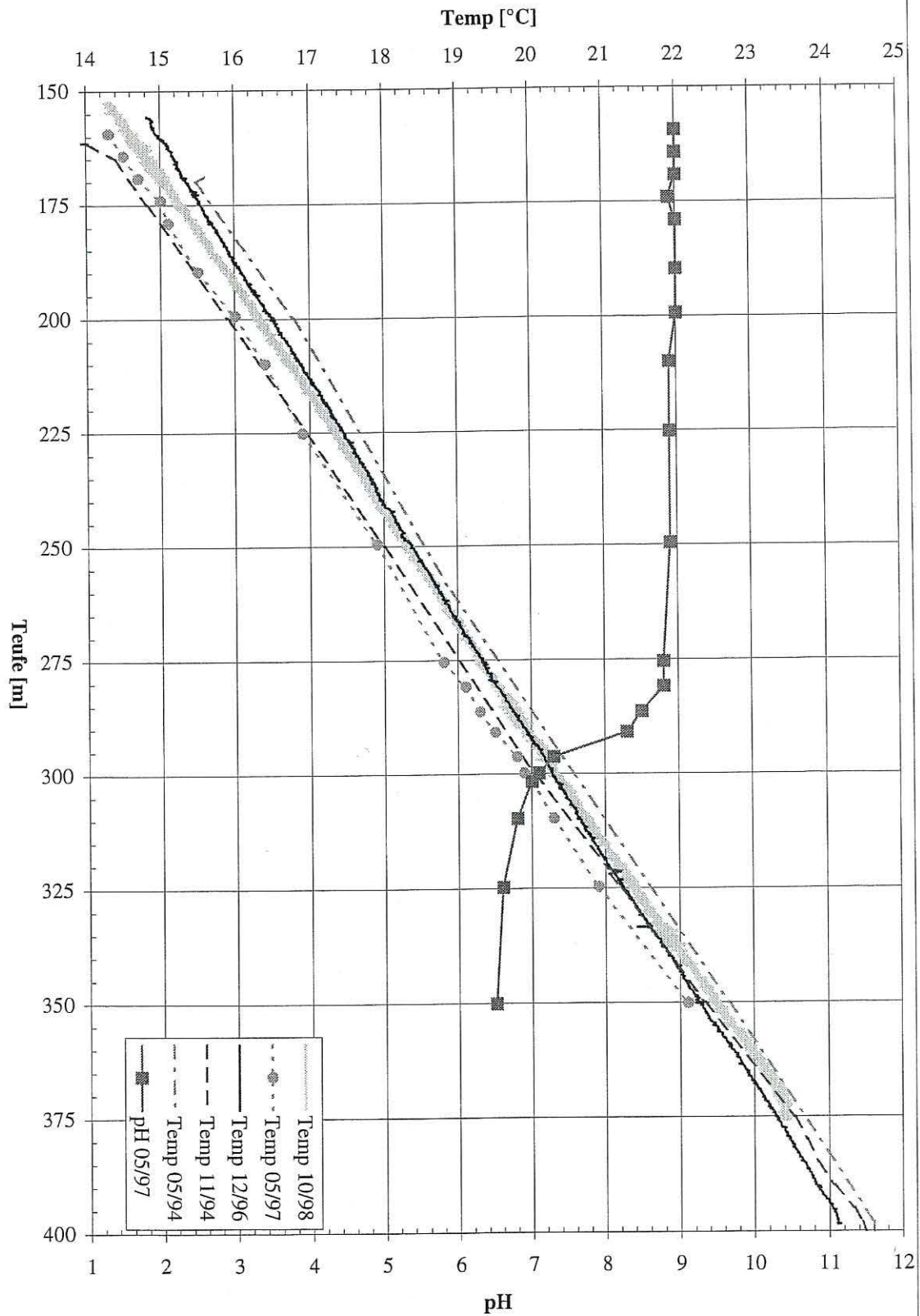
Wasseranalysen Schacht Wehofen 1			
Probenbezeichnung		Wh 1	Wh 2
Entnahmedatum		02.11.95	02.11.95
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	976,2	976,2
Probe unter GOK	ca. m	977,0	986,0
Probe unter WSP	ca. m	0,8	9,8
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	27,95	28,84
pH (Labor)		7,9	7,3
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	112.469	106.506
Leitf. (Labor)	µS/cm	98.600	98.600
Dichte	g/ml	1,040	1,050
Abdampfrückstand	mg/l	75.700	76.300
NH ₄	mg/l	30	27
Na	mg/l	25.500	24.500
K	mg/l	760	890
Ca	mg/l	800	810
Mg	mg/l	0,15	0,20
Ba	mg/l	0,42	0,40
Sr	mg/l	40	39
Fe	mg/l	0,77	0,42
Mn	mg/l	0,057	0,028
B	mg/l	< 0,01	0,02
NO ₃	mg/l	14	3,5
Cl	mg/l	42.000	41.500
F	mg/l	n.b.	n.b.
SO ₄	mg/l	660	670
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	26	26
Al	mg/l	0,45	1,15
Cd	mg/l	< 0,001	< 0,001
Cr	mg/l	< 0,01	< 0,01
Cu	mg/l	< 0,01	< 0,01
Ni	mg/l	< 0,01	< 0,01
Pb	mg/l	< 0,01	< 0,01
Zn	mg/l	< 0,01	< 0,01



Bohrung Landwehr 1 Sal/Temp-Messungen 1994/96/97/98 - Leitfähigkeiten -

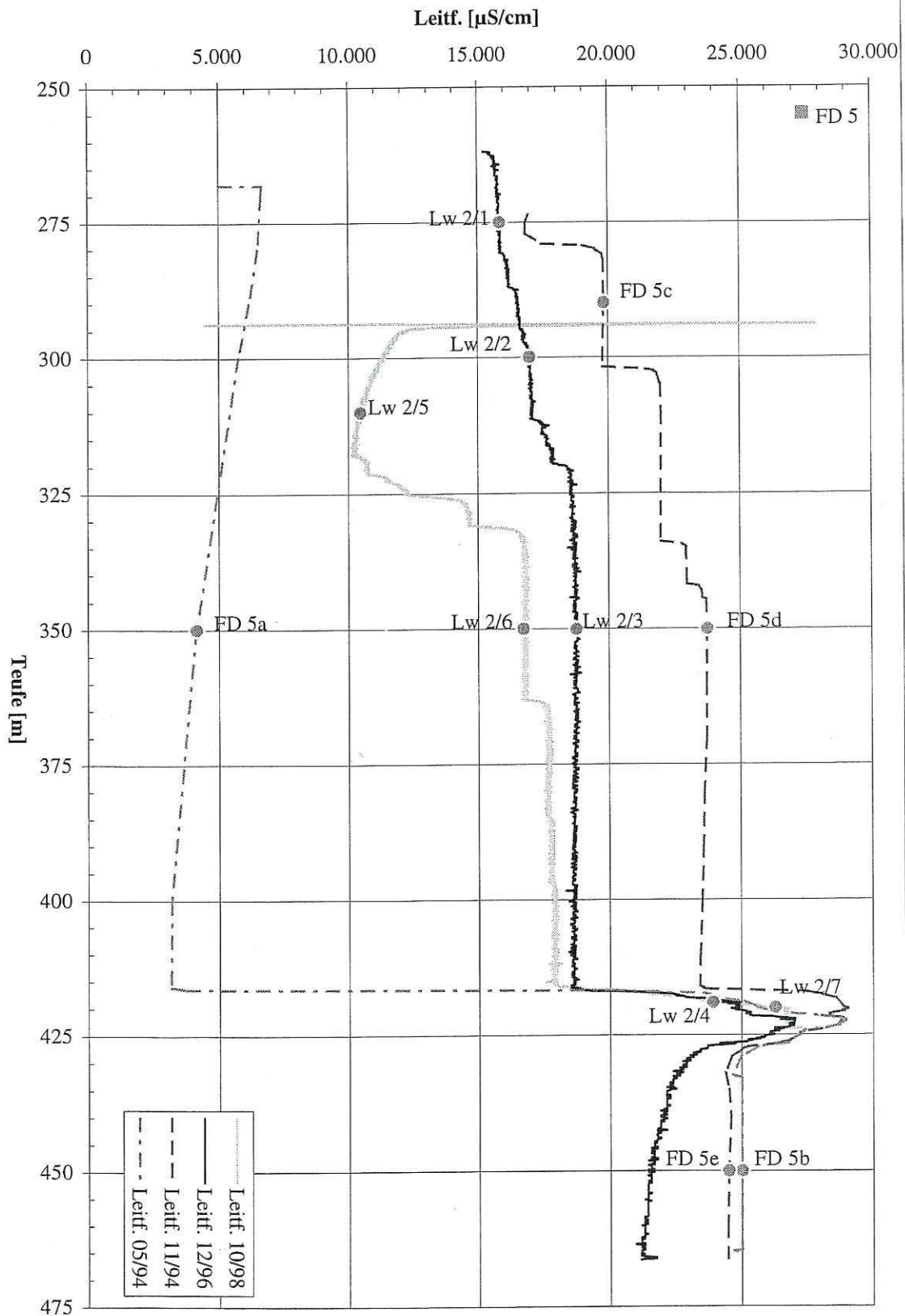


Bohrung Landwehr 1 Sal/Temp-Messungen 1994/96/97/98 - Temperaturen und pH-Wert -

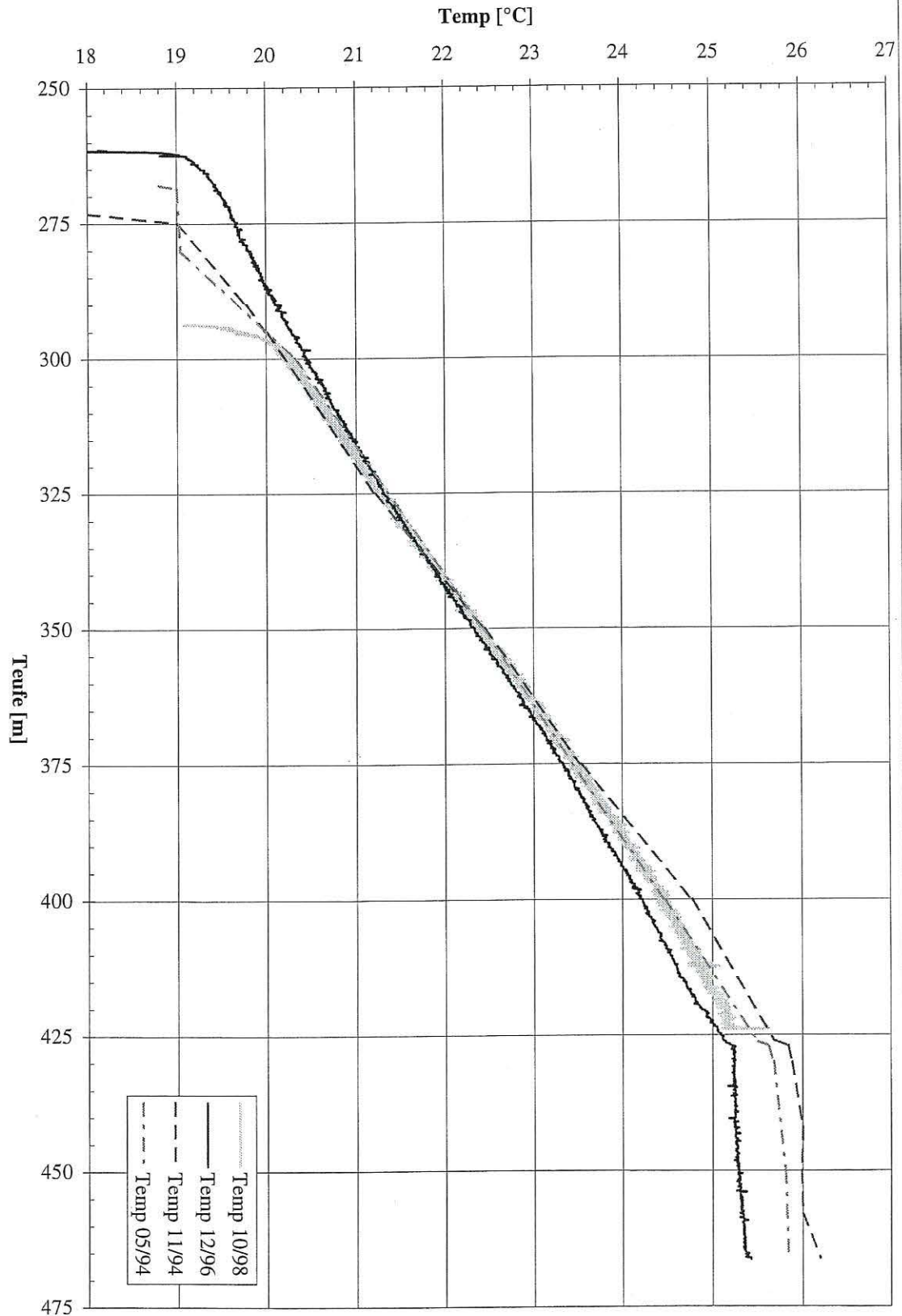


Wasseranalysen Bohrung Landwehr 1													
Probenbezeichnung		FD 4a	Lw 1/1	Lw 1/4	FD 4b	FD 4d	Lw 1/2	Lw 1/6	Lw 1/5	FD 4	FD 4c	Fd 4e	Lw 1/3
Entnahmedatum		18.05.94	06.12.96	07.10.98	18.05.94	24.11.94	06.12.96	07.10.98	07.10.98	16.07.93	18.05.94	24.11.94	06.12.96
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	Schöpfprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	168,6	155,5	152,8	168,6	161,4	155,5	152,8	152,8	398,0	168,6	161,4	155,5
Probe unter GOK	ca. m	260,0	240,0	240,0	350,0	350,0	350,0	350,0	375,0	398,0	398,0	398,0	396,0
Probe unter WSP	ca. m	91,4	84,5	87,2	181,4	188,6	194,5	197,2	222,2	0,0	229,4	236,6	240,5
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	18,9	18,0	17,9	22,7	22,3	22,2	22,5	23,3	15,5	24,6	24,4	24,1
pH (Labor)		7,8	8,6	8,8	7,5	7,1	6,9	6,5	6,6	7,5	7,5	7,2	7,0
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	29.751	27.500	30.500	34.239	36.134	31.064	40.710	39.653	n.b.	38.137	39.643	33.684
Leitf. (Labor)	µS/cm	30.500	30.100	29.700	35.100	30.800	36.800	39.500	38.700	30.800	39.100	34.100	40.400
Dichte	g/ml	1,0133	1,010	1,013	1,0159	1,005	1,012	1,016	1,016	1,0130	1,0162	1,010	1,013
Abdampfrückstand	mg/l	19.880	21.210	21.120	23.100	24.000	25.670	27.680	27.110	20.100	25.700	26.000	29.590
NH ₄	mg/l	13	14	18	14	11	16	22	22	10	17	13	17
Na	mg/l	6.270	6.320	6.650	7.510	6.800	7.850	8.720	8.490	6.150	7.570	7.400	8.730
K	mg/l	17	67	58	20	90,0	96	81	79	73	19	95	99
Ca	mg/l	627	522	464	810	650	834	904	867	623	1210	800	927
Mg	mg/l	227	170	168	237	210	259	292	281	208	378	260	296
Ba	mg/l	57	42	51	71	61,0	57	81	50	66	110	90,1	96
Sr	mg/l	93	74	80	118	110	102	141	133	111	157	140	153
Fe, ges.	mg/l	< 0,5	8,0	5,2	6,7	5,00	33	52	163	17	11	8,52	18
Mn	mg/l	1,32	0,83	0,83	0,28	0,26	0,44	0,62	1,1	0,62	0,25	0,20	0,46
B	mg/l	7,44	5,9	6,0	9,16	9,50	7,4	7,2	7,8	13	9,04	9,34	6,8
NO ₃	mg/l	< 10	< 0,3	0,76	< 10	< 1,5	1,0	0,5	1,9	26	18	< 1,5	0,49
Cl	mg/l	11.100	11.440	11.340	13.100	13.100	14.220	15.600	15.370	11.100	14.500	14.600	15.880
F	mg/l	n.b.	0,59	0,52	n.b.	n.b.	0,65	0,51	0,39	n.b.	n.b.	n.b.	0,82
SO ₄	mg/l	16	5,0	10,0	9	< 10	< 5	16	4,1	5	10	< 10	< 5
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	65	39	31	174	195	182	118	129	313	186	170	190
Al	mg/l	< 0,5	< 0,1	< 1	< 0,5	< 0,01	< 0,1	< 1	3,2	< 0,1	< 0,5	< 0,01	< 0,1
Cd	mg/l	< 0,05	< 0,02	< 0,005	< 0,05	< 0,001	< 0,02	< 0,005	< 0,005	< 0,01	< 0,05	< 0,001	< 0,02
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,005	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,005	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,005	< 0,05	< 0,05	1,4	< 0,01	< 0,05	< 0,005	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,05	< 0,1	< 0,05	< 0,05	0,025	< 0,1	< 0,05	0,05	< 0,02	< 0,05	0,030	< 0,1
Pb	mg/l	< 0,5	< 0,1	< 0,04	< 0,5	0,021	< 0,1	< 0,04	0,19	< 0,1	< 0,5	0,019	< 0,1
Zn	mg/l	< 0,05	< 0,02	0,08	< 0,05	0,190	0,36	1,6	15	0,17	< 0,05	0,090	0,34

Bohrung Landwehr 2 Sal/Temp-Messungen 1994/96/98 - Leitfähigkeiten -



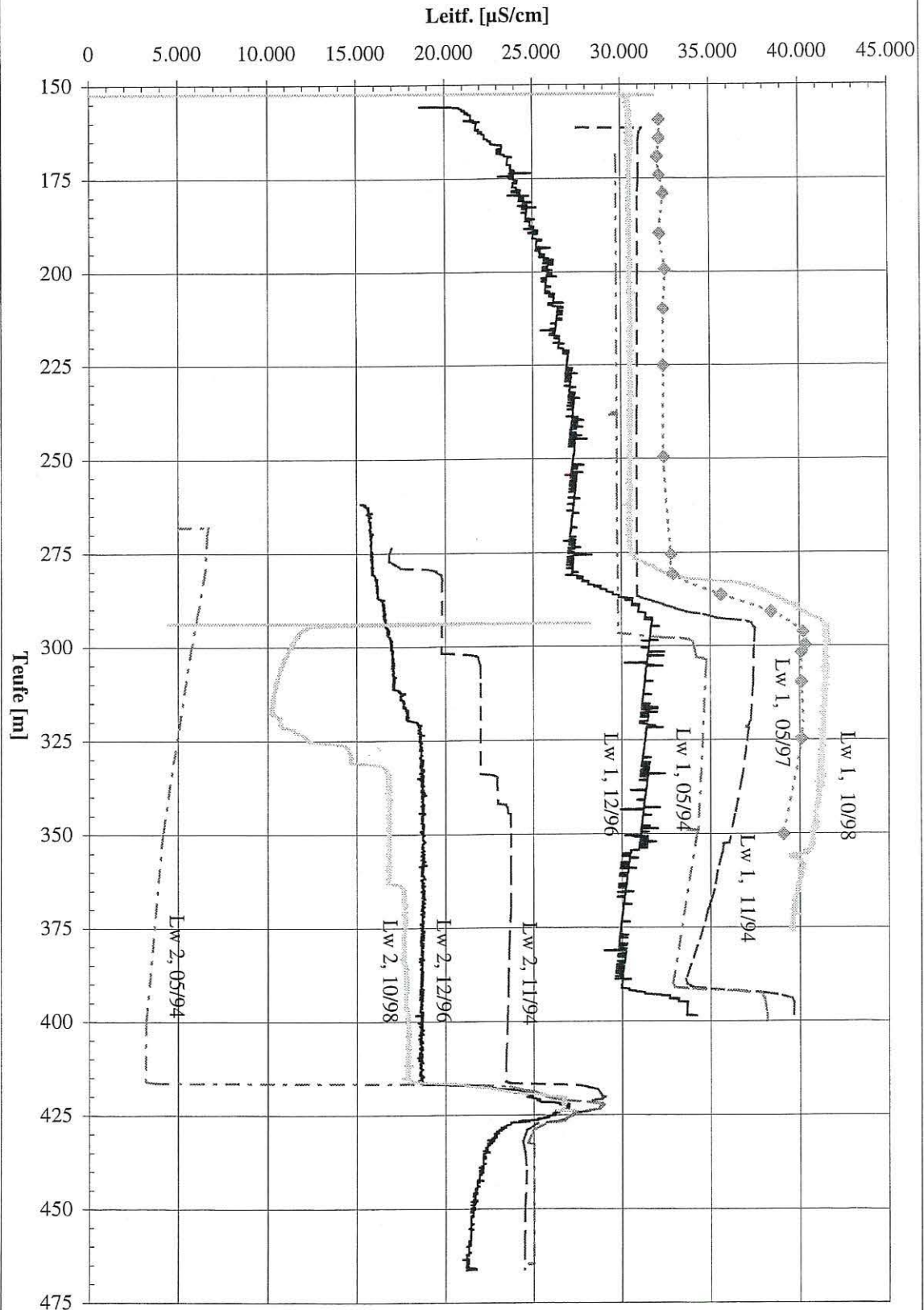
Bohrung Landwehr 2
Sal/Temp-Messungen 1994/96/98
- Temperaturen -



