

DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung	39	2 Anl.	250 S.	60 Abb.	10 Tab.	Bochum 1995
---	----	--------	--------	---------	---------	-------------

# **DMT-Berichte** **aus Forschung und Entwicklung**

**39**

**Hydrochemie und Genese der  
Tiefenwässer im Ruhr-Revier**

von

**Marec Wedewardt**

**Bochum 1995**

Das vorliegende Forschungsvorhaben wurde aus dem Technologieprogramm Bergbau des Ministers für Wirtschaft, Mittelstand und Technologie des Landes Nordrhein-Westfalen finanziell gefördert.

Die Projektbegleitung lag beim Landesoberbergamt ( Projekt-Nr. 65.11-648-2).

Zugleich veröffentlicht als Dissertation der Rheinischen Friedrich-Wilhelm-Universität Bonn 1995 "D5".

**Anschrift des Autors:**

Dipl.-Geol. Dr. rer.nat. M. Wedewardt

**DMT-Institut für Wasser- und Bodenschutz/  
Baugrundinstitut**

Franz-Fischer-Weg 61

D-45307 Essen

---

Die Schriftenreihe „DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung“ erscheint unregelmäßig und wird herausgegeben von der DMT unter der Leitung von Prof. Dr.rer.nat. Wilhelm Georg Coldewey.

DeutscheMontanTechnologie für Rohstoff, Energie, Umwelt e.V., Essen

Postanschrift: Herner Straße 45, 44787 Bochum

Gesamtherstellung: DMT-Druckerei, Bochum

Die Beiträge, einschließlich aller ihrer Teile, sind urheberrechtlich geschützt. Jede Vervielfältigung, Übersetzung, Microverfilmung oder Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen ist, außer zum eigenen wissenschaftlichen Gebrauch, ohne Zustimmung der DMT nicht gestattet.



## Zusammenfassung

Die bisherigen Kenntnisse über die Hydrochemie der Tiefenwässer im Ruhr-Revier bedurften einer Erneuerung und Erweiterung, insbesondere hinsichtlich für die Deutung der Genese wichtiger (z.B. Brom) sowie umweltrelevanter Spurenelemente (z.B. Schwermetalle), um den hydrochemischen Background, der Grundlagen für verschiedene bergmännisch-wasserwirtschaftliche Maßnahmen (z.B. nachbetriebliche Flutung, Versatzmaßnahmen) liefert, detailliert zu erfassen und die Herkunft und Genese zu klären.

Während des dreijährigen Untersuchungszeitraumes erfolgte in allen betriebenen sowie in noch zugänglichen, stillgelegten Bergwerken und aus Bohrungen eine intensive Tiefenwasserbeprobung. Zum Vergleich der hydrochemischen Verhältnisse in den benachbarten paralischen Steinkohlenvorkommen wurden auch in den Revieren von Aachen und Erkelenz Proben genommen sowie Literaturdaten über das Ibbenbürener Revier hinsichtlich genetischer Aspekte ausgewertet.

Bei den Tiefenwässern im Ruhr-Revier handelt es sich um hoch salinare Na-Cl- und Na-(Ca)-Cl-Wässer, deren Gesamtgehalt an gelösten Bestandteilen bis zu rd. 230 000 mg/l, entsprechend 60 % Kochsalzsättigung, erreicht. Die Salinität nimmt annähernd linear mit der Tiefe zu. Neben Magnesium und Kalium sind in Abhängigkeit von der Sulfatkonzentration Barium und Strontium in größeren Mengen (Ba bis zu 2 500 mg/l) gelöst. Die Schwermetalle (Al, As, Cd, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Se, V) sind nur in wenigen Proben in relativ geringen Konzentrationen nachgewiesen worden. Bei den Spurenelementen sind neben dem für die Deutung der Genese wichtigen Brom noch Jod und Lithium in nennenswerten Gehalten gelöst.

Die hydrochemische Zusammensetzung wird durch die Bestandteile des Ursprungswassers geprägt und durch vielfältige Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen verändert.

Aufgrund verschiedener hydrochemischer Parameter und Quotienten (u.a. Jod, Ca/Sr, Na/Cl) läßt sich eine regionale Differenzierung der Tiefenwässer im Ruhr-Revier in zwei Teilgebiete, das "Niederrhein-Gebiet" und den "Westfälischen Raum", durchführen.

Die stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 unterstützen diese Unterteilung und deuten auf eine Mischung zwischen Endgliedern marinen und meteorischen Ursprunges hin.