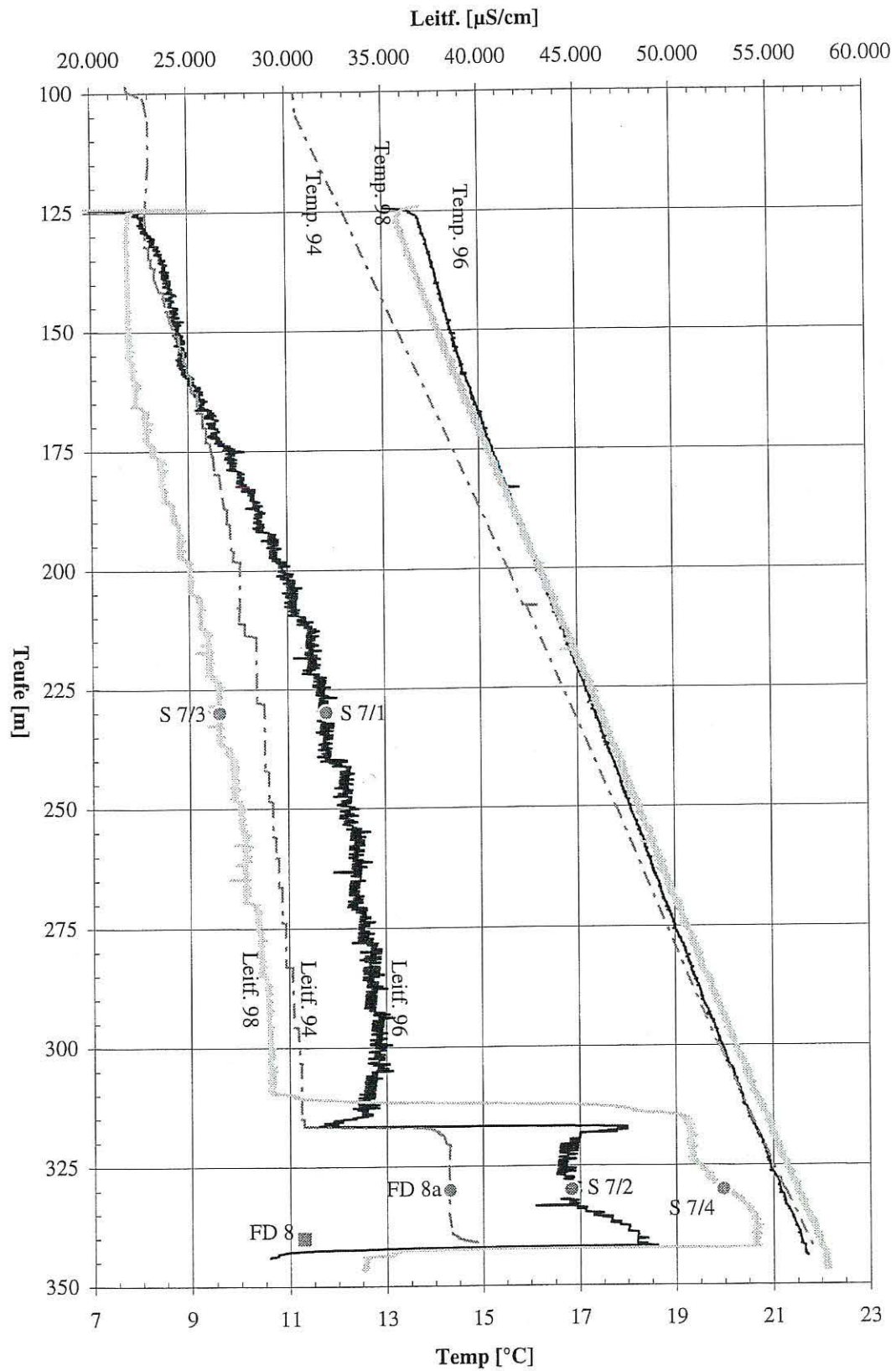
Wasseranalysen Bohrung Landwehr 2

Probenbezeichnung		FD 5	Lw 2/1	FD 5c	Lw 2/2	Lw 2/5	FD 5a	FD 5d	Lw 2/3	Lw 2/6	Lw 2/4	Lw 2/7	FD 5b	FD 5e
Entnahmedatum		24.09.93	09.12.96	24.11.94	09.12.96	08.10.98	18.05.94	24.11.94	09.12.96	08.10.98	09.12.96	08.10.98	18.05.94	24.11.94
Bemerkung		Schöpfprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	255,0	261,6	273,3	261,6	293,8	267,7	273,3	261,6	293,8	261,6	293,8	267,7	273,3
Probe unter GOK	ca. m	255,0	275,0	290,0	300,0	310,0	350,0	350,0	350,0	350,0	419,0	420,0	450,0	450,0
Probe unter WSP	ca. m	0,0	13,4	16,7	38,4	16,2	82,3	76,7	88,4	56,2	157,4	126,2	182,3	176,7
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	17,5	19,7	19,8	20,5	20,6	22,4	22,4	22,3	22,4	24,8	25,1	25,8	26,0
pH (Labor)		7,5	9,9	10,6	9,8	9,7	9,6	11,2	9,9	9,6	10,7	9,8	7,6	7,6
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	n.b.	15.830	19.829	16.953	10.453	4.130	23.735	18.721	16.704	23.911	26.255	25.000	24.498
Leitf. (Labor)	µS/cm	27.400	16.900	18.500	17.600	10.500	4.240	21.700	19.100	16.700	24.500	25.300	25.800	22.700
Dichte	g/ml	1,0089	1,004	1,003	1,003	1,007	0,9989	1,004	1,005	1,006	1,008	1,010	1,0090	1,005
Abdampfrückstand	mg/l	18.100	10.730	12.000	10.820	6.290	2.260	15.000	12.900	10.420	15.280	17.320	16.220	16.000
NH ₄	mg/l	12	8,0	7,1	8,2	7,8	6,8	8,0	8,6	11	12	13	12	7,1
Na	mg/l	5.970	3.467	3.800	3.770	2.080	686	4.700	4.050	3.660	4.625	5.500	5.250	4.900
K	mg/l	74	50	50,0	48	27	67	70,0	49	37	69	51	64	60,0
Ca	mg/l	352	255	350	260	154	159	370	290	256	722	653	578	300
Mg	mg/l	171	6,2	2,30	3,7	22,0	0,61	0,20	2,5	34,0	8,0	24,0	184	107
Ba	mg/l	43,7	7,2	2,80	6,0	< 1,0	0,3	2,60	6,6	< 1,0	20	28	43	35,0
Sr	mg/l	82	36	36,0	35	22	3,8	42,6	38	35	54	57	70	56,0
Fe, ges.	mg/l	8,6	4,2	< 0,01	4,5	2,1	< 0,5	< 0,01	5,0	1,5	6,1	8,0	1,6	0,46
Mn	mg/l	< 0,05	< 0,02	< 0,005	< 0,02	< 0,02	< 0,05	< 0,005	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,08	0,030
B	mg/l	9,6	2,1	2,80	2,0	4,9	0,72	2,86	2,9	3,6	4,1	2,9	10	9,71
NO ₃	mg/l	< 5	1,7	6,3	< 0,3	< 0,30	< 10	< 1,5	< 0,3	< 0,30	< 0,3	< 0,30	15	< 1,5
Cl	mg/l	9.970	5.780	6.800	6.130	3.510	1.220	8.300	6.640	5.830	8.800	9.600	9.360	8.800
F	mg/l	n.b.	0,27	n.b.	0,26	0,38	n.b.	n.b.	0,28	0,22	0,16	0,16	n.b.	n.b.
SO ₄	mg/l	< 5	10	53	8,6	52	69	52	9,6	26	4,2	3,9	< 5	< 10
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	310	0	15	0	0	96	16	0	0	0	0	348	390
Al	mg/l	< 0,5	< 0,1	< 0,01	< 0,1	1,5	< 0,5	0,08	< 0,1	1,7	< 0,1	13	< 0,5	< 0,01
Cd	mg/l	< 0,05	< 0,02	0,004	< 0,02	0,006	< 0,05	0,002	< 0,02	< 0,005	< 0,02	< 0,005	< 0,05	0,001
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,005	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,005	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,005
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,005	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,005	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,05	< 0,05	< 0,005
Ni	mg/l	< 0,05	< 0,1	0,060	< 0,1	< 0,05	0,12	0,060	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,05	2,4	0,050
Pb	mg/l	< 0,1	< 0,1	0,026	< 0,1	< 0,04	< 0,5	0,021	< 0,1	< 0,04	< 0,1	< 0,04	< 0,5	0,021
Zn	mg/l	0,13	0,05	0,040	0,12	0,93	0,09	0,100	0,11	0,41	0,03	1,8	0,05	0,050

Bohrungen Landwehr 1 und 2 Übersicht der Salinitätsmessungen

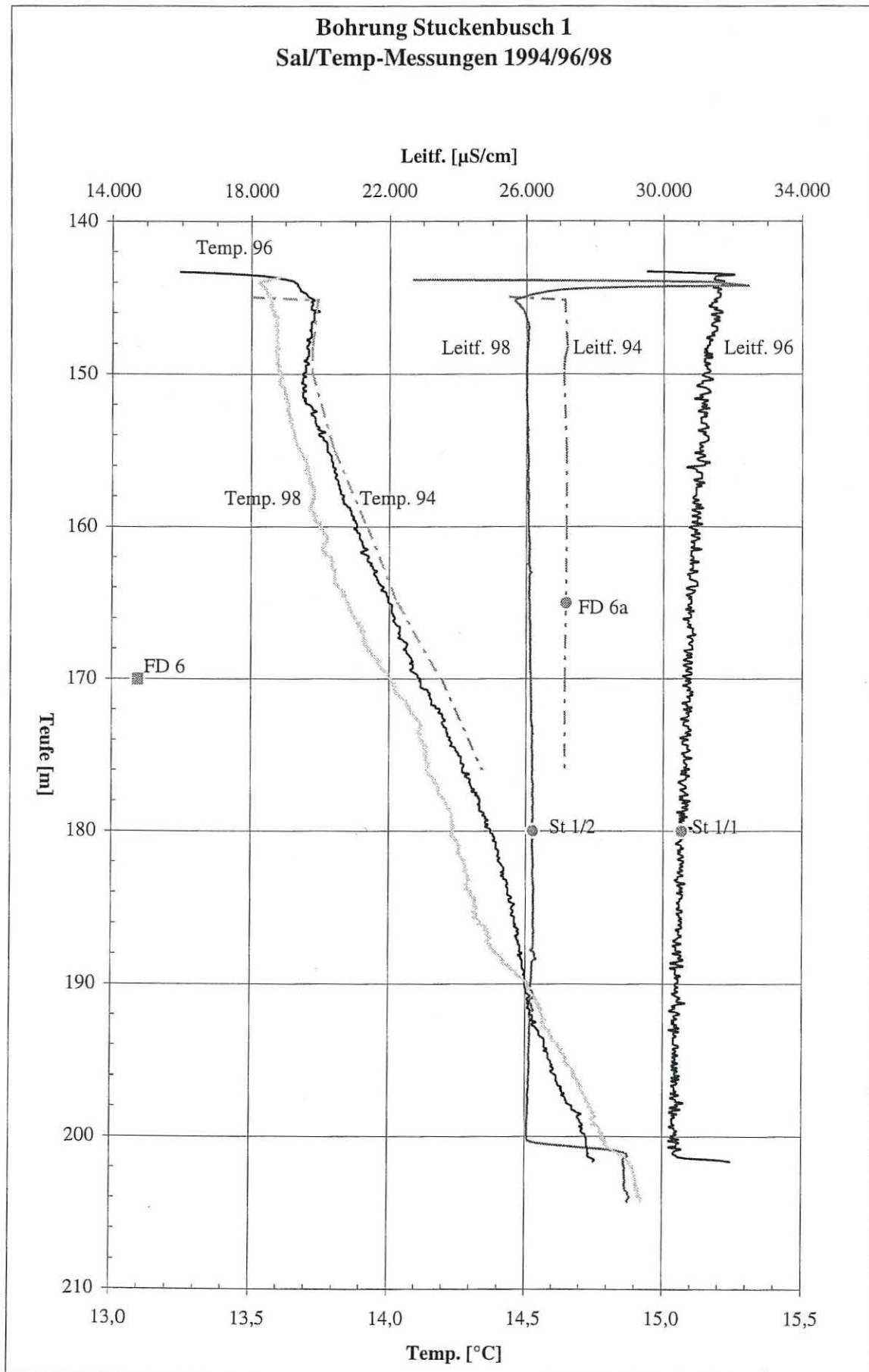


Bohrung Schacht 7 Sal/Temp-Messungen 1994/96/98



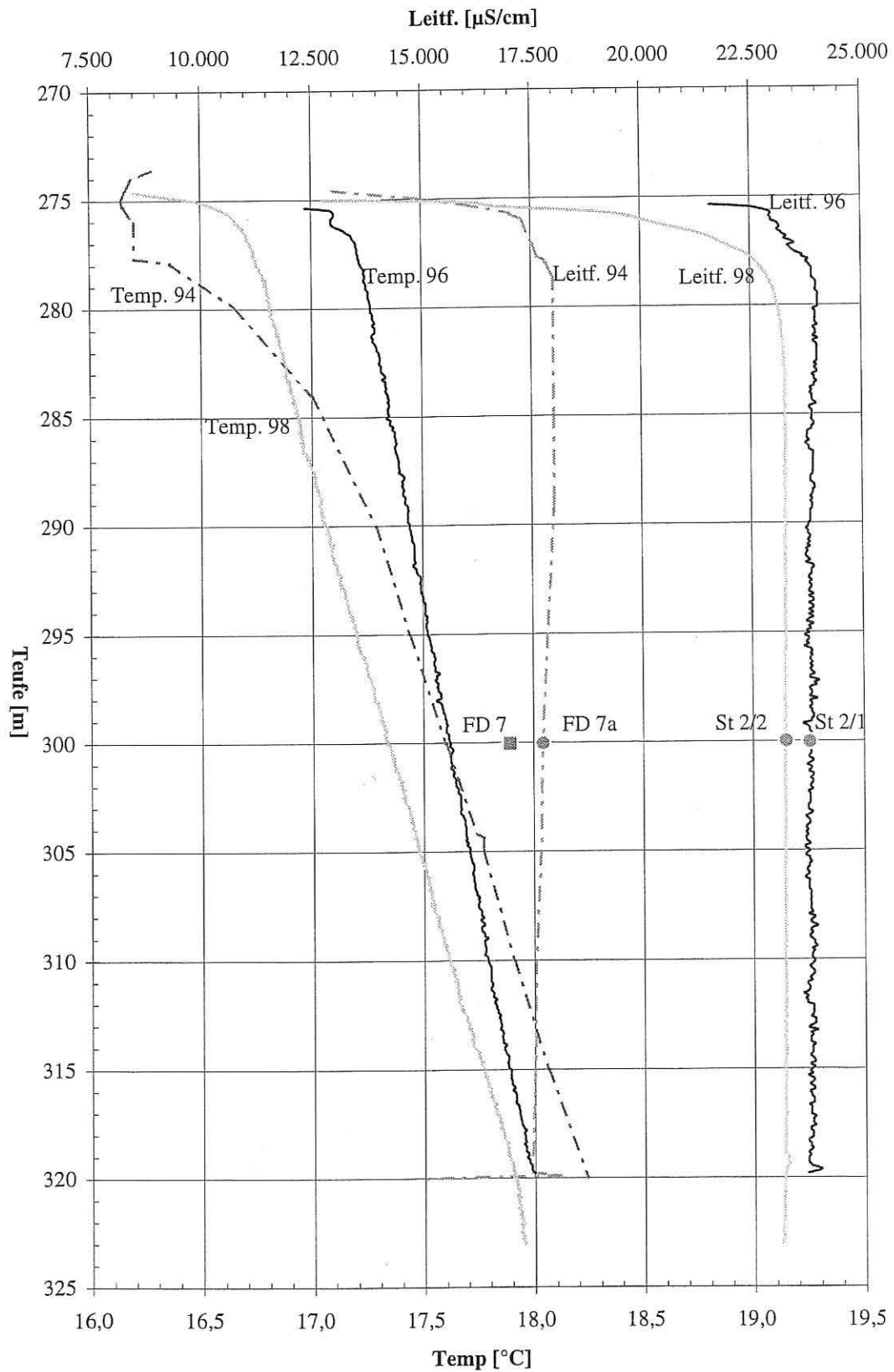
Wasseranalysen Bohrung Schacht 7							
Probenbezeichnung		S 7/1	S 7/3	FD 8	FD 8a	S 7/2	S 7/4
Entnahmedatum		10.12.96	30.09.98	13.06.94	24.11.94	10.12.96	30.09.98
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	Schöpfprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	124,3	124,1	340,0	98,4	124,3	124,1
Probe unter GOK	ca. m	230,0	230,0	340,0	330,0	330,0	330,0
Probe unter WSP	ca. m	105,7	105,9	0,0	231,6	205,7	205,9
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	17,4	17,4	17,3	21,2	21,1	21,5
pH (Labor)		8,7	8,9	6,7	3,8	4,9	4,3
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	31.958	26.472	n.b.	38.226	44.548	52.400
Leitf. (Labor)	µS/cm	26.700	25.300	30.700	32.900	48.000	51.500
Dichte	g/ml	1,010	1,007	1,0128	1,006	1,020	1,019
Abdampfrückstand	mg/l	18.570	17.460	19.800	24.000	37.250	37.720
NH ₄	mg/l	11	15	13	12	19	19
Na	mg/l	5.083	5.240	5.620	6.700	9.860	10.500
K	mg/l	80	63	101	100	103	110
Ca	mg/l	618	581	1070	800	1560	1650
Mg	mg/l	182	176	302	240	388	463
Ba	mg/l	20	23	32	48,0	85	114
Sr	mg/l	63	66	101	112	187	210
Fe, ges.	mg/l	11	4,9	47	310	897	434
Fe, gel.	mg/l	< 0,05	< 0,05	n.b.	n.b.	743	400
Mn	mg/l	1,40	1,60	4,2	8,00	13	7,9
B	mg/l	3,8	3,8	5,45	5,13	3,9	3,8
NO ₃	mg/l	0,52	1,3	< 10	< 1,5	0,52	1,0
Cl	mg/l	9.760	9.510	11.300	13.900	19.600	21.060
F	mg/l	0,14	< 0,03	n.b.	n.b.	0,03	< 0,03
SO ₄	mg/l	< 5	3,8	12	< 10	< 5	1,2
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	43	40	89	n.b.	20	0
Al	mg/l	< 0,1	< 1	< 0,5	< 0,01	< 0,1	< 1
Cd	mg/l	< 0,02	< 0,005	< 0,05	0,001	< 0,02	< 0,005
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,005	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,005	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,1	< 0,05	0,15	0,040	< 0,1	< 0,05
Pb	mg/l	< 0,1	< 0,04	< 0,5	0,023	< 0,1	< 0,04
Zn	mg/l	0,02	0,59	0,13	0,540	2,64	1,4

Bohrung Stuckenbusch 1 Sal/Temp-Messungen 1994/96/98



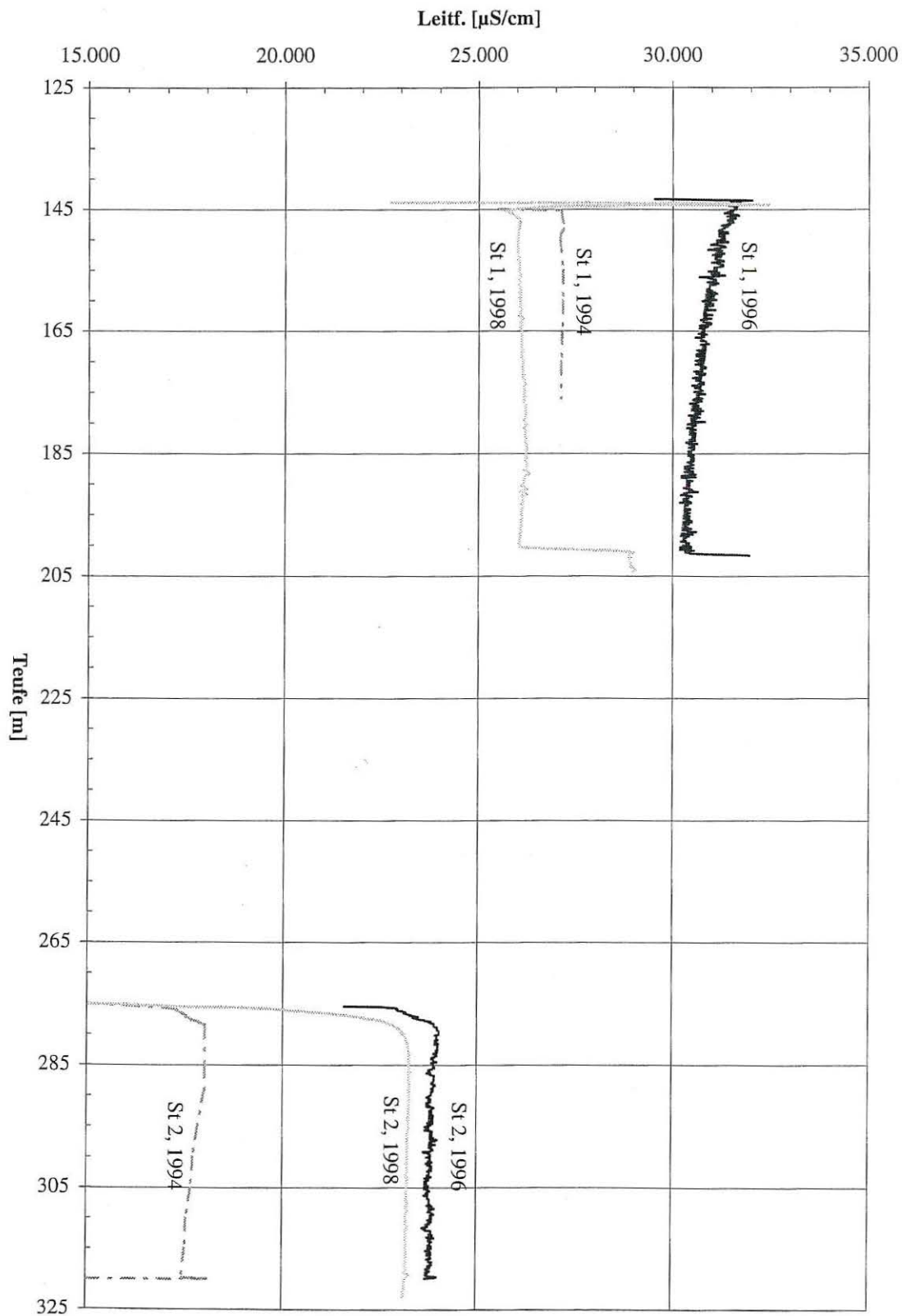
Wasseranalysen Bohrung Stuckenbusch 1					
Probenbezeichnung		FD 6	FD 6a	St 1/1	St 1/2
Entnahmedatum		09.12.93	18.05.94	10.12.96	15.10.98
Bemerkung		Schöpfprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	170,0	144,2	143,0	145,0
Probe unter GOK	ca. m	170,0	165,0	180,0	180,0
Probe unter WSP	ca. m	0,0	20,8	37,0	35,0
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	11,0	14,0	14,4	14,2
pH (Labor)		7,9	7,6	7,2	6,7
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	n.b.	27.163	30.518	26.198
Leitf. (Labor)	µS/cm	14.740	27.800	28.300	26.600
Dichte	g/ml	1,0024	1,0103	1,009	1,010
Abdampfrückstand	mg/l	8.980	18.260	19.400	19.150
NH ₄	mg/l	5,3	9,4	12	9,6
Na	mg/l	2.490	5.350	5.675	5.300
K	mg/l	52	77	81	61
Ca	mg/l	417	826	640	489
Mg	mg/l	115	292	229	192
Ba	mg/l	8,4	29	23	26
Sr	mg/l	38	95	69	74
Fe, ges.	mg/l	3,7	3	50	43
Mn	mg/l	1,4	0,06	0,40	0,55
B	mg/l	2,48	7,72	6,1	6,6
NO ₃	mg/l	30	12	1,9	< 0,30
Cl	mg/l	4.930	9.890	10.820	9.590
F	mg/l	n.b.	n.b.	0,08	< 0,30
SO ₄	mg/l	32	14	< 5	1,1
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	186	412	270	268
Al	mg/l	< 0,5	< 0,5	< 0,1	< 1
Cd	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,02	< 0,04
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	0,14	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,1	< 0,05
Pb	mg/l	< 0,5	< 0,5	< 0,1	< 0,04
Zn	mg/l	0,30	< 0,05	0,34	0,14

Bohrung Stuckenbusch 2 Sal/Temp-Messungen 1994/96/98

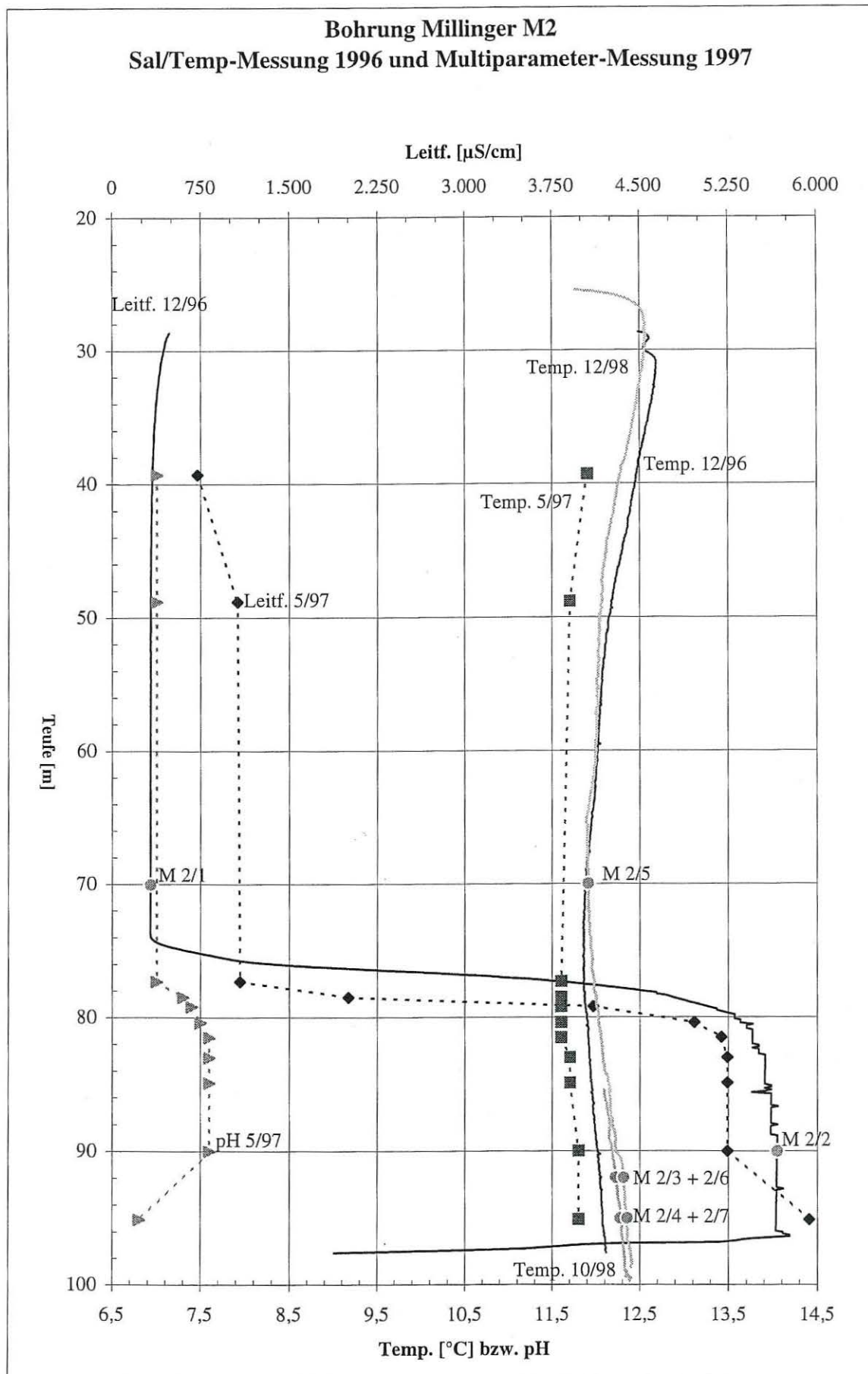


Wasseranalysen Bohrung Stuckenbusch 2					
Probenbezeichnung		FD 7	FD 7a	St 2/1	St 2/2
Entnahmedatum		21.03.94	18.05.94	10.12.96	15.10.98
Bemerkung		Schöpfprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	300,0	273,6	275,0	275,0
Probe unter GOK	ca. m	300,0	300,0	300,0	300,0
Probe unter WSP	ca. m	0,0	26,4	25,0	25,0
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	11,0	17,6	17,6	17,3
pH (Labor)		7,6	7,8	7,6	7,3
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	n.b.	17.705	23.711	23.226
Leitf. (Labor)	µS/cm	16.960	18.400	22.400	23.500
Dichte	g/ml	1,0052	1,0081	1,007	1,009
Abdampfrückstand	mg/l	10.260	11.310	14.510	16.680
NH ₄	mg/l	4,5	6,8	8,8	9,2
Na	mg/l	3.100	3.410	4.397	5.050
K	mg/l	49	48	55	41
Ca	mg/l	365	503	390	337
Mg	mg/l	108	155	134	125
Ba	mg/l	9,3	16	21	28
Sr	mg/l	40	48	47	56
Fe, ges.	mg/l	n.b.	< 0,5	3,0	2,7
Mn	mg/l	n.b.	0,28	< 0,02	0,02
B	mg/l	n.b.	7,68	6,9	8,0
NO ₃	mg/l	28	< 10	1,7	< 0,30
Cl	mg/l	5.700	6.250	7.860	8.300
F	mg/l	n.b.	n.b.	0,83	1,1
SO ₄	mg/l	13	12	< 5	2,0
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	180	204	225	228
Al	mg/l	n.b.	< 0,5	< 0,1	< 1
Cd	mg/l	n.b.	< 0,05	< 0,02	< 0,001
Cr	mg/l	n.b.	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	n.b.	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	n.b.	< 0,05	< 0,1	< 0,05
Pb	mg/l	n.b.	< 0,5	< 0,1	< 0,04
Zn	mg/l	n.b.	< 0,05	0,18	0,09

Bohrungen Stuckenbusch 1 und 2 Übersicht der Salinitätsmessungen



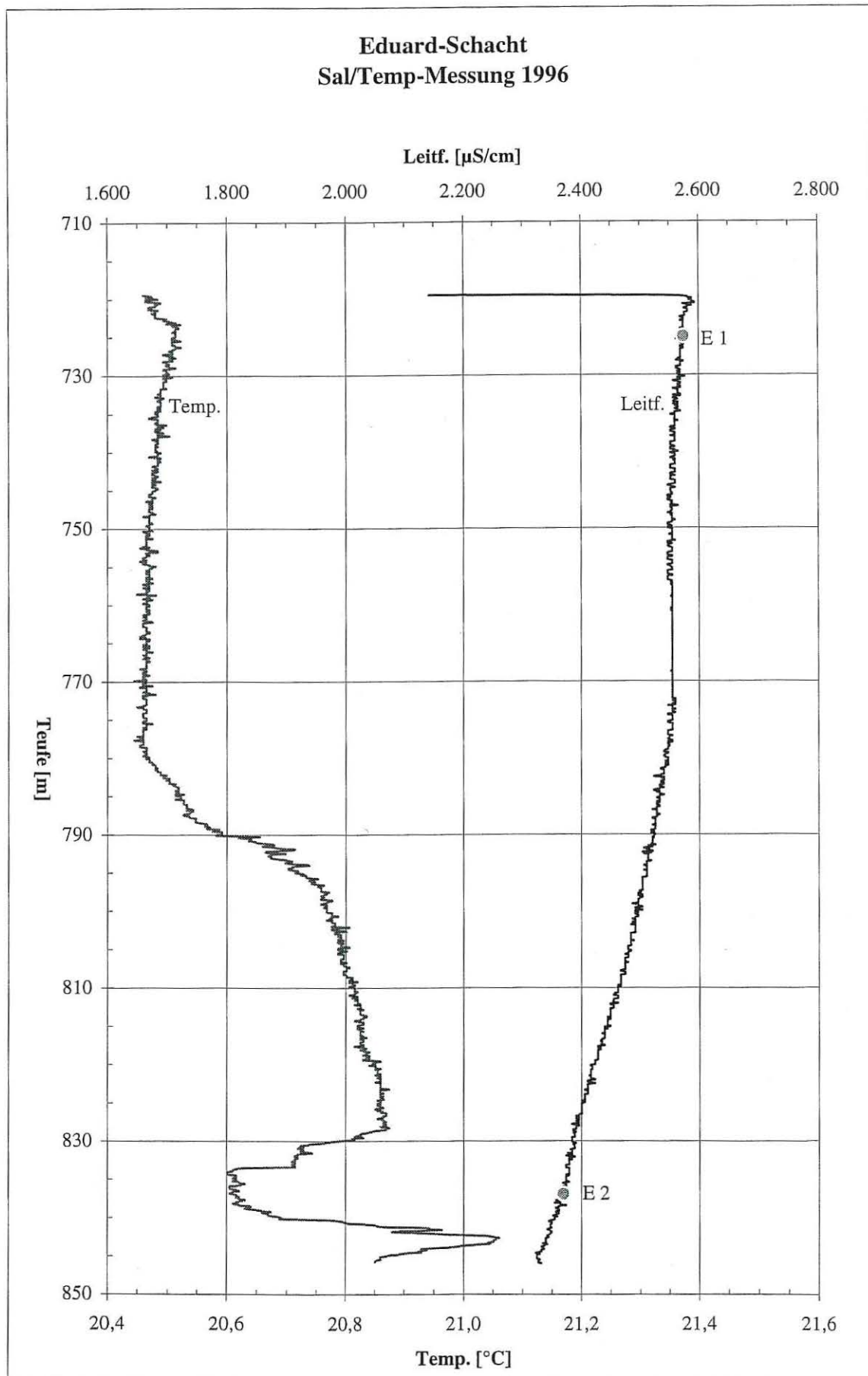
Bohrung Millinger M2 Sal/Temp-Messung 1996 und Multiparameter-Messung 1997



Wasseranalysen Bohrung Millinger M2

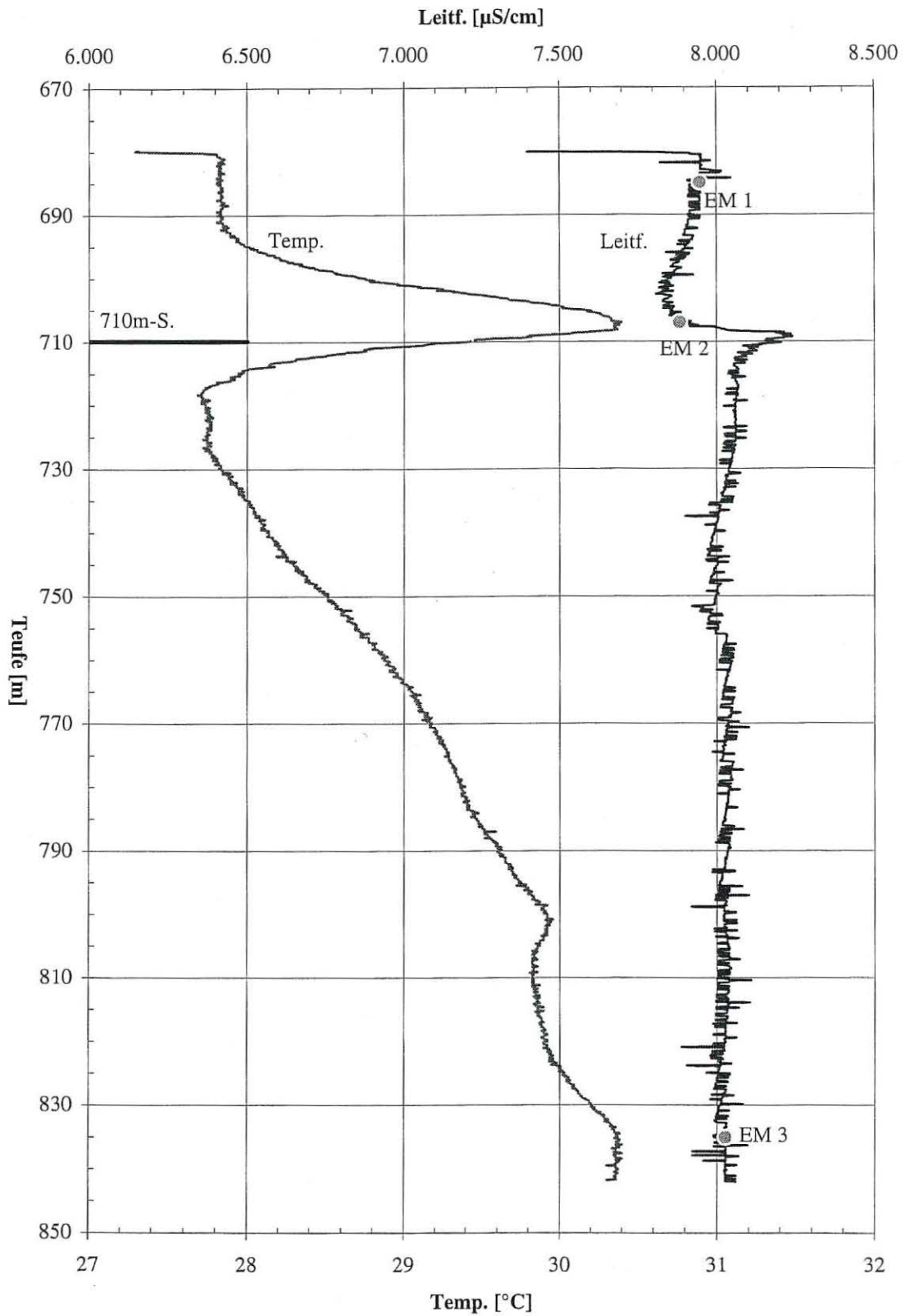
Probenbezeichnung		M 2/1	M 2/5	M 2/2	M 2/3	M 2/6	M 2/4	M 2/7
Entnahmedatum		10.12.96	01.12.98	10.12.96	15.10.98	01.12.98	15.10.98	01.12.98
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	28,4	25,0	28,4	85,0	25,0	85,0	25,0
Probe unter GOK	ca. m	70,0	70,0	90,0	92,0	92,0	95,0	95,0
Probe unter WSP	ca. m	41,6	55,0	61,6	7,0	67,0	10,0	70,0
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	11,9	11,9	12,0	12,2	12,3	12,3	12,4
pH (Labor)		7,3	6,9	8,0	7,8	7,9	7,1	6,9
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	320	n.b.	5.657	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Leitf. (Labor)	µS/cm	230	116	5.310	2.980	2.670	4.420	2.238
Dichte	g/ml	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,002	1,001
Abdampfrückstand	mg/l	138	77	3.010	1.771	1.515	2.481	2.238
NH ₄	mg/l	0,13	0,04	2,2	3,7	40	44	2,6
Na	mg/l	25	6,7	1.140	673	500	785	724
K	mg/l	2,0	0,83	23	18	9,1	21	20
Ca	mg/l	16	16	34	27	13	68	71
Mg	mg/l	1,2	0,82	14	6,4	3,9	15	17
Ba	mg/l	< 1	< 1,0	< 1	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0
Sr	mg/l	< 1	< 1,0	3,5	< 1,0	< 1,0	< 1,0	2,3
Fe, ges.	mg/l	0,41	0,75	0,67	0,89	30	29	29
Mn	mg/l	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,07	0,06	2,4	2,0
B	mg/l	< 1	2,0	3,0	1,8	2,6	2,2	< 0,2
NO ₃	mg/l	3,7	1,2	2,2	< 0,30	0,66	< 0,30	0,73
Cl	mg/l	35	6,8	1.420	662	567	1.010	998
F	mg/l	0,10	0,04	0,78	0,65	0,30	0,47	0,43
SO ₄	mg/l	19	26	110	132	134	44	41
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	35	29	500	461	439	895	868
Al	mg/l	< 0,1	< 1	< 0,1	< 1	2,1	1,7	< 1
Cd	mg/l	< 0,02	< 0,005	< 0,02	< 0,001	< 0,005	< 0,001	< 0,005
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Pb	mg/l	< 0,1	< 0,04	< 0,1	< 0,04	< 0,04	0,07	< 0,04
Zn	mg/l	0,31	0,14	0,028	0,09	0,59	0,90	0,59

Eduard-Schacht
Sal/Temp-Messung 1996

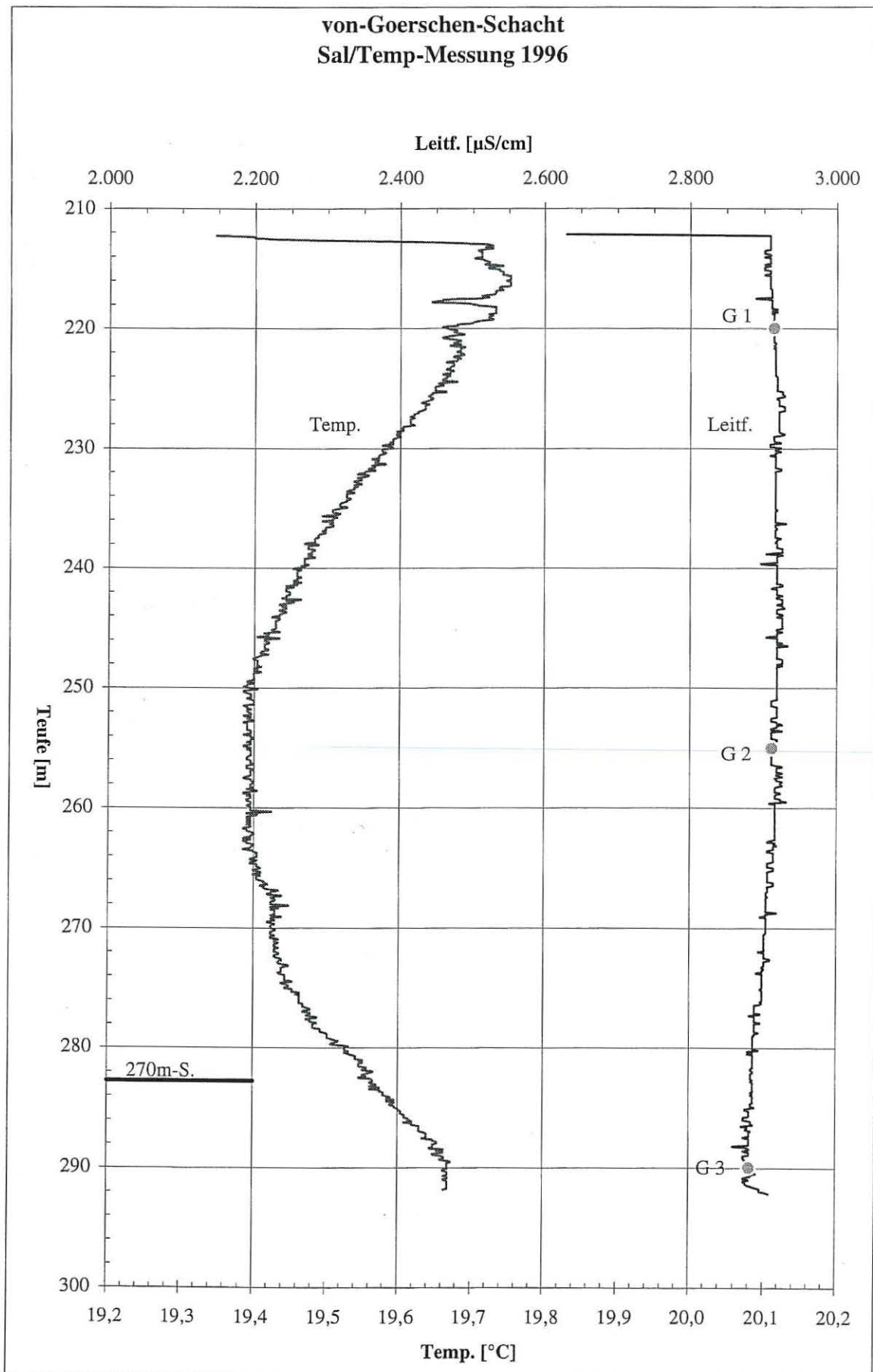


Wasseranalysen Eduard-Schacht							
Probenbezeichnung		E 1	E 2	A2	A4	A5	A6
Entnahmedatum		03.09.96	03.09.96	13.09.93	13.09.93	13.09.93	13.09.93
Entnahmestelle				Baufeld Anna 860mS Damm NW80	Baufeld Anna 610mS Damm SO60	Baufeld Anna Brauchwasserltg. 610mS am Eduard-Scht.	Baufeld Anna 610mS Damm SW61
Bemerkungen		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	Sammelzufluß	Sammelzufluß	Sammelzufluß	Sammelzufluß
WSP unter GOK	ca. m	718,4	718,4				
Probe unter GOK	ca. m	724,0	836,0	851,6	601,6	356,6	600,6
Probe unter WSP	ca. m	5,6	117,6				
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	20,51	20,61	25,00	28,00	18,00	18,00
pH (Labor)		8,6	8,1	9,25	9,29	8,46	9,00
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	2.573	2.368	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Leitf. (Labor)	µS/cm	2.720	2.340	8.320	1.721	971	1.019
Dichte	g/ml	1,000	1,000	1,004	0,9998	0,9989	0,9991
Abdampfrückstand	mg/l	1.521	1.320	5.380	1.080	576	556
NH ₄	mg/l	1,9	1,4	0,06	< 0,01	0,01	0,02
Na	mg/l	535	455	1.900	413	89	204
K	mg/l	22	16	33	13	12	0,1
Ca	mg/l	16	23	27	30	104	50
Mg	mg/l	22	18	28	14	35	16
Ba	mg/l	< 1	< 1	0,1	0,08	< 0,05	< 0,05
Sr	mg/l	< 1	< 1	0,7	0,4	0,9	0,4
Fe, ges.	mg/l	5,0	5,2	0,6	0,5	< 0,1	0,3
Mn	mg/l	0,25	0,02	0,12	0,14	< 0,05	0,45
B	mg/l	< 1	< 1	0,75	0,69	0,18	0,3
NO ₃	mg/l	0,34	0,30	9,40	3,60	0,40	1,10
Cl	mg/l	530	430	6.360	43	41	25
F	mg/l	0,65	0,59	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
SO ₄	mg/l	2,9	1,4	241	14	218	< 5
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	717	751	849	815	139	459
Al	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cd	mg/l	< 0,02	< 0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ni	mg/l	0,40	< 0,1	0,03	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Pb	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Zn	mg/l	0,037	< 0,02	0,02	0,02	0,03	< 0,01

Emil Mayrisch Schacht I
Sal/Temp-Messung 1996

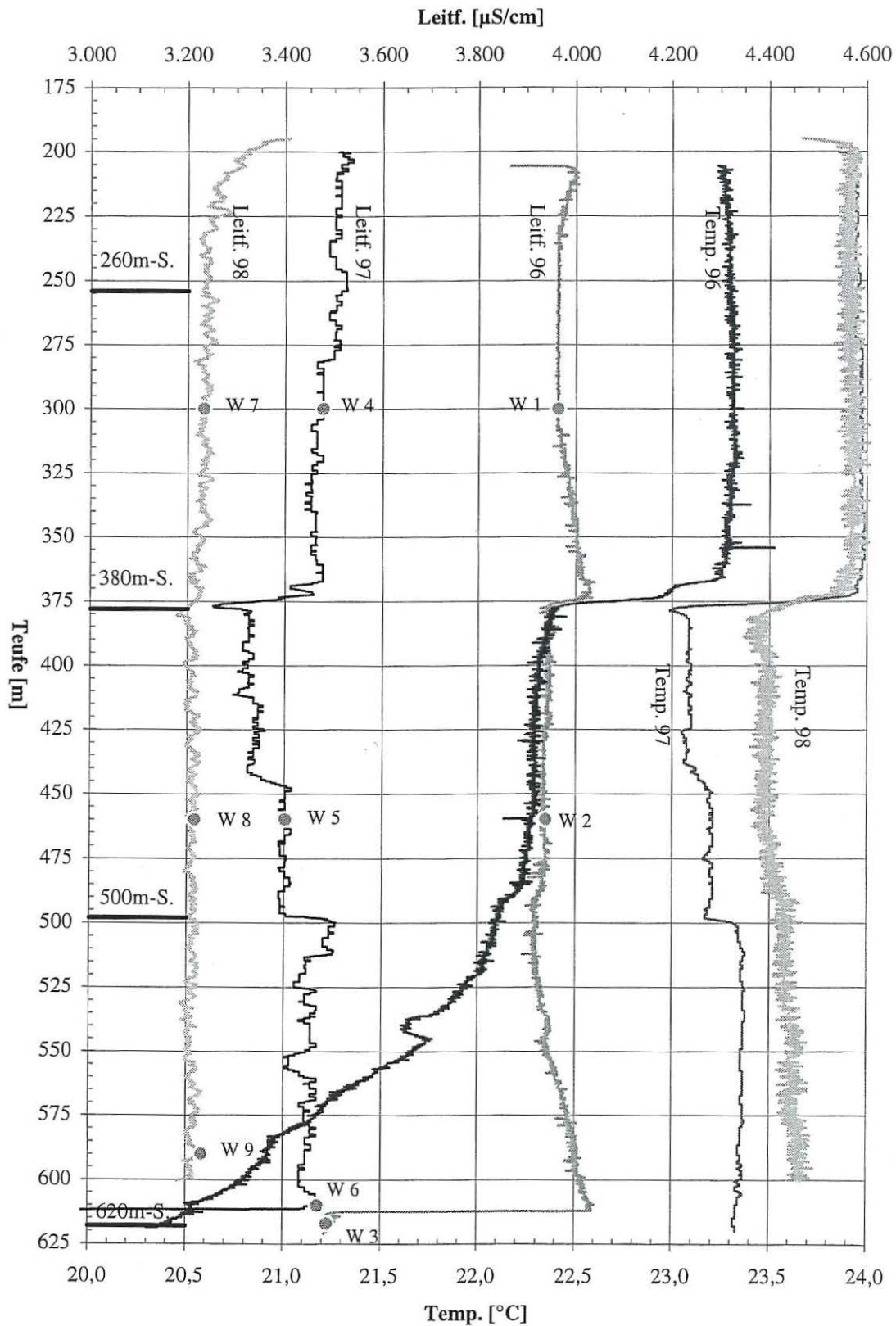


Wasseranalysen Emil Mayrisch Schacht I				
Probenbezeichnung		EM 1	EM 2	EM 3
Entnahmedatum		03.09.96	03.09.96	03.09.96
Bemerkungen		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	678,8	678,8	678,8
Probe unter GOK	ca. m	684,2	706,2	834,2
Probe unter WSP	ca. m	5,4	27,4	155,4
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	27,81	30,40	30,37
pH (Labor)		11,5	11,2	9,3
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	7.947	7.883	7.991
Leitf. (Labor)	µS/cm	7.650	7.680	7.990
Dichte	g/ml	1,001	1,001	1,001
Abdampfrückstand	mg/l	4.336	4.791	5.273
NH ₄	mg/l	6,5	5,9	3,9
Na	mg/l	1.510	1.480	1.627
K	mg/l	74	67	47
Ca	mg/l	14	7,8	3,4
Mg	mg/l	< 1	< 1	24
Ba	mg/l	< 1	< 1	< 1
Sr	mg/l	< 1	< 1	< 1
Fe, ges.	mg/l	1,8	1,6	1,1
Mn	mg/l	< 0,02	< 0,02	< 0,02
B	mg/l	< 1	< 1	< 1
NO ₃	mg/l	< 0,30	< 0,30	0,77
Cl	mg/l	2.270	2.340	2.330
F	mg/l	0,98	1,1	0,70
SO ₄	mg/l	35	28	6,3
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	0	0	545
Al	mg/l	0,70	0,50	< 0,1
Cd	mg/l	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Pb	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Zn	mg/l	0,11	0,02	< 0,02