Mit Hilfe einer paläohydrogeologischen Rekonstruktion wird die Entwicklungsgeschichte der Grundwässer im Ruhr-Becken verdeutlicht. Die Mineralisation der Tiefenwässer wird aufgrund der Br/Cl- und mNa/mCl-Quotienten durch Halitablaugung erklärt. Die dazu notwendigen Steinsalzvorkommen stehen in unmittelbarer Nachbarschaft am Niederrhein an. Das Alter der hoch salinaren Tiefenwässer könnte nach den genetischen Vorstellungen rd. 20 Millionen Jahre betragen, was durch die Edelgas-Altersdatierung unterstützt wird.

Der Ursprung der Salzwässer in den Revieren von Aachen und Erkelenz ist in fossilem Meerwasser zu sehen, während die Ibbenbürener Tiefenwässer ähnlich hohe Salinitäten wie im Ruhr-Revier aufweisen und ebenso als Ablaugungssole gedeutet werden können.

Die Untersuchungen erfolgten im Rahmen eines F+E-Projektes des Landesoberbergamtes NW im Technologieprogramm Bergbau des Landes Nordrhein-Westfalen (Projekt-Nr. 65.11-648-2; "Hydrochemie, Genese und Strömungsverhalten der Tiefengrundwässer im Ruhr-Revier").

## Abstract

It has been necessary to renew and to extend the former knowledge about the hydrochemistry of the subsurface brines of the sedimentary Ruhr-Basin, especially in respect of trace elements and rare metals, to evaluate their origin and chemical evolution.

The watersamples were taken in the working and abandoned coal mines and from some drillholes in the Ruhr-Area. To compare these brines with highly saline waters of neighbouring paralic coal mining districts samples were analyzed also from the mining regions of Aachen and Erkelenz. From Ibbenbüren hydrochemical data, available from literature, were evaluated.

The waters in the carboniferous formation of the Ruhr-Area are highly concentrated Na-Cl- and Na-(Ca)-Cl-brines with total dissolved solids up to 230,000 mg/l, corresponding to 60 % NaCl-saturation at 1600 m below surface. The salinity shows a nearly linear increase with depth. Depending on the sulfate-concentration, large amounts of barium and strontium are dissolved in the brines (Ba up to 2,500 mg/l). With respect to trace elements also the genetical important bromine as well as jodine and lithium are solved in higher concentrations. Trace metals could be detected only in a few water-samples in low concentrations.

The hydrochemical composition of these waters is controlled by their origin and evolve with water-rock interactions.

From the distribution of different hydrochemical parameters (J, mNa/mCl, Ca/Sr) it is possible to discriminate two different regions, the "Niederrhein-Gebiet" and the "Westfälischer Raum". The stable isotopes support this discrimination. The data points of  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  are situated on a regression line between the local meteoric water and SMOW, indicating a mixing between meteoric and marine end members.

With a palaeohydrogeological reconstruction the development of the groundwaters in the Ruhr-Basin is explained. A genetic model is constructed by the distribution of the low Br/Cl ratio and mNa/mCl ratio based on the dissolution of halite. The nearest halite beds are located very close to the Ruhr-Area at the Niederrhein. Based on this model the age of the brines could be estimated at about 20 million years. The concentrations of radiogenic helium and argon support these high groundwater ages.

The saline waters from Aachen and Erkelenz mining district originate from fossil marine water while the brines from Ibbenbüren also can be suggested as to be subrosion solutions.

These investigations have been done within the scope of a project of the Landesoberbergamt NW supported from the Technologieprogramm Bergbau des Landes Nordrhein-Westfalen (Projekt-Nr. 65.11-648-2).

# Inhaltsverzeichnis

	Seite
<b>Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen</b> .....	<b>IX</b>
<b>Verzeichnis des Anhanges und der Anlagen</b> .....	<b>XV</b>
<b>1. Einleitung</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Definitionen und Begriffsbestimmungen</b> .....	<b>4</b>
<b>3. Vorliegender Kenntnisstand</b> .....	<b>7</b>
<b>4. Geologie und Hydrogeologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes</b> .....	<b>9</b>
4.1. Geologischer Überblick.....	9
4.1.1. Stratigraphie und Lithologie .....	11
4.1.1.1. Steinkohlengebirge .....	11
4.1.1.2. Deckgebirge .....	14
4.1.2. Tektonik und Lagerungsverhältnisse .....	17
4.1.2.1. Steinkohlengebirge .....	17
4.1.2.2. Deckgebirge .....	18
4.1.2.3. Querstrukturen .....	19
4.1.3. Erzvorkommen .....	20
4.1.4. Gasführung .....	21
4.2. Paläogeographie .....	22
4.3. Hydrogeologische Verhältnisse.....	24
4.3.1. Steinkohlengebirge.....	24
4.3.2. Deckgebirge .....	27
4.4. Bergmännische Wasserwirtschaft .....	29