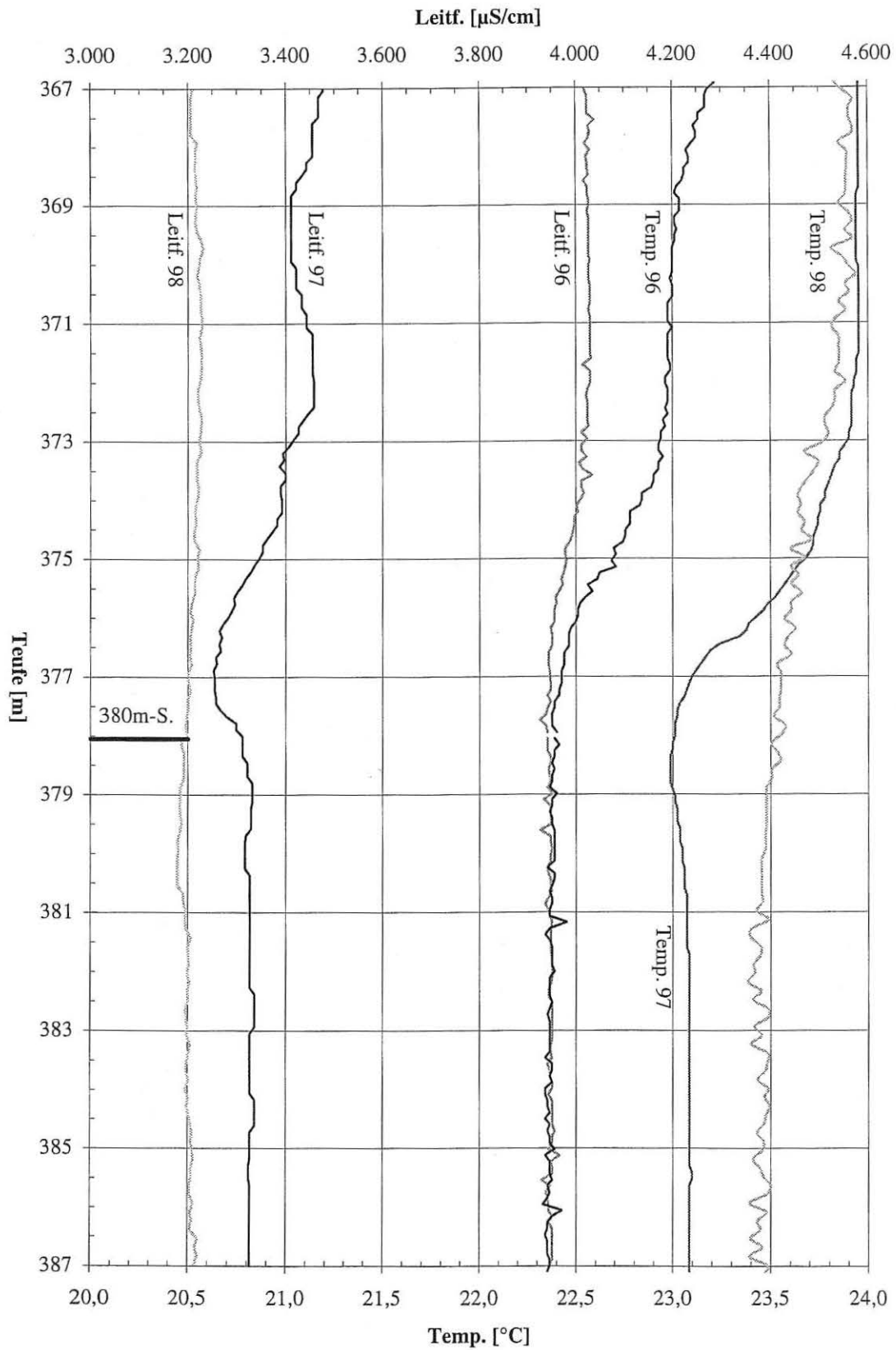


Wasseranalysen von-Goerschen-Schacht				
Probenbezeichnung		G 1	G 2	G 3
Entnahmedatum		05.09.96	05.09.96	05.09.96
Bemerkungen		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	211,1	211,1	211,1
Probe unter GOK	ca. m	219,8	254,8	289,8
Probe unter WSP	ca. m	8,7	43,7	78,7
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	19,66	19,40	19,67
pH (vor Ort)		7,4	7,3	7,3
pH (Labor)		7,8	7,9	7,9
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	2.913	2.910	2.881
Leitf. (Labor)	µS/cm	2.720	2.710	2.670
Dichte	g/ml	1,000	1,000	1,000
Abdampfrückstand	mg/l	1.784	1.780	1.761
NH ₄	mg/l	1,3	1,3	1,5
Na	mg/l	555	530	525
K	mg/l	16	15	15
Ca	mg/l	87	87	82
Mg	mg/l	38	39	38
Ba	mg/l	< 1	< 1	< 1
Sr	mg/l	< 1	< 1	< 1
Fe, ges.	mg/l	1,2	6,2	9,9
Mn	mg/l	0,25	0,23	0,16
B	mg/l	< 1	< 1	< 1
NO ₃	mg/l	< 0,30	< 0,30	< 0,30
Cl	mg/l	114	111	113
F	mg/l	0,38	0,43	0,47
SO ₄	mg/l	317	306	300
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	1.295	1.286	1.282
Al	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Cd	mg/l	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Pb	mg/l	< 0,1	0,16	< 0,1
Zn	mg/l	0,11	< 0,02	0,67

Schacht Willem II Sal/Temp-Messungen 1996/97/98



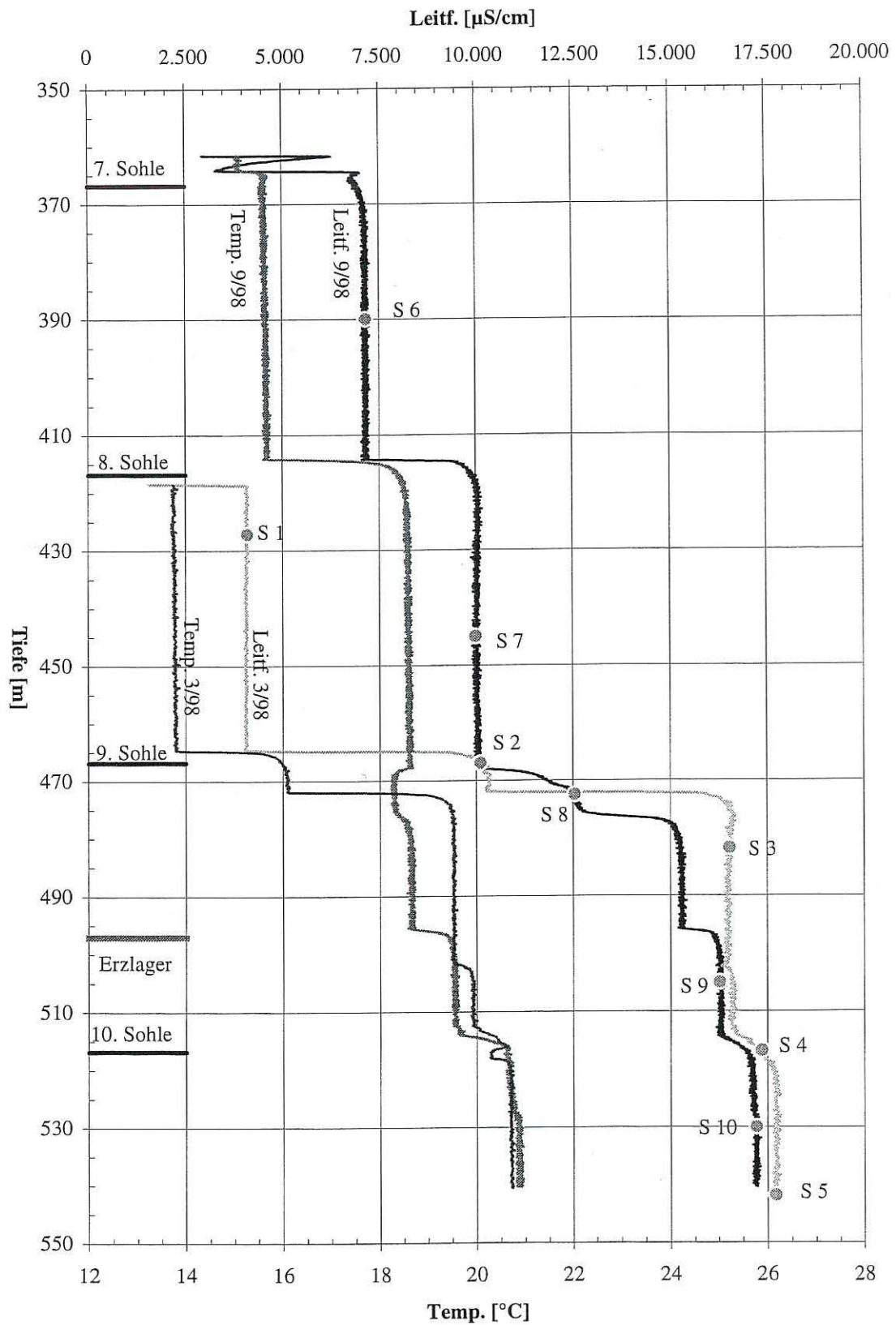
Schacht Willem II
Ausschnitt der Sal/Temp-Messungen 1996/97/98
- Sprungbereich 380m-Sohle -



Wasseranalysen Schacht Willem II

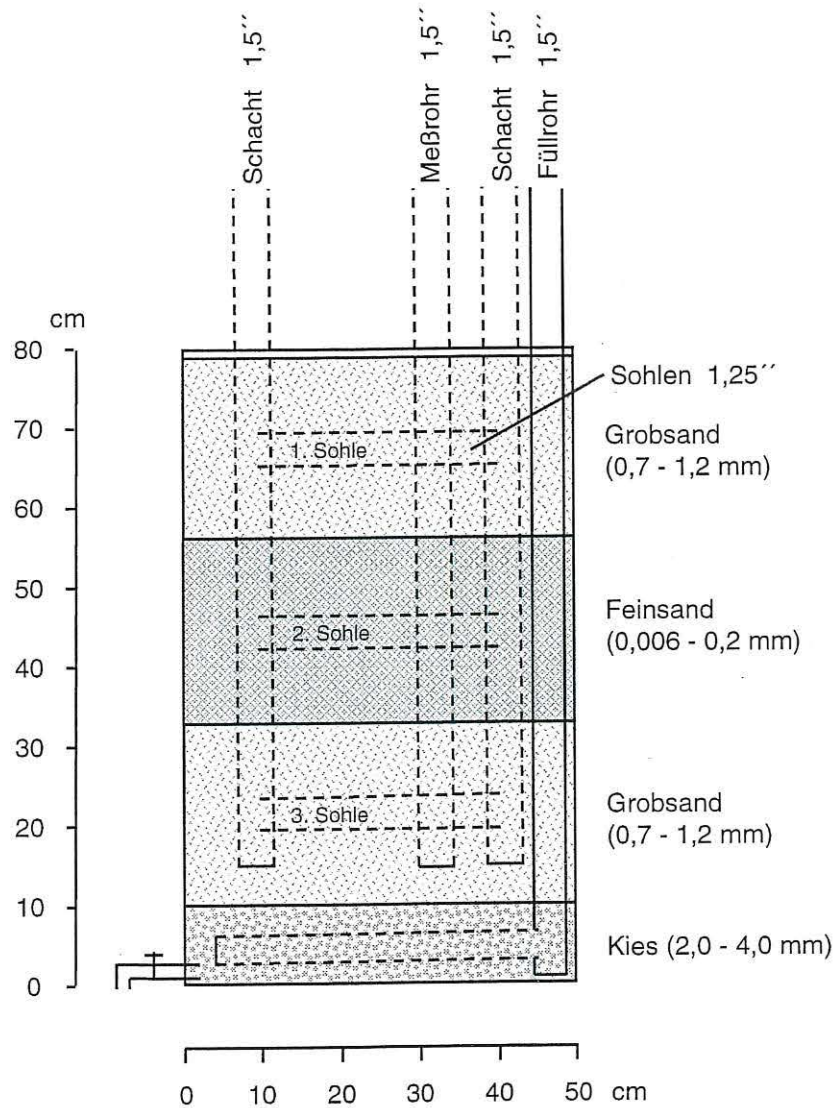
Probenbezeichnung		W 1	W 4	W 7	W 2	W 5	W 8	W 3	W 6	W 9
Entnahmedatum		04.09.96	17.09.97	24.09.98	04.09.96	17.09.97	24.09.98	04.09.96	17.09.97	24.09.98
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	204,4	198,8	191,8	204,4	198,8	191,8	204,4	198,8	191,8
Probe unter GOK	ca. m	299,1	300,0	300,0	459,1	460,0	460,0	616,1	610,0	590,0
Probe unter WSP	ca. m	94,7	101,2	108,2	254,7	261,2	268,2	411,7	411,2	398,2
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	23,3	24,0	23,9	22,3	23,2	24,5	20,4	23,3	23,6
pH (Labor)		7,8	8,0	7,5	7,8	7,9	7,6	7,6	7,8	7,6
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	3.962	3.477	3.232	3.938	3.401	3.215	3.489	3.469	3.231
Leitf. (Labor)	µS/cm	3.830	3.650	3.370	3.720	3.560	3.350	3.690	3.640	3.340
Dichte	g/ml	1,000	1,001	1,001	1,000	1,001	1,001	1,000	1,001	1,001
Abdampfrückstand	mg/l	2.529	2.407	2.255	2.472	2.372	2.243	2.459	2.418	2.241
NH ₄	mg/l	1,3	1,3	1,4	1,2	1,2	1,3	1,1	1,3	1,3
Na	mg/l	734	761	744	795	760	776	719	790	723
K	mg/l	24	26	22	23	26	27	23	28	28
Ca	mg/l	68	65	66	70	69	68	70	69	70
Mg	mg/l	33	32	28	35	35	26	34	36	28
Ba	mg/l	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sr	mg/l	1,4	< 1	< 1,0	1,3	1,1	< 1	1,4	< 1	< 1
Fe, ges.	mg/l	3,7	11,0	5,0	3,4	3,9	2,4	3,3	3,8	2,4
Mn	mg/l	0,48	0,41	0,35	0,53	0,52	0,38	0,56	0,48	0,36
B	mg/l	< 1	0,39	< 1	< 1	0,31	< 1	< 1	0,29	< 1
NO ₃	mg/l	< 0,3	< 0,3	0,30	< 0,3	2,0	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3
Cl	mg/l	310	245	161	257	221	147	254	215	147
F	mg/l	0,52	0,30	0,29	0,50	0,30	0,26	0,48	0,32	0,28
SO ₄	mg/l	596	690	644	599	648	704	586	739	605
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	1.261	1.230	1.212	1.266	1.168	1.260	1.258	1.258	1.245
Al	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 1	< 0,1	< 0,1	< 1	< 0,1	< 0,1	< 1
Cd	mg/l	< 0,02	< 0,02	< 0,04	< 0,02	< 0,02	< 0,005	< 0,02	< 0,02	< 0,005
Cr	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,05
Pb	mg/l	< 0,1	< 0,1	< 0,04	< 0,1	< 0,1	< 0,04	< 0,1	< 0,1	< 0,04
Zn	mg/l	0,045	< 0,02	1,9	< 0,02	< 0,02	0,10	< 0,02	< 0,02	0,14

Sicilia-Schacht Sal/Temp-Messungen 3/98 und 9/98

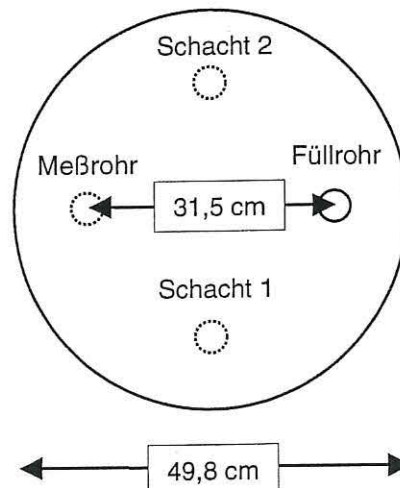


Wasseranalysen Sicilia-Schacht											
Probenbezeichnung		S 1	S 2	S 3	S 4	S 5	S 6	S 7	S 8	S 9	S 10
Entnahmedatum		25.03.98	25.03.98	25.03.98	25.03.98	25.03.98	22.09.98	22.09.98	22.09.98	22.09.98	22.09.98
Bemerkung		horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe	horizontierte Wasserprobe
WSP unter GOK	ca. m	419,0	419,0	419,0	419,0	419,0	361,5	361,5	361,5	361,5	361,5
Probe unter GOK	ca. m	427,0	467,0	482,0	517,0	542,0	390,0	445,0	472,5	505,0	530,0
Probe unter WSP	ca. m	8,0	48,0	63,0	98,0	123,0	28,5	83,5	111,0	143,5	168,5
Temp. (vor Ort/in situ)	°C	13,8	16,0	19,6	20,3	20,3	15,6	18,6	18,3	19,6	20,9
pH (Labor)		6,2	5,4	5,1	5,1	4,9	5,7	4,5	5,9	5,2	4,8
Leitf. (vor Ort/in situ)	µS/cm	4.084	10.098	16.523	17.350	17.700	7.136	9.982	12.533	16.260	17.214
Leitf. (Labor)	µS/cm	3.930	11.000	16.190	16.170	17.450	7.170	10.240	12.600	16.300	17.260
Dichte	g/ml	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	1,007	1,013	1,016	1,023	1,027
Abdampfrückstand	mg/l	4.594	17.212	29.120	29.840	32.550	10.500	16.540	20.150	29.200	32.400
NH ₄	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2,8	4,8	9,3	7,5	9,7
Na	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	60	150	474	601	764
K	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	37	84	107	77	189
Ca	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	521	549	553	408	407
Mg	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	779	895	1.180	1.500	1.600
Ba	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	< 1,0	< 1	< 1	< 1	< 1
Sr	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	< 1,0	< 1	< 1	< 1	< 1
Fe, ges.	mg/l	126	2.279	4.346	4.355	4.900	882	1.610	1.970	2.700	2.860
Mn	mg/l	46	105	165	165	180	41	72	103	147	160
B	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	< 1	1,1	1,5	1,7	1,6
NO ₃	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,77	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3
Cl	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	32	47	76	81	95
F	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,04	1,5	0,17	0,39	0,99
SO ₄	mg/l	2.696	2.169	17.476	17.789	20.476	5.820	9.450	11.700	16.790	18.260
HCO ₃ (errechnet)	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	38	4	198	33	7
Al	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	< 1	15	< 1	1,7	4,2
Cd	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,01	0,19	0,02	0,024	0,02
Cr	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Cu	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ni	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	1,2	3	3,6	5	5,4
Pb	mg/l	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	< 0,04	0,06	0,04	0,09	0,11
Zn	mg/l	80	565	1.000	1.007	1.171	101	502	325	527	574

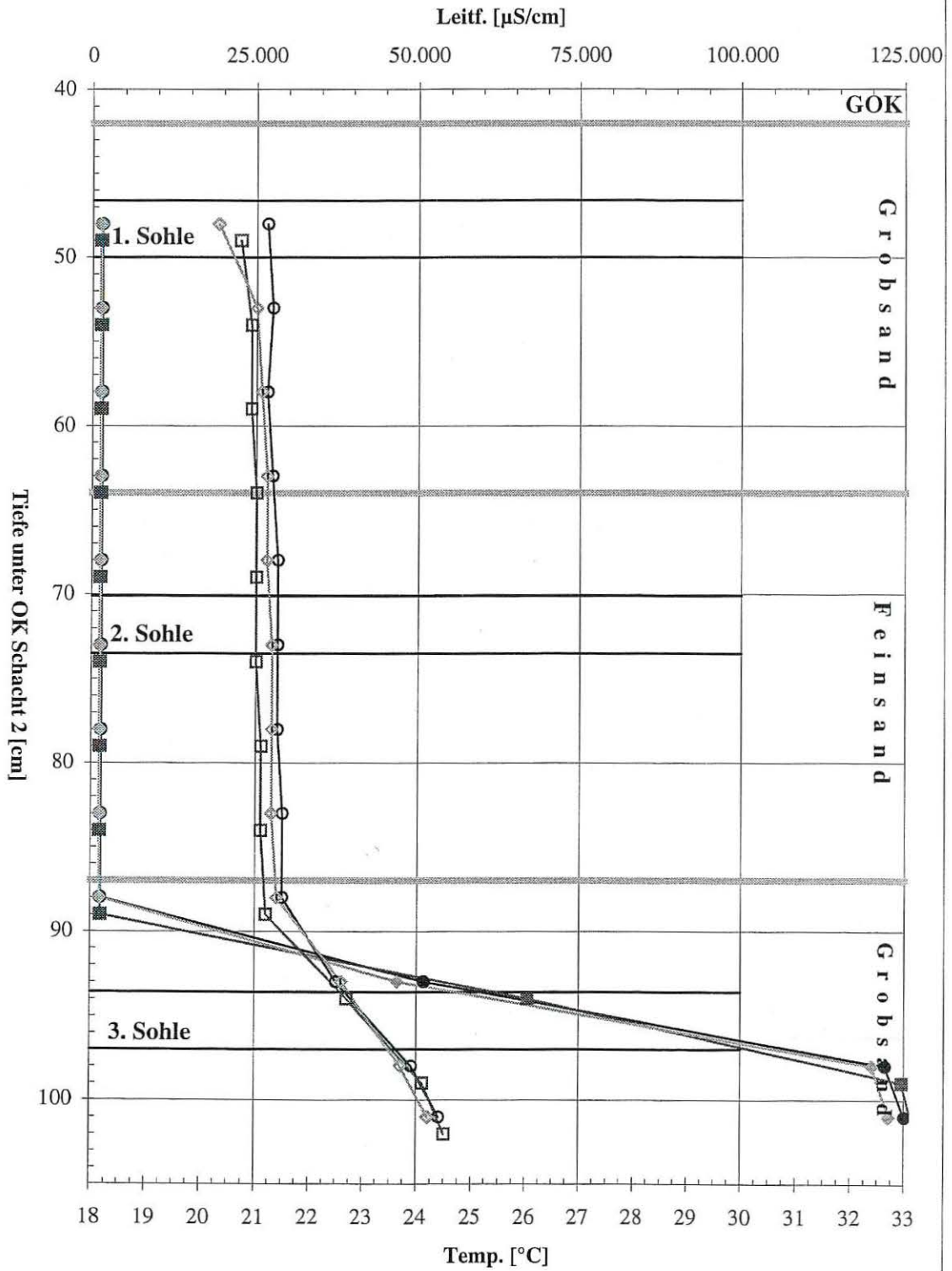
Seitenansicht



Aufsicht

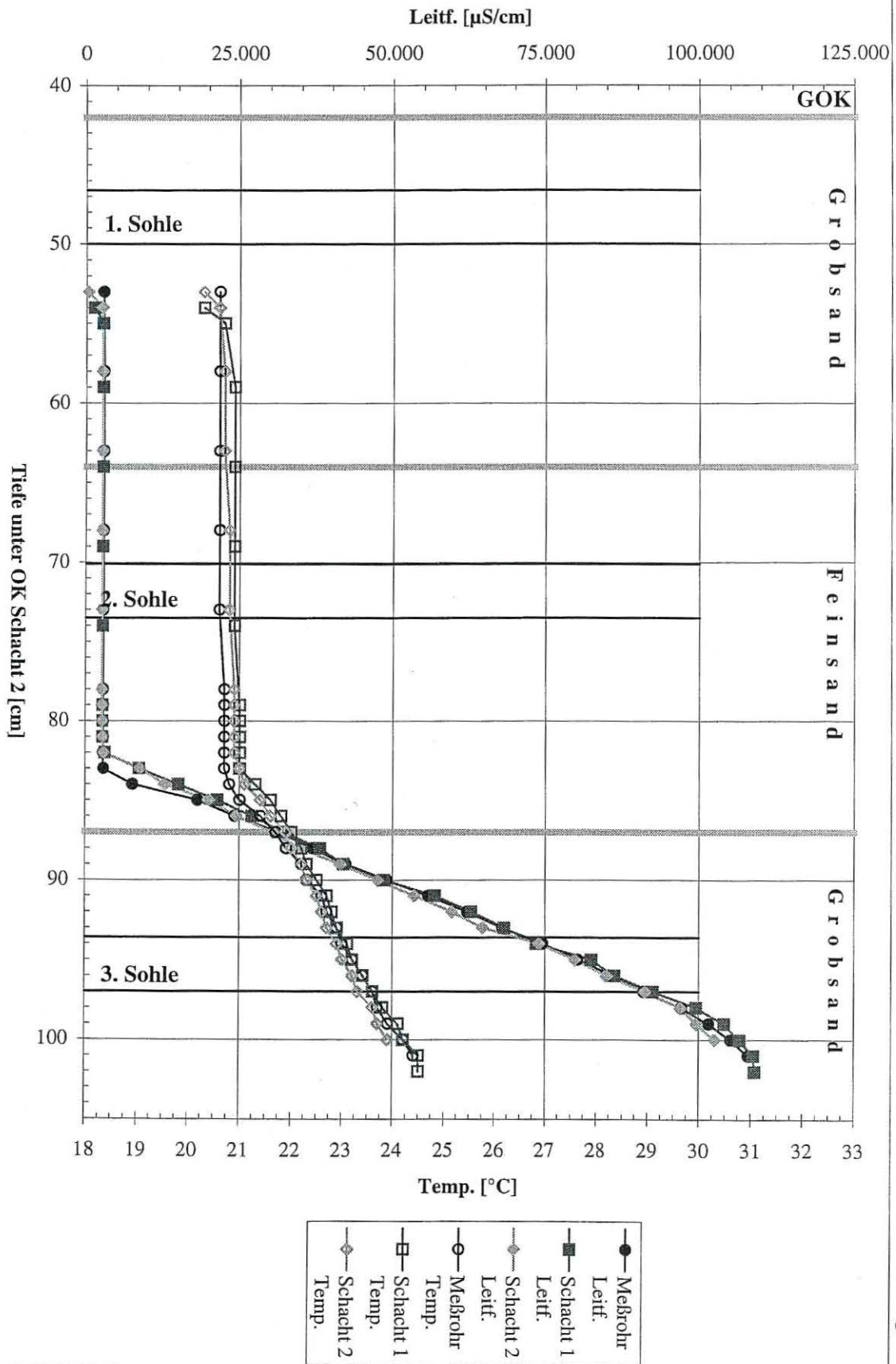


Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 29.10.97



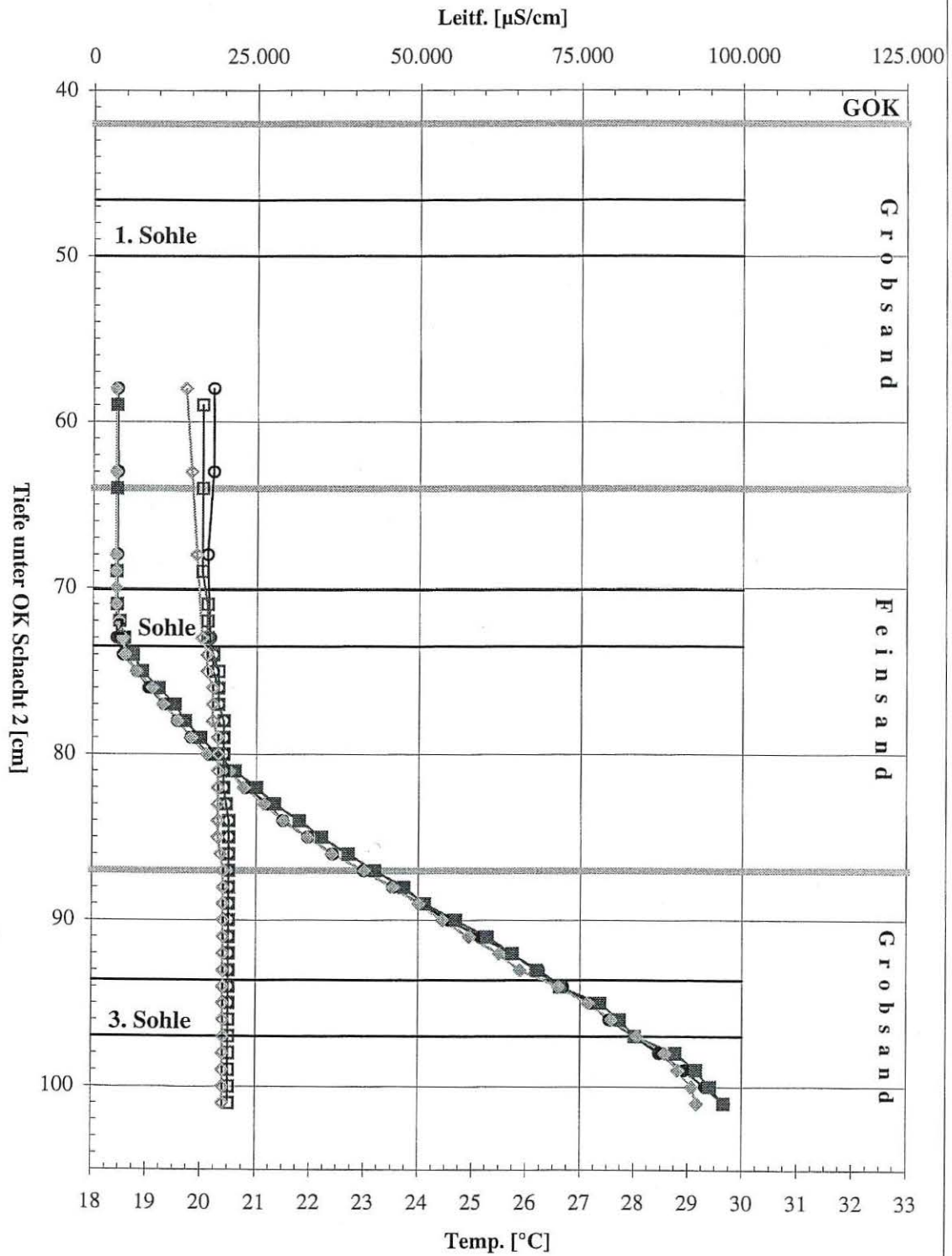
(Heizung seit 23.10.97: 30 °C)

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 05.12.97

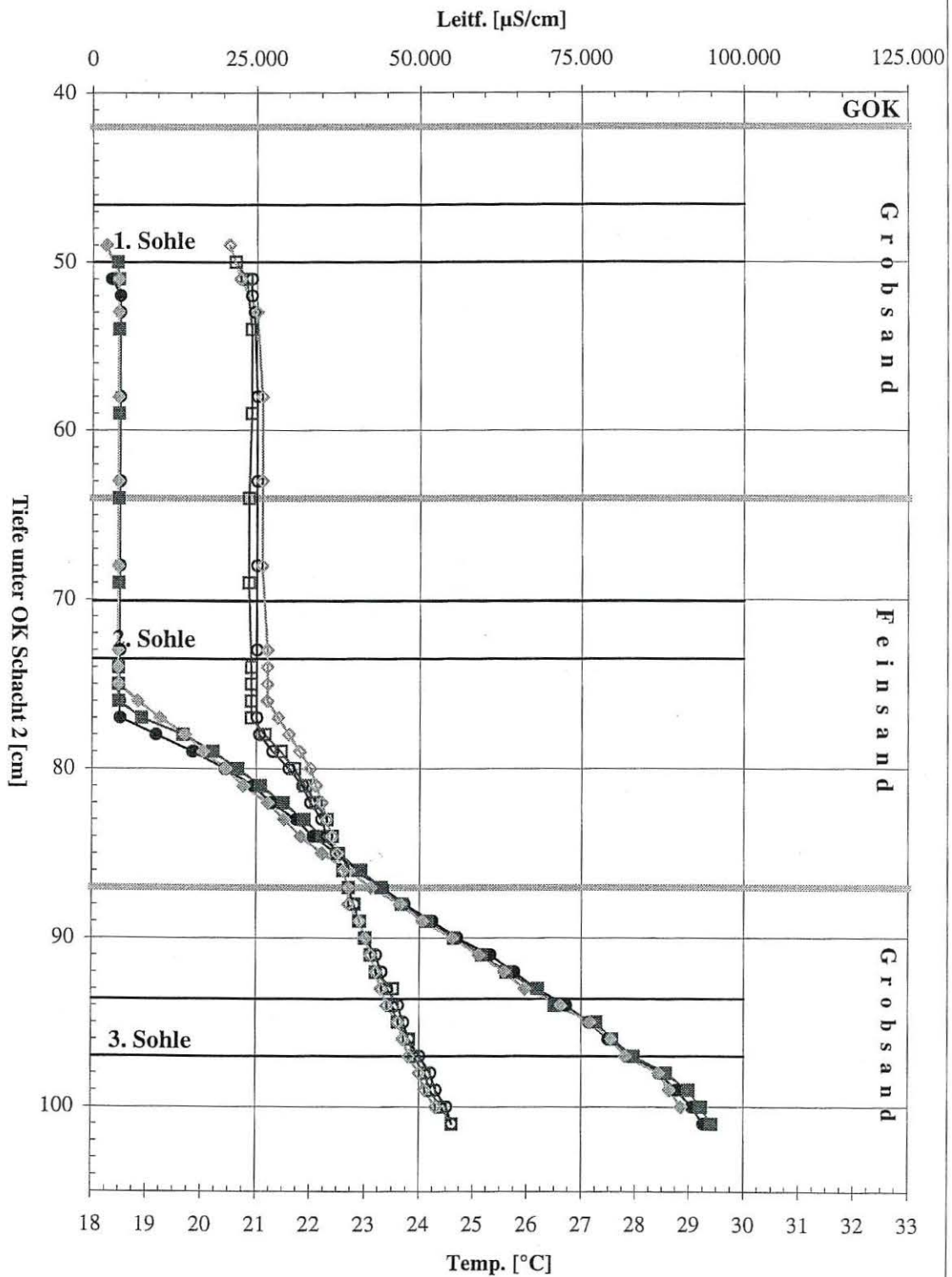


(Heizung seit 23.10.97: 30 $^{\circ}\text{C}$)

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 29.01.98

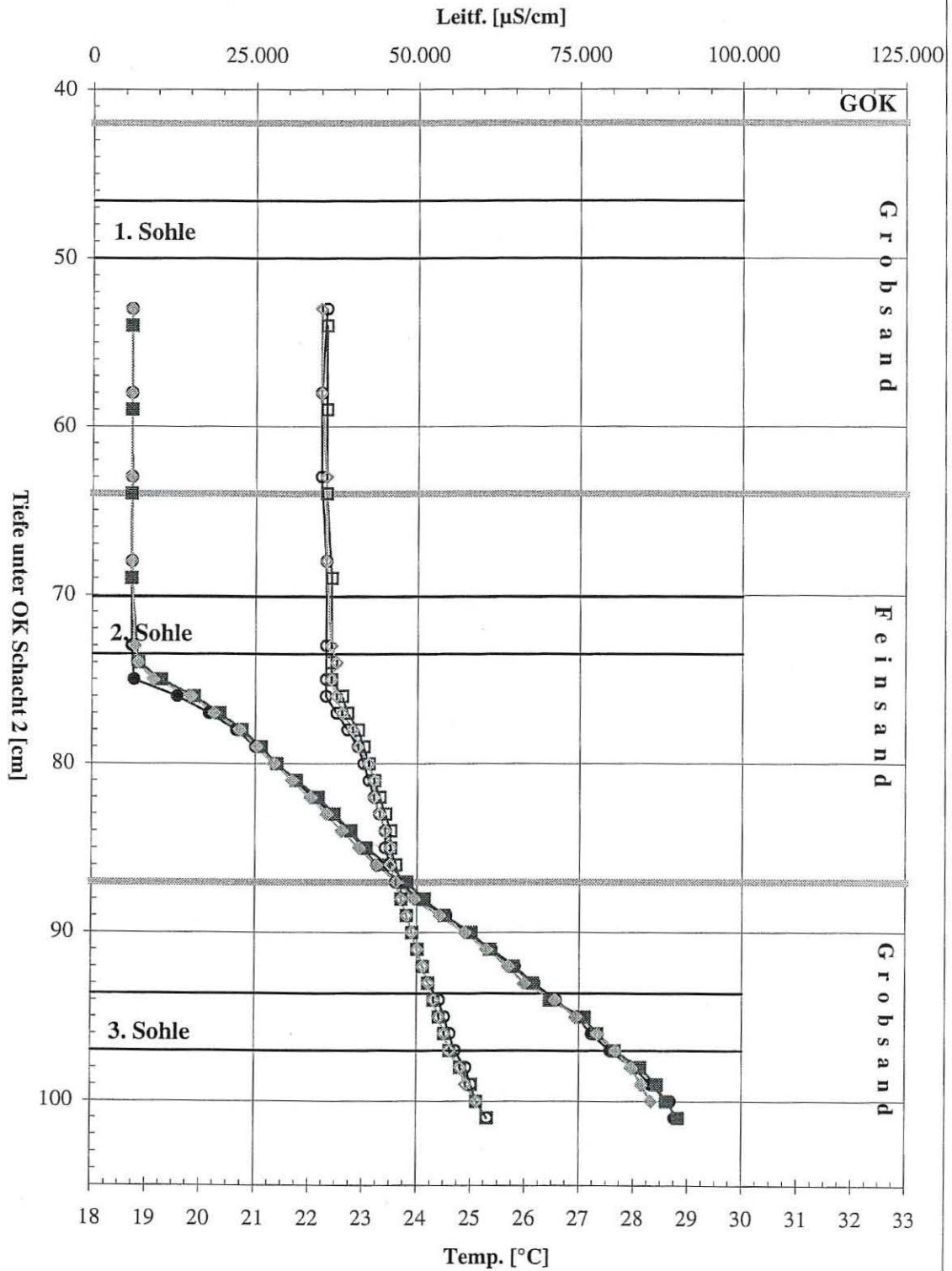


Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 10.02.98



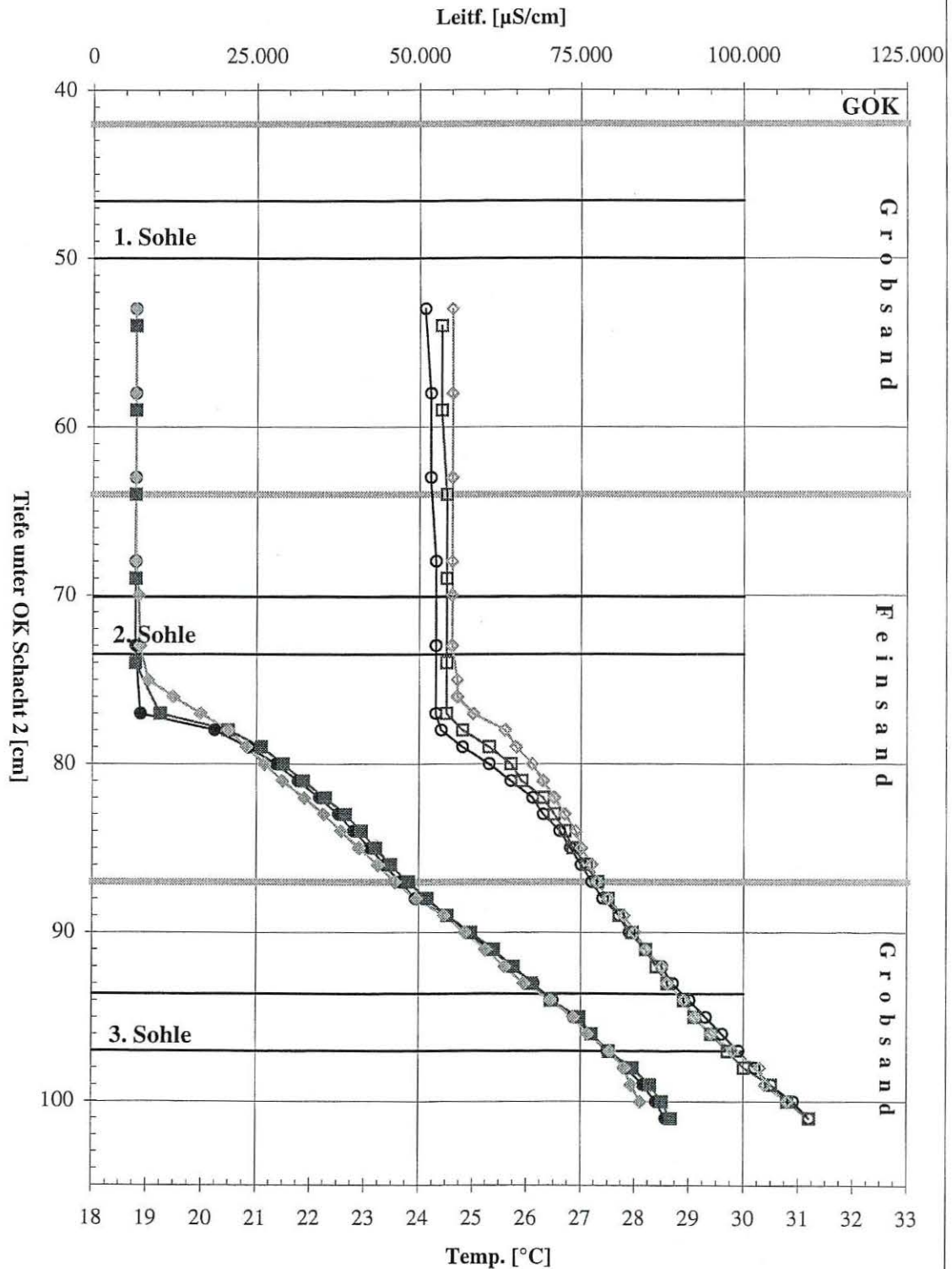
(Heizung seit 23.10.97: 30 °C)
25.07.98

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 27.03.98



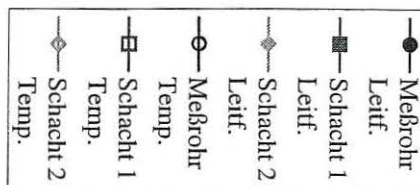
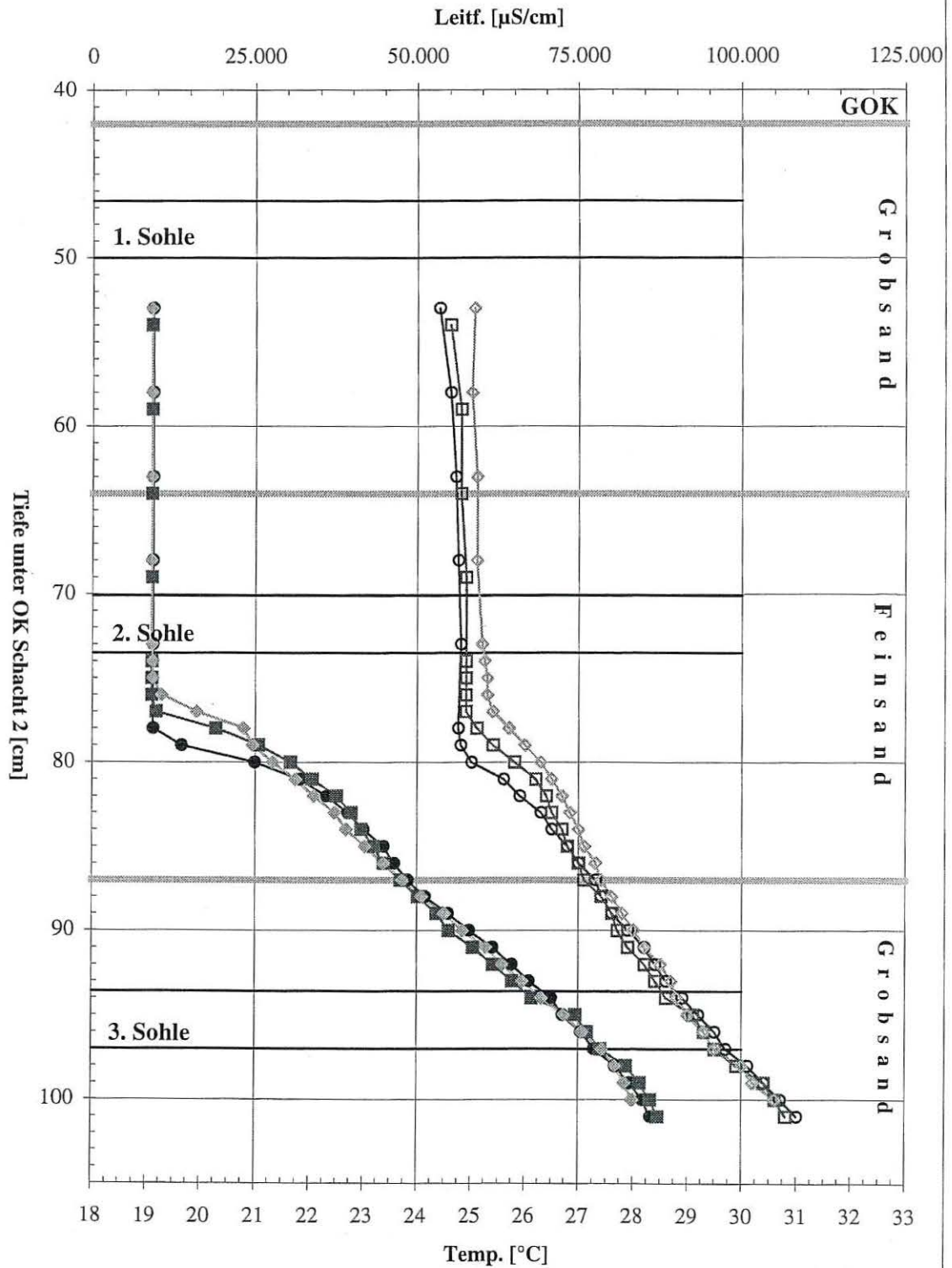
(Heizung seit 23.10.97: 30 °C)
29.01.98:

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 03.04.98



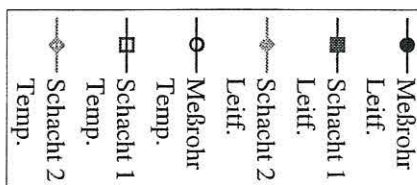
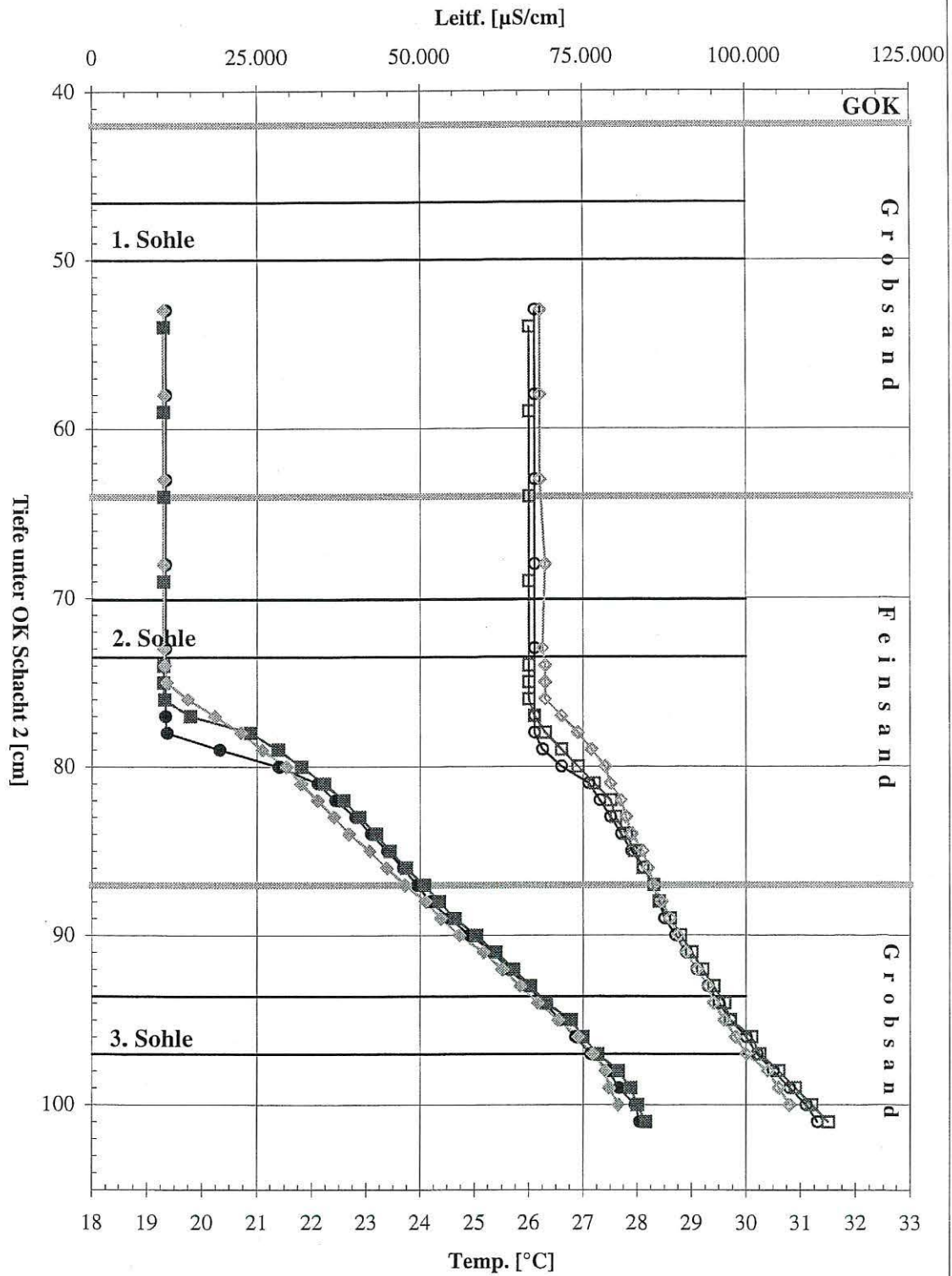
(Heizung seit 23.10.97-30.06)
3003 98: 44.40 °C

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 04.05.98



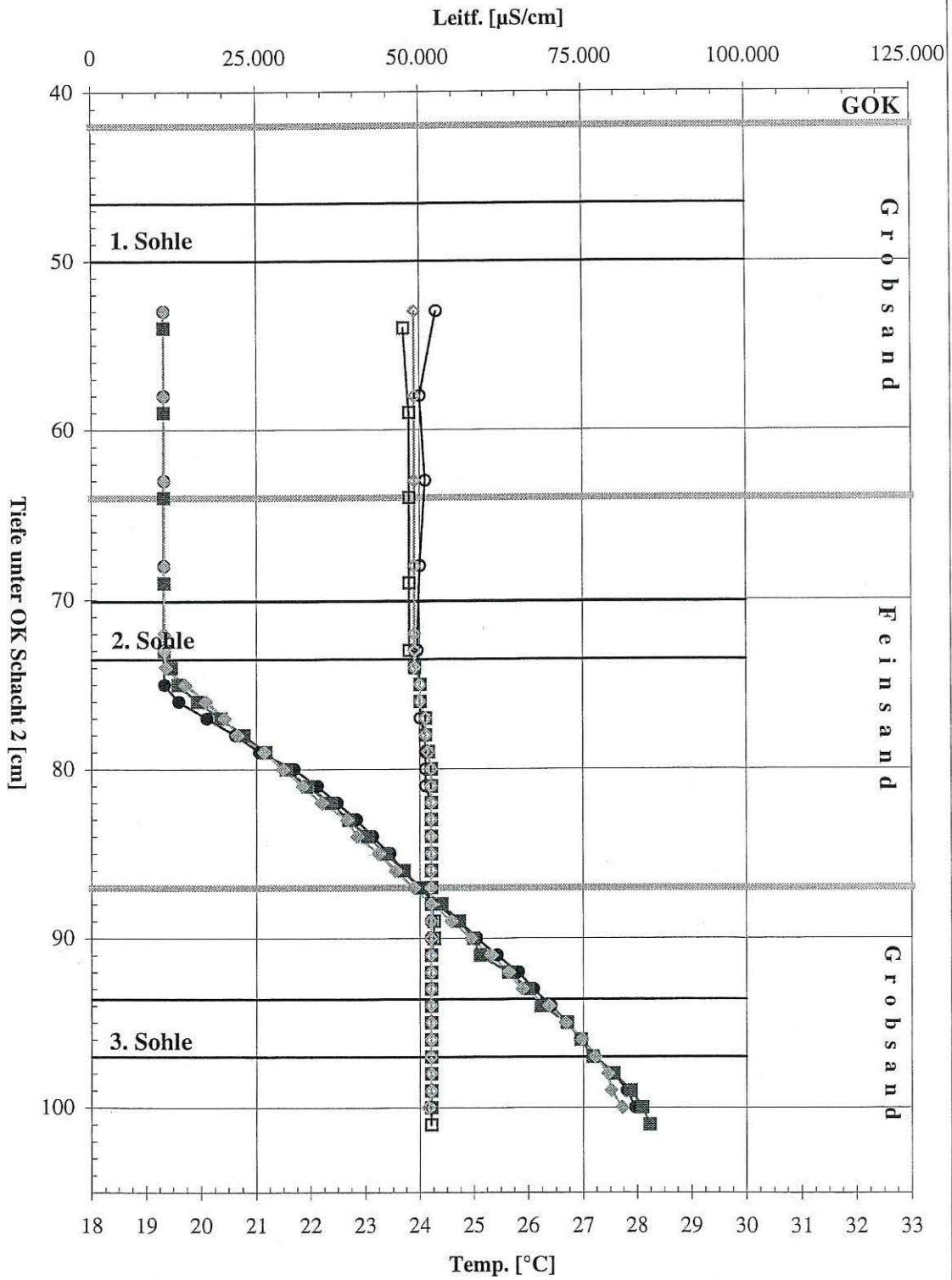
(Heizung seit 23.10.97: 30°C)
30.03.98: 40°C

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 03.06.98



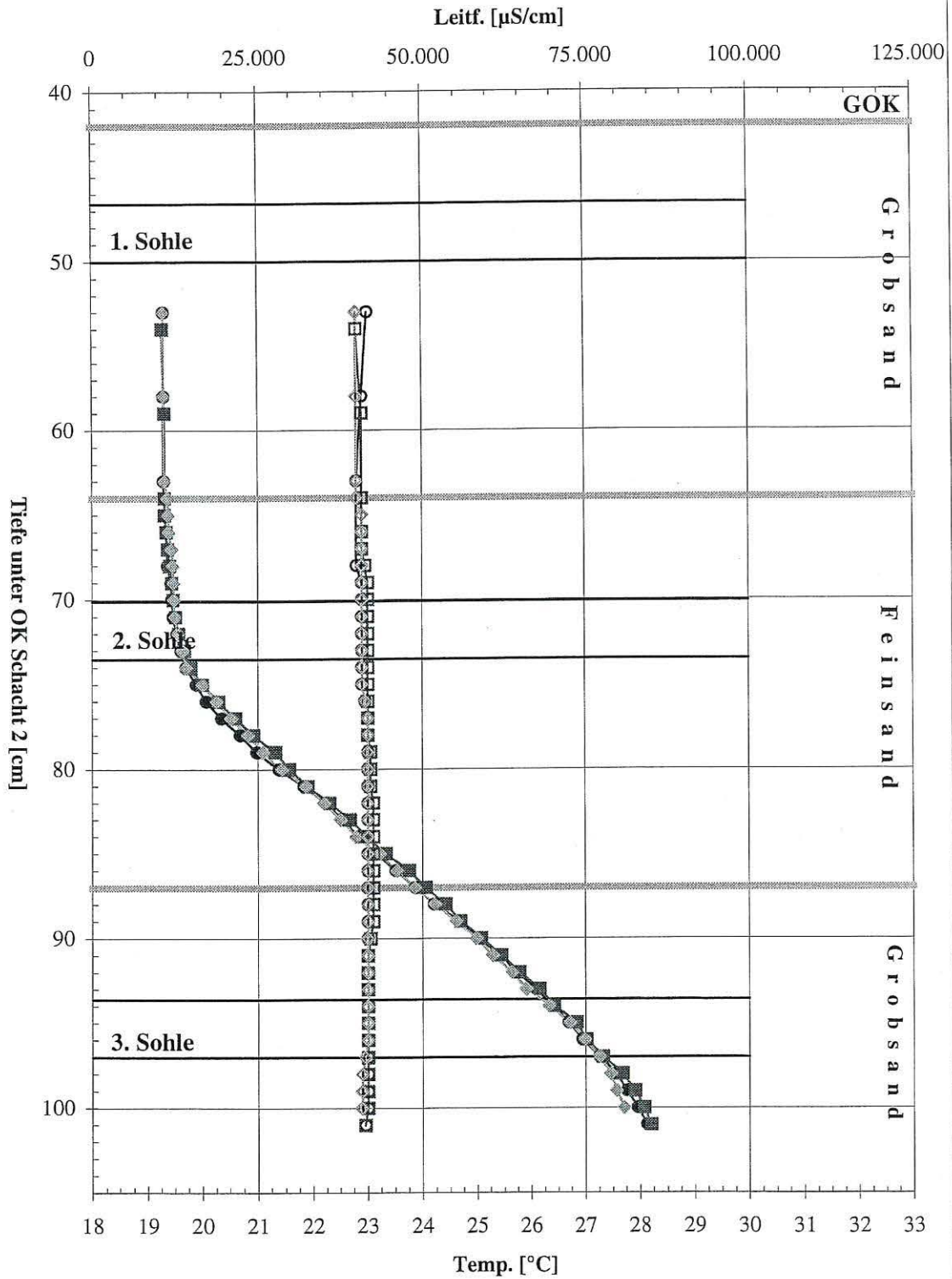
(Heizung seit 23:10:97-30:00)
30.03.98: 40°C

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 05.06.98



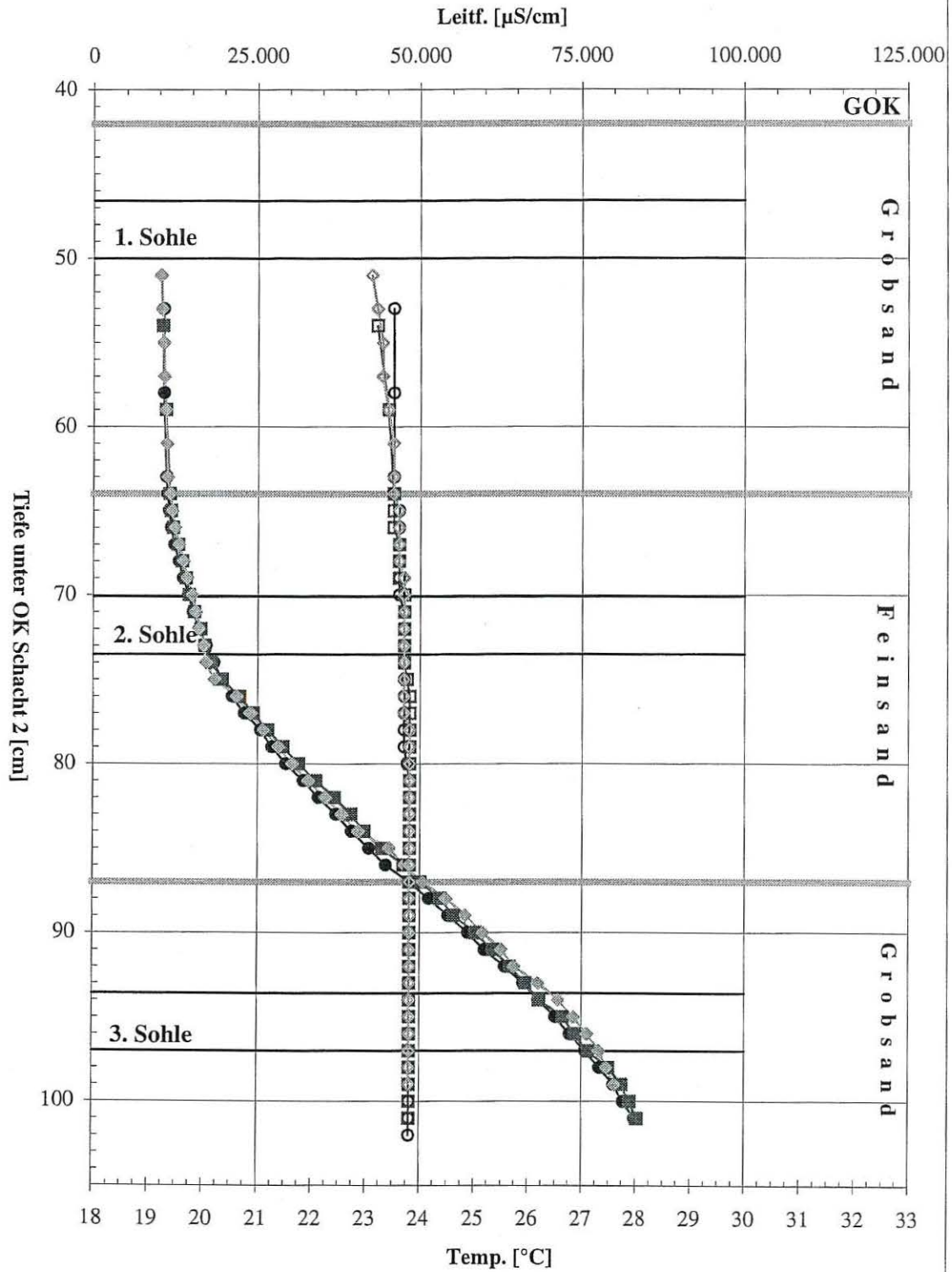
(Heizung seit 23.10.97: 30 °C)
03.06.98: 24.5

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 08.06.98



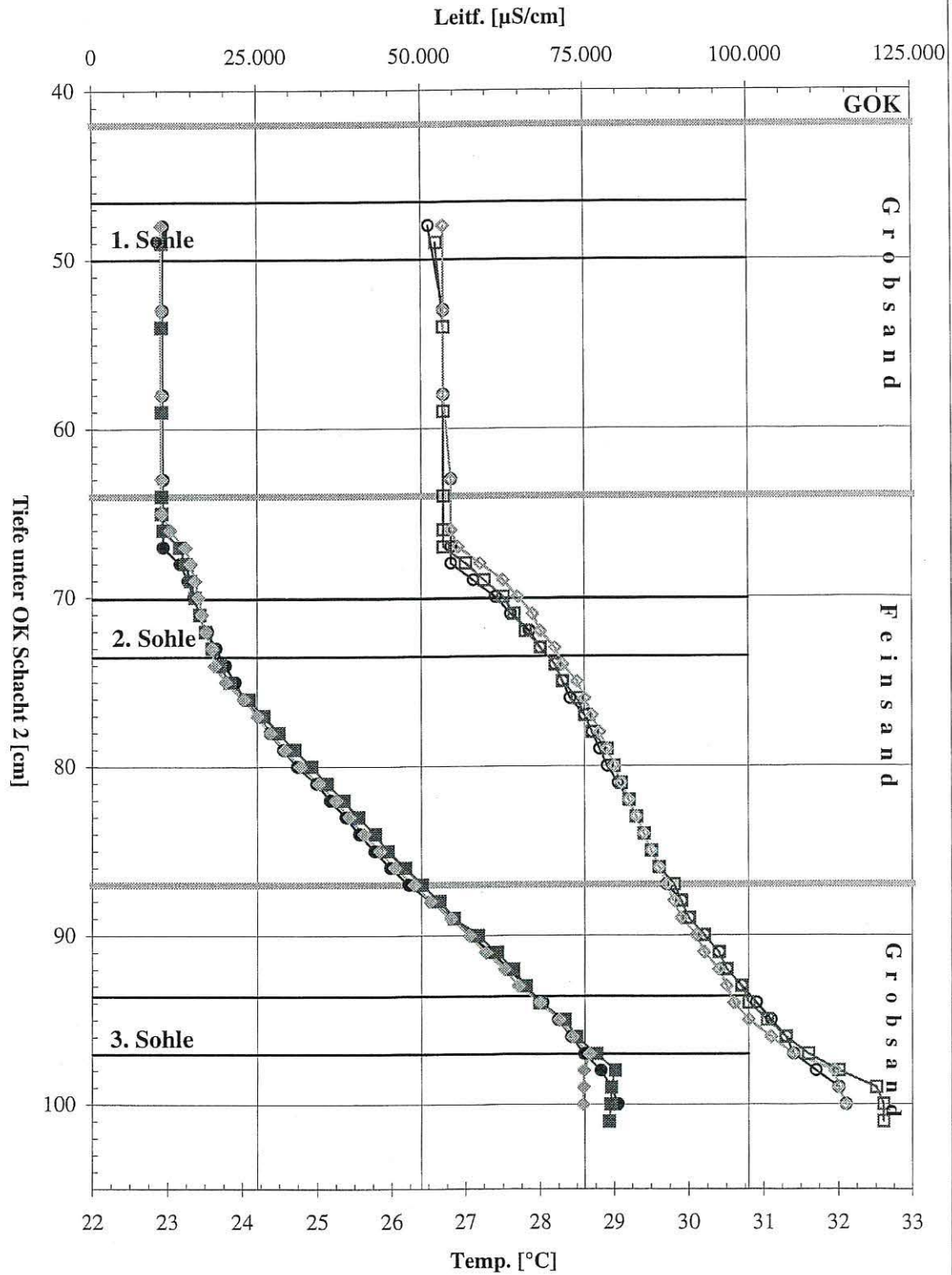
(Heizung seit 23.10.97: 30 °C)
03.06.98: 24.5

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 19.06.98



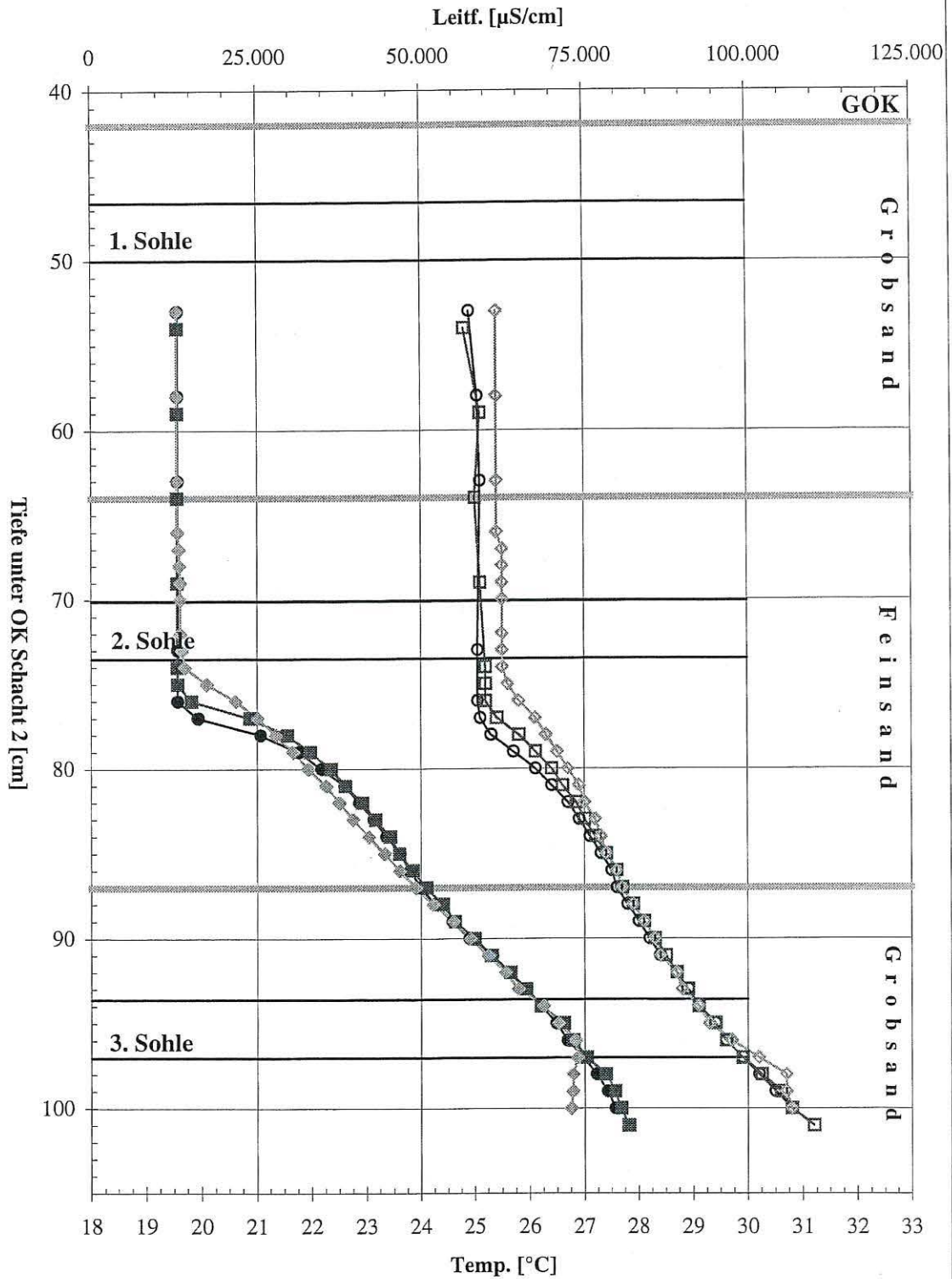
(Heizung seit 23.10.97 - 30.6)
03.06.98: 245

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 22.06.98



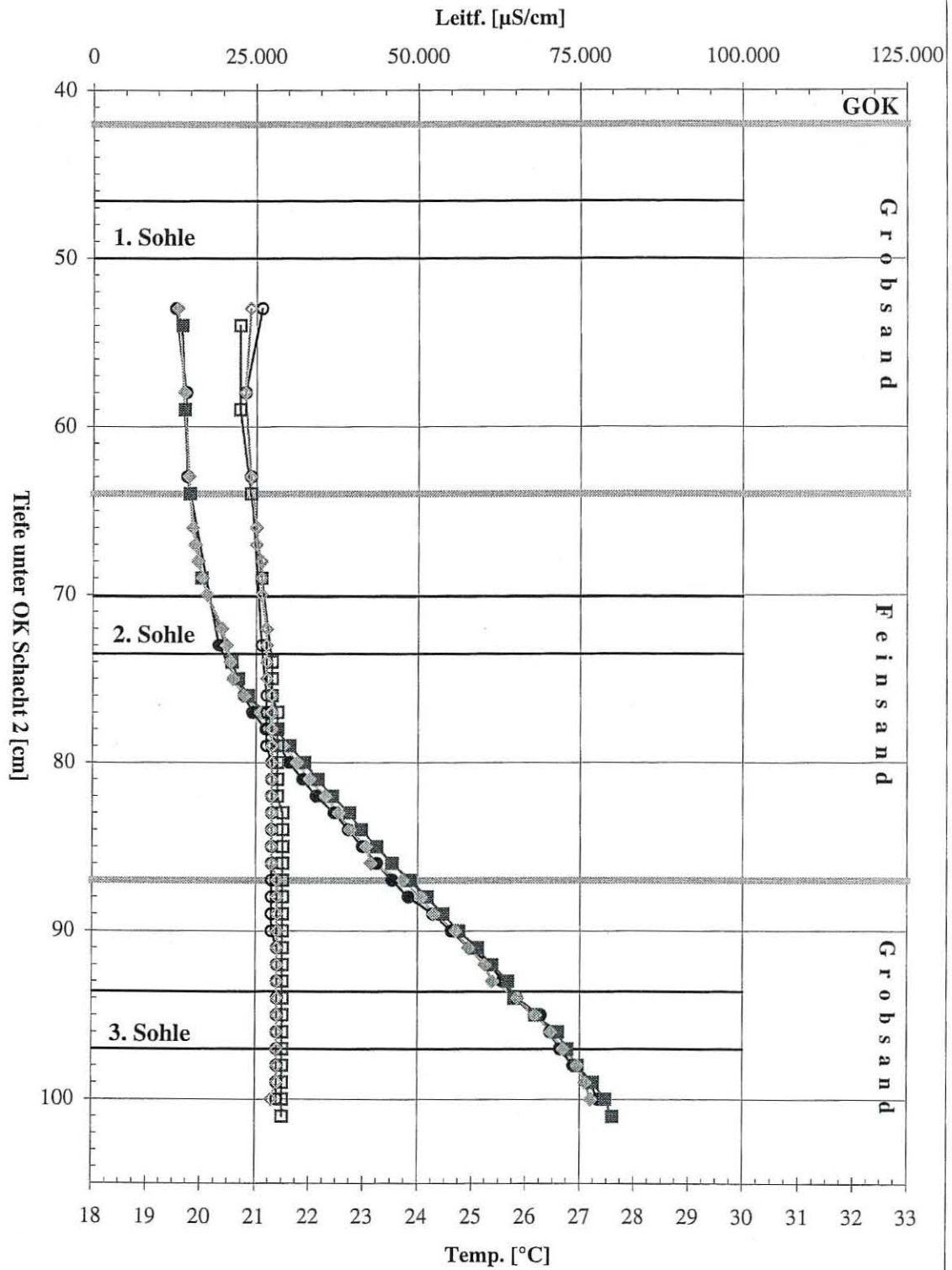
(Heizung seit 19.06.98: 40 °C)

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 09.07.98



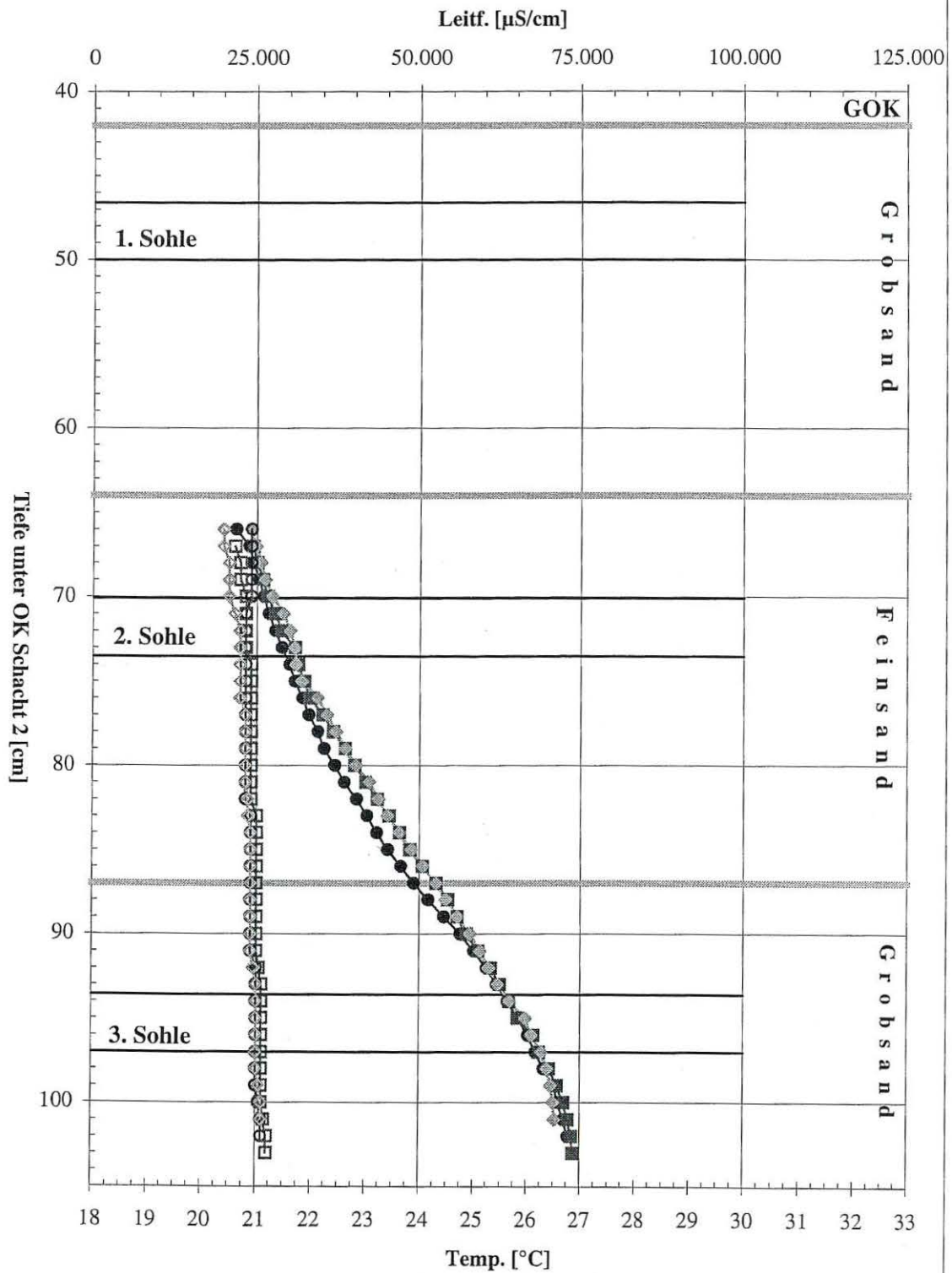
(Heizung seit 19.06.98: 40 $^{\circ}\text{C}$)

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 05.08.98



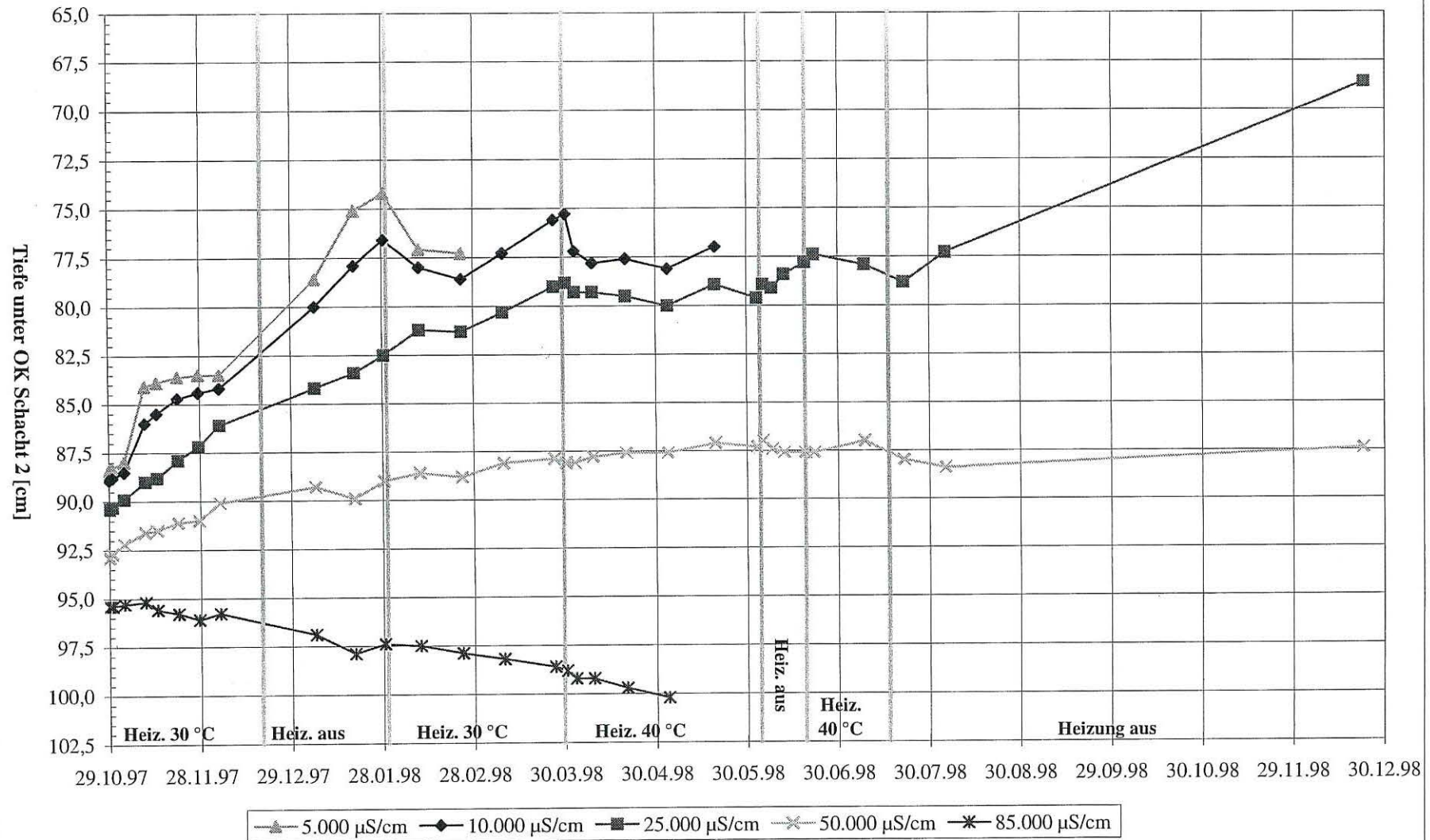
(Heizung seit 17.07.98: aus)

Leitfähigkeits- und Temperaturprofil im Versuchsbergwerk am 23.12.98

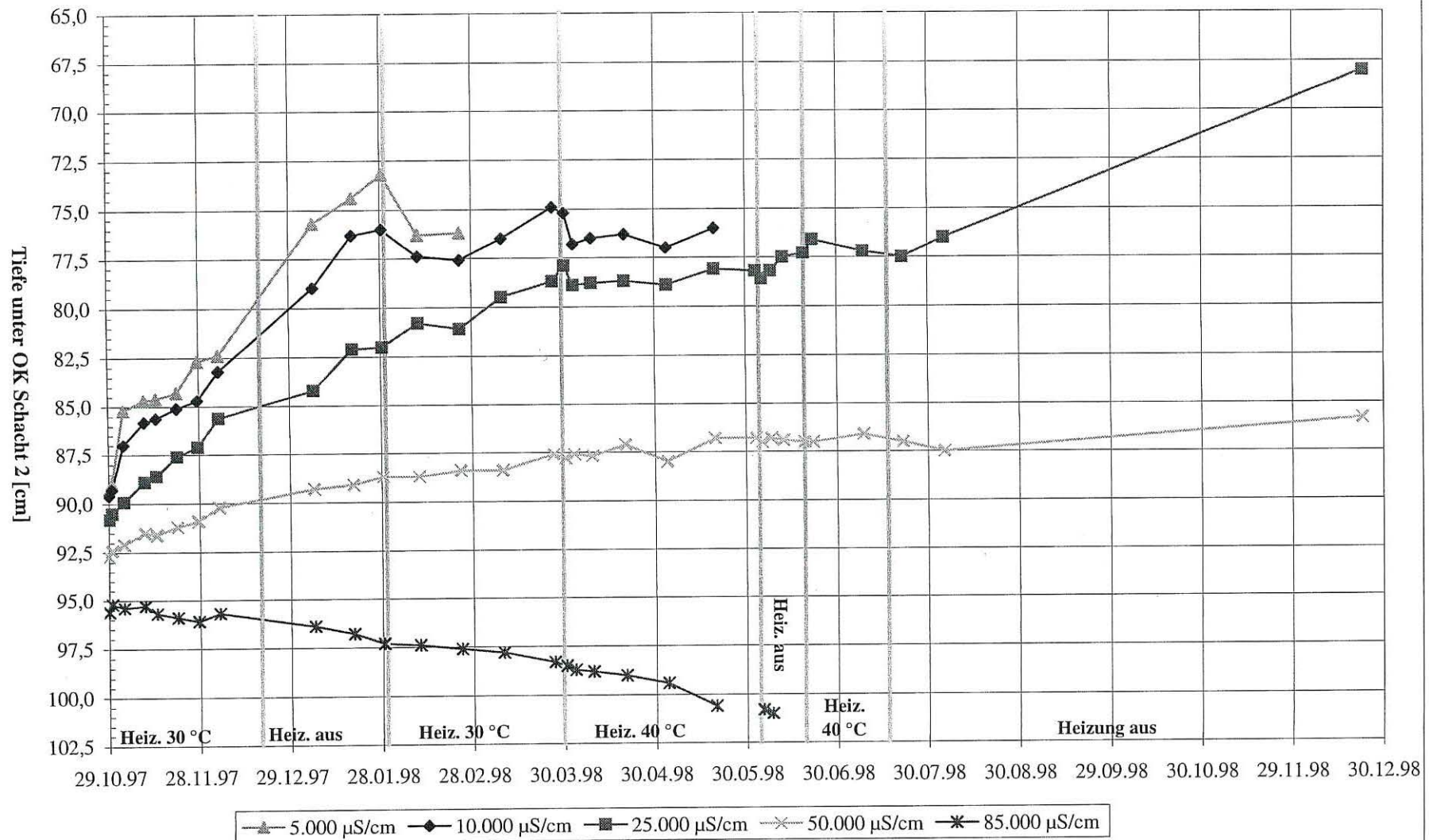


(Heizung seit 17.07.98: aus)

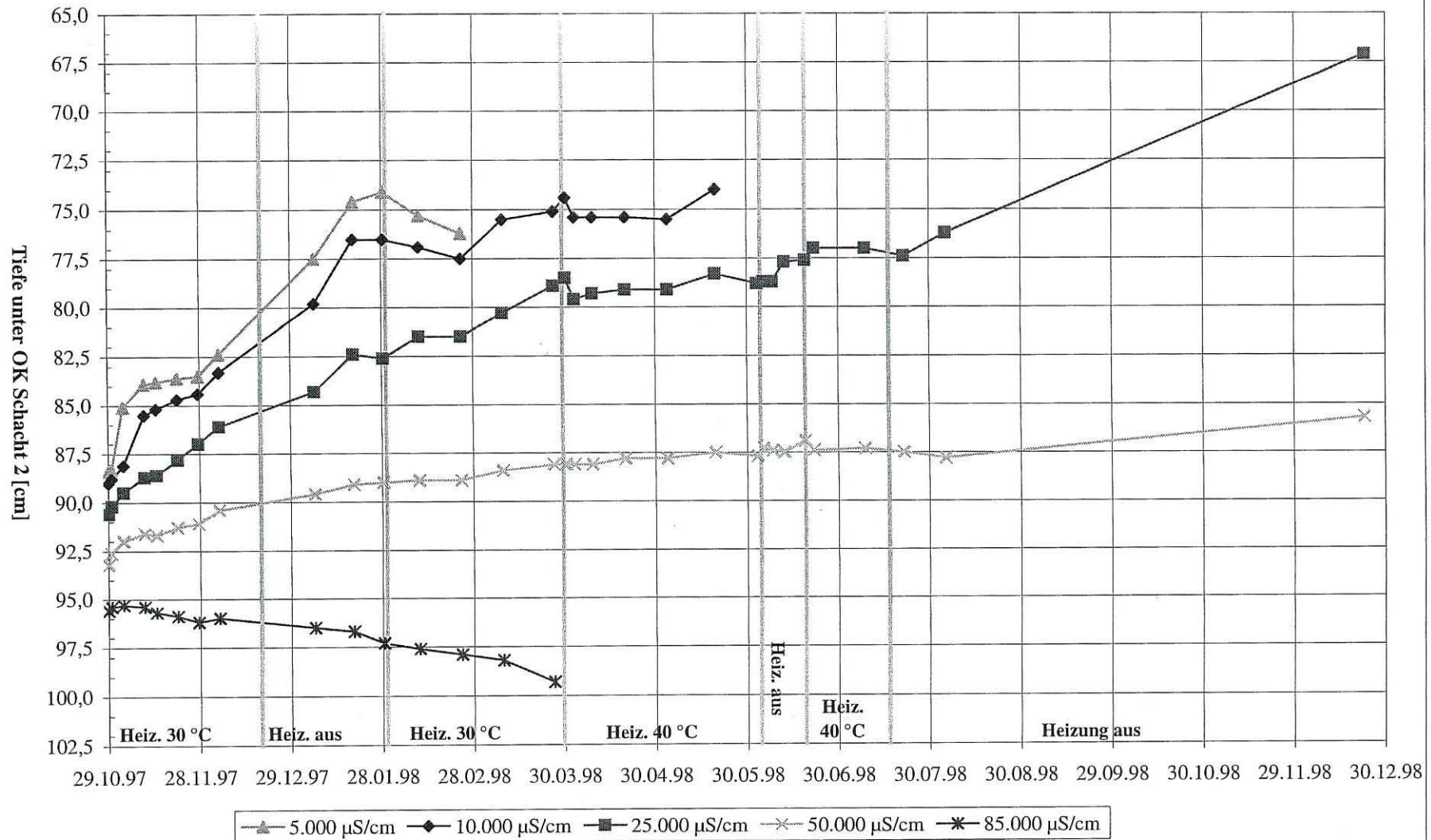
Entwicklung konstanter Leitfähigkeiten im Meßrohr

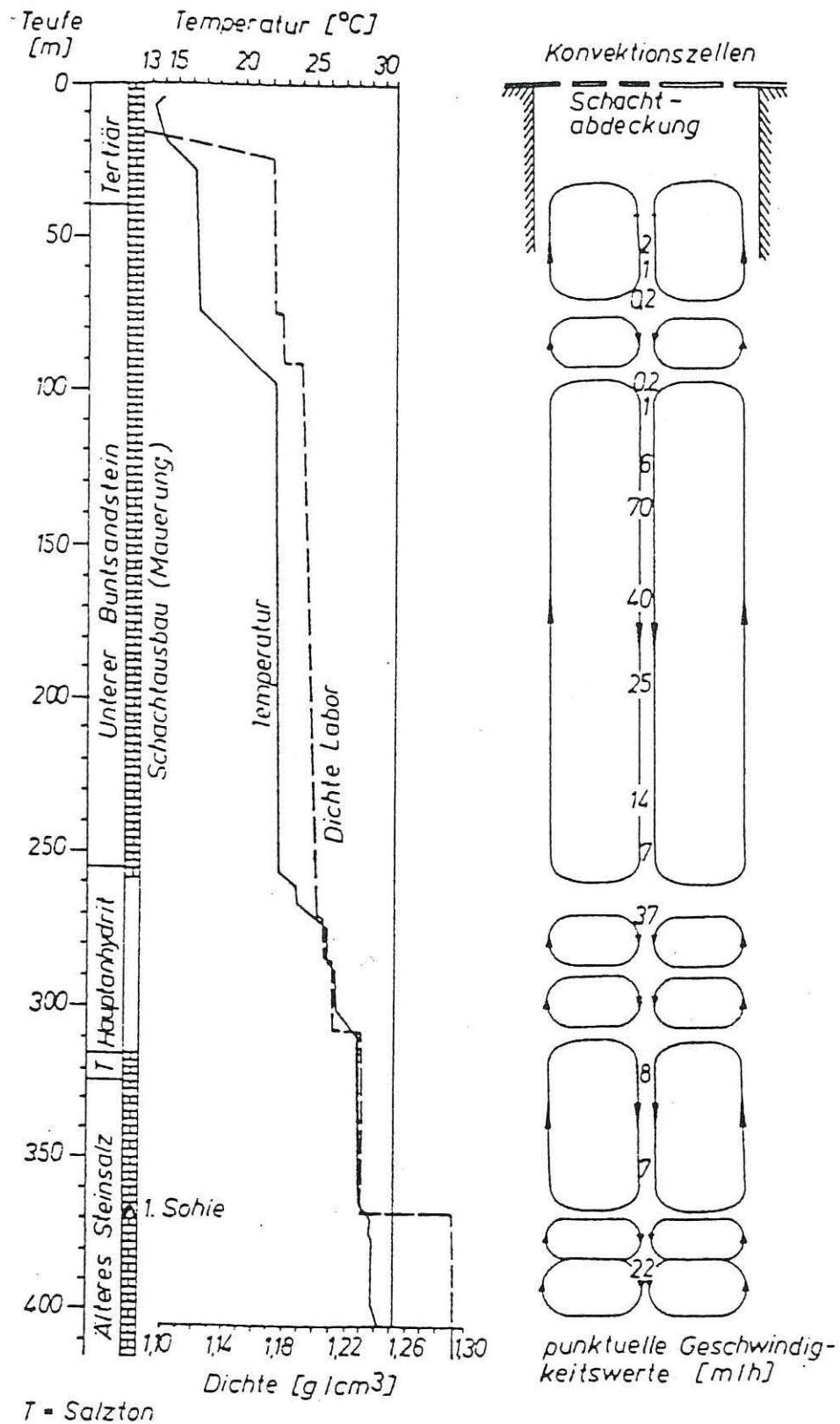


Entwicklung konstanter Leitfähigkeiten im Schacht 1



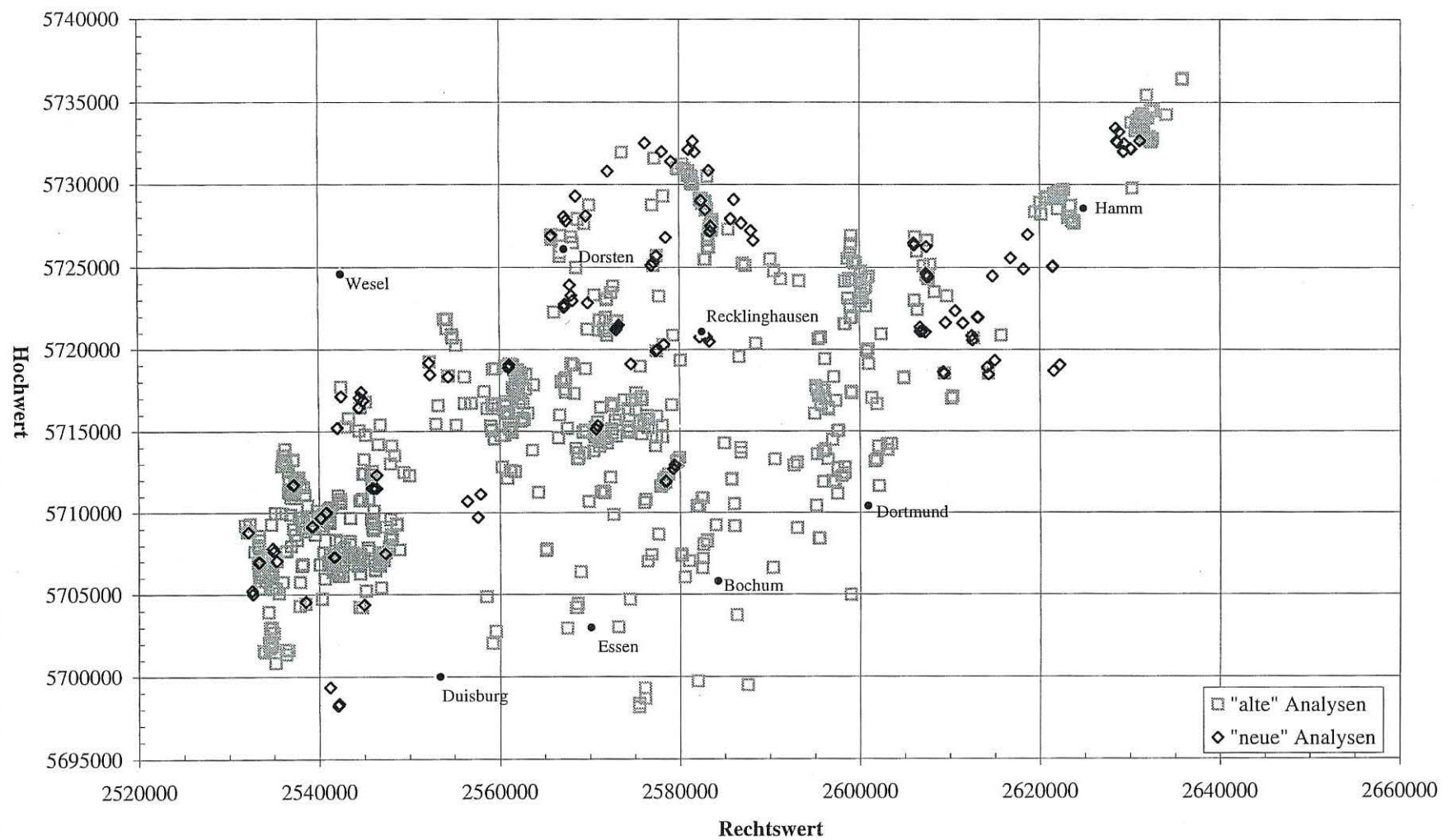
Entwicklung konstanter Leitfähigkeiten im Schacht 2



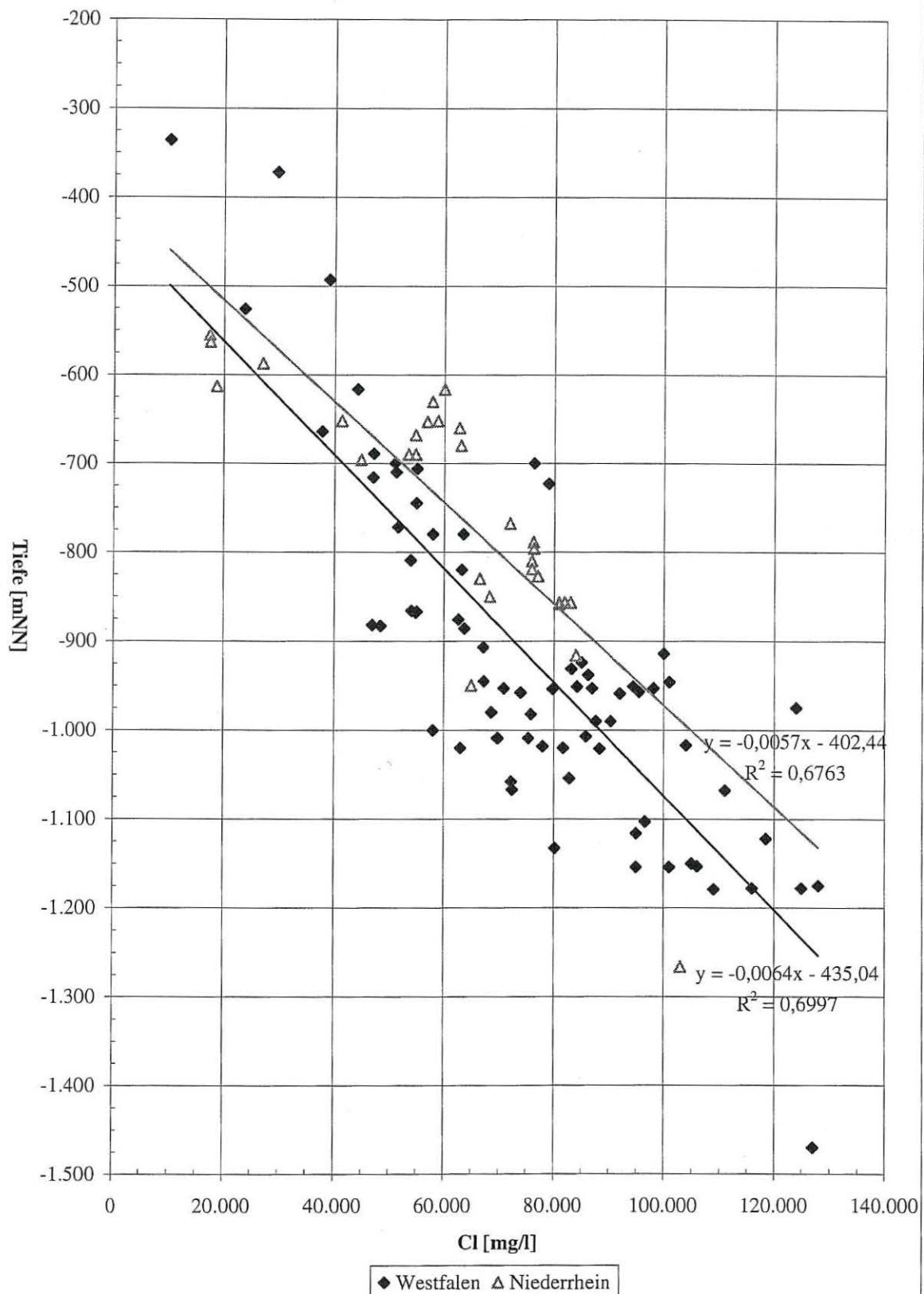


Temperatur- und Dichtelog sowie Strömungsprofil im Schacht Peißen (CZOLBE et al. 1992)

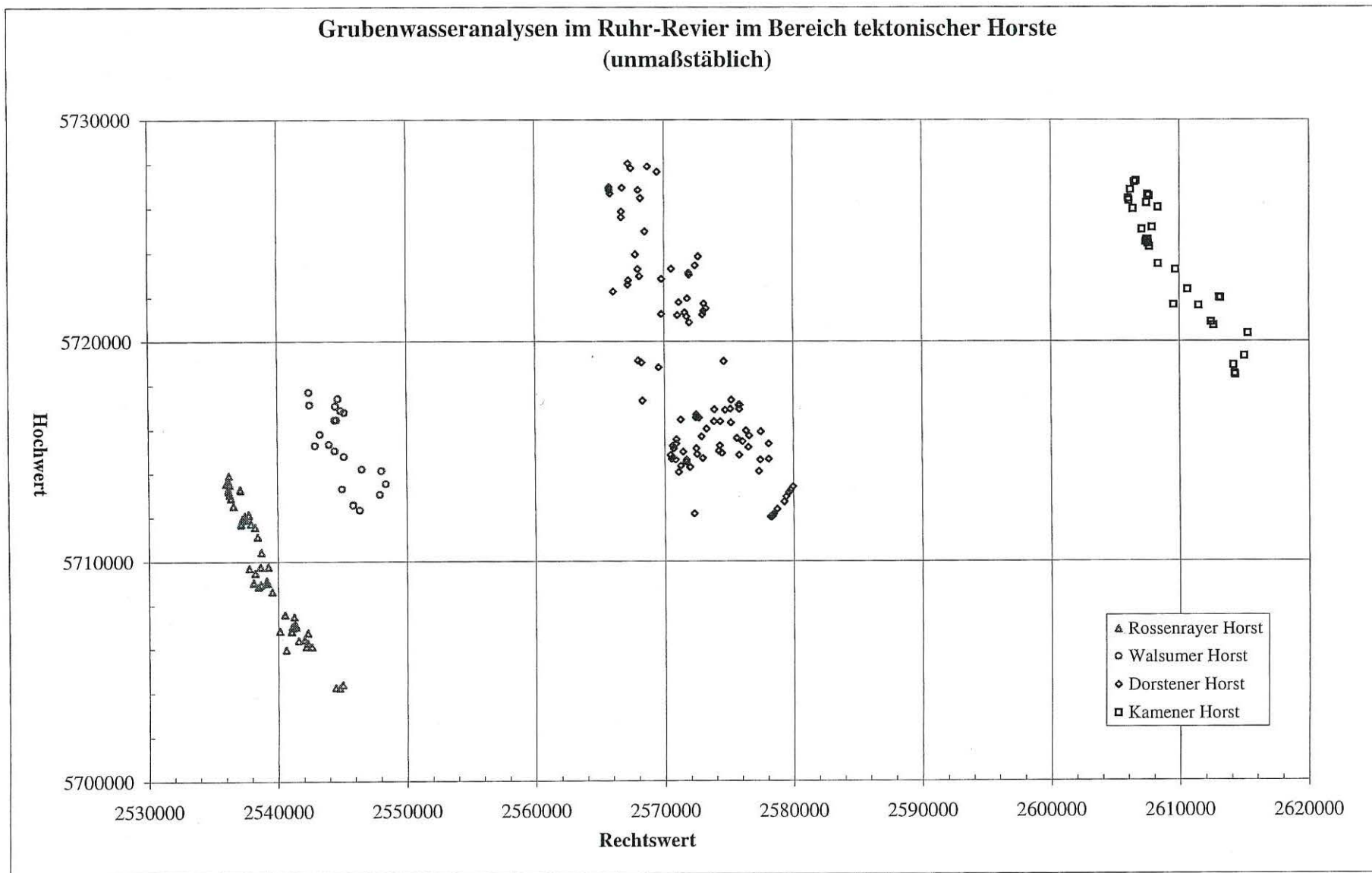
Regionale Verteilung der Grubenwasseranalysen im Ruhr-Revier (unmaßstäblich)



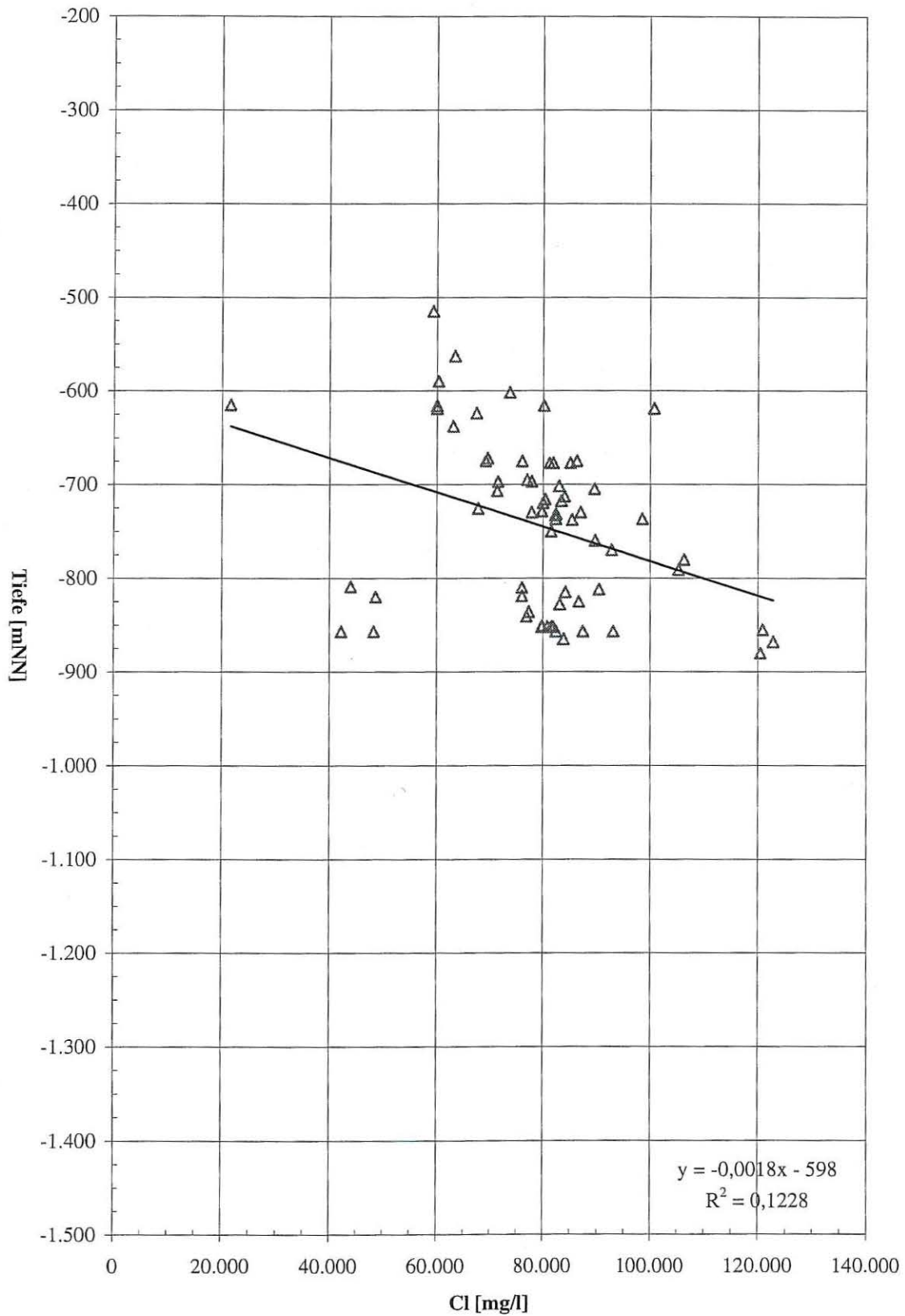
Chlorid-Gehalte von Grubenwässern im Ruhr-Revier ("neue" Analysen nach 1990)



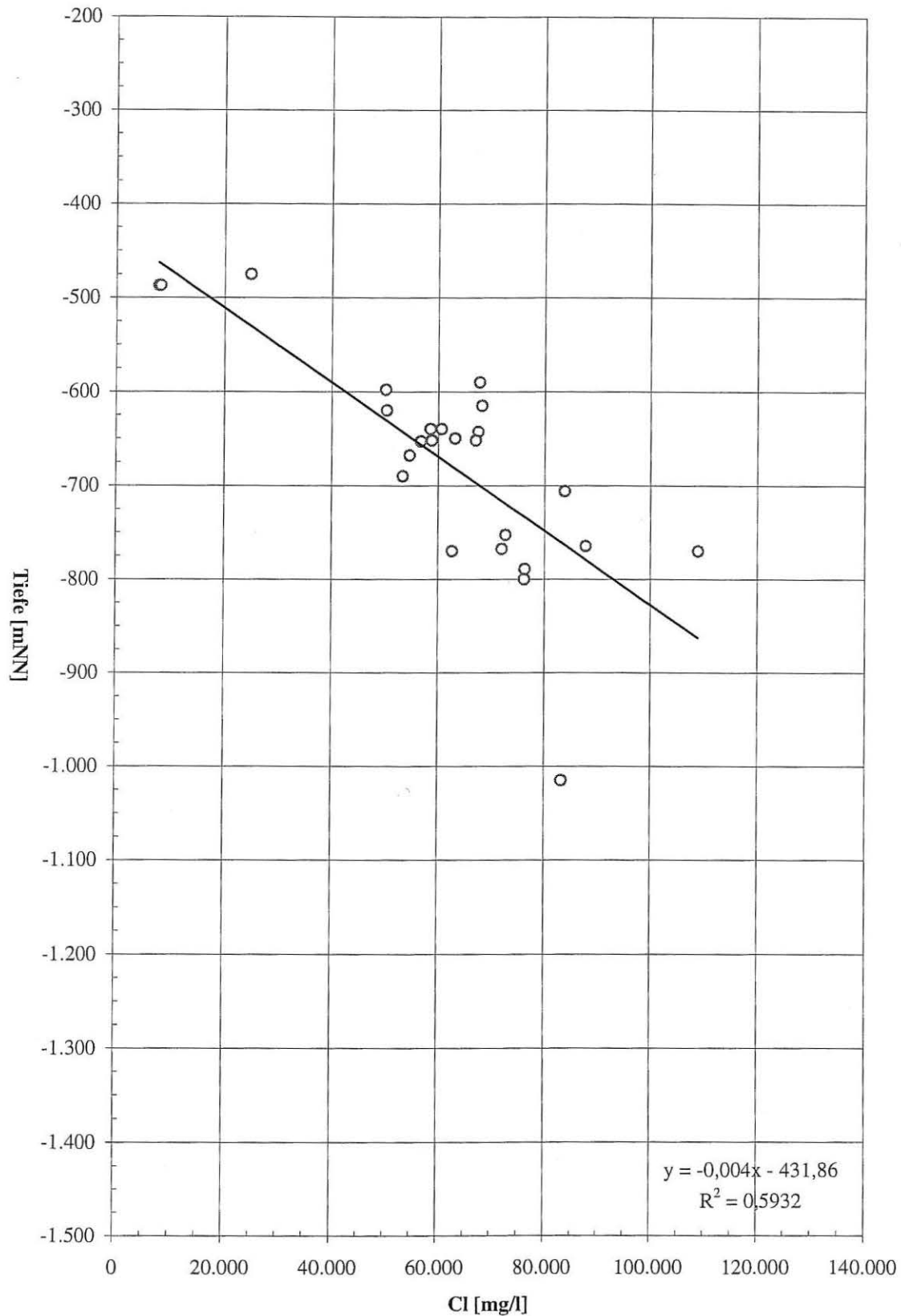
Grubenwasseranalysen im Ruhr-Revier im Bereich tektonischer Horste (unmaßstäblich)



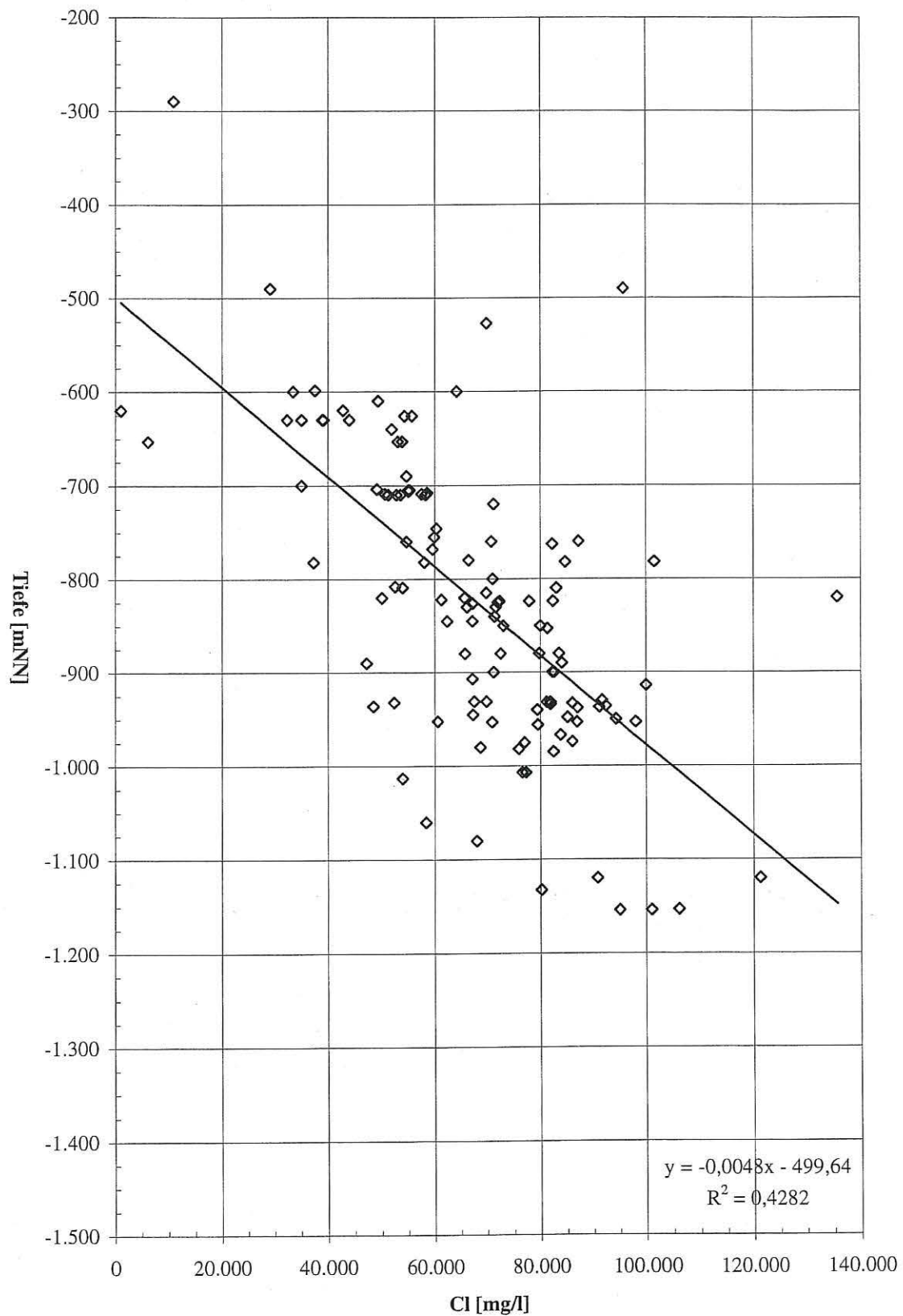
Chlorid-Gehalte von Grubenwässern auf dem Rossenrayer Horst



Chlorid-Gehalte von Grubenwässern auf dem Walsumer Horst



Chlorid-Gehalte von Grubenwässern auf dem Dorstener Horst



Chlorid-Gehalte von Grubenwässern auf dem Kamener Horst