<b>5. Untersuchungsmethoden .....</b>	<b>32</b>
5.1. Herkunft des Datenmaterials .....	32
5.2. Wasserprobennahme.....	33
5.3. Analytik .....	34
5.3.1. Plasma-Emissions-Spektrometrie.....	35
5.3.2. Atom-Absorptions-Spektrometrie .....	35
5.3.3. Sonstige Analyseverfahren .....	36
5.4. Isotopenuntersuchungen .....	37
5.4.1. Umweltisotope (D, $^{18}\text{O}$ , T).....	37
5.4.2. Edelgase.....	39
5.5. Porenwasseruntersuchung.....	41
5.6. Gesteinsuntersuchungen .....	44
5.6.1. Chemische Zusammensetzung .....	44
5.6.2. Röntgendiffraktometeranalyse.....	44
5.6.3. Porosimetermessungen .....	45
5.7. Sorptionsversuche.....	46
5.8. Salinitäts-/Temperatur-Messungen.....	47
5.9. EDV-gestützte Auswerteverfahren .....	48
<b>6. Charakterisierung der Tiefenwässer .....</b>	<b>51</b>
6.1. Hydrochemische Zusammensetzung .....	51
6.1.1. Chemisch-physikalische Parameter .....	52
6.1.2. Hauptelemente .....	59
6.1.3. Nebenbestandteile und Spurenelemente.....	66
6.1.4. Zeitliche Veränderungen des Grubenwasserchemismus .....	69



6.2.	Isotopenzusammensetzung.....	71
6.3.	Regionale und stratigraphische Differenzierung.....	77
6.3.1.	Regionale Gliederung .....	77
6.3.2.	Stratigraphische Differenzierung .....	81
<b>7.</b>	<b>Entstehung und Entwicklung der Mineralisation der Tiefenwässer .....</b>	<b>85</b>
7.1.	Hydrogeochemie .....	85
7.2.	Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen .....	109
<b>8.</b>	<b>Tiefenwässer in anderen Steinkohlenvorkommen.....</b>	<b>117</b>
8.1.	Aachener Revier.....	117
8.1.1.	Geologischer Aufbau und Stratigraphie.....	117
8.1.2.	Hydrogeologie und Hydrochemie .....	120
8.2.	Erkelenzer Revier.....	123
8.2.1.	Geologischer Aufbau und Stratigraphie.....	123
8.2.2.	Hydrogeologie und Hydrochemie .....	124
8.3.	Ibbenbürener Revier.....	127
8.3.1.	Geologischer Aufbau und Stratigraphie.....	127
8.3.2.	Hydrogeologie und Hydrochemie .....	129
<b>9.</b>	<b>Herkunft und Genese der Tiefenwässer .....</b>	<b>131</b>
9.1.	Entstehungsmöglichkeiten .....	131
9.2.	Deutung der hydrochemischen Befunde .....	134
9.3.	Isotopenzusammensetzung.....	138
9.4.	Alter der Tiefenwässer .....	141

9.5.	Paläohydrogeologische Rekonstruktion des Untersuchungsgebietes .....	143
9.6.	Hydrogeodynamik .....	149
9.7.	Einbeziehung und Deutung der hydrochemischen Ergebnisse aus anderen Steinkohle-Revieren.....	153
9.8.	Synthese.....	155
10.	Literaturverzeichnis.....	162

## **Anhang**

## **Anlagen**

## **Danksagung**



## Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

### Abbildungen

	Seite
Abb. 1.1: Strebbau mit hydraulischer Bruchhohlraumverfüllung (nach JÄGER et al. 1990).....	1
Abb. 1.2: Übersichtskarte der Steinkohlenvorkommen in Nordrhein Westfalen .....	3
Abb. 4.1: Tektonische Übersichtskarte des Ruhrkarbons mit Lage des Krefelder und Lippstädter Gewölbes (aus DROZDZEWSKI et al. 1980).....	9
Abb. 4.2: Geologische Übersichtskarte des Ruhr-Reviers mit abgedecktem Quartär (aus HAHNE & SCHMIDT 1982).....	10
Abb. 4.3: Profilausschnitt aus dem Westfal B mit der typischen zyklisch abgelagerten Sedimentfolge (aus STRACK 1989) .....	13
Abb. 4.4: Aufbau der Deckgebirgsschichten von Westen nach Osten im nördlichen Ruhr-Revier (aus HAHNE & SCHMIDT 1982) .....	15
Abb. 4.5: Faziesschema der Kreideschichten im nördlichen Ruhr-Revier (aus HAHNE & SCHMIDT 1982) .....	17
Abb. 4.6: Klüftige Sandsteine der Bochumer Schichten einer Untertage-Bohrung aus dem östlichen Ruhr-Gebiet.....	25
Abb. 4.7: Schematischer Schnitt durch das Bergbau-Gebiet an der Ruhr zur Herkunft der Grubenwasserzuflüsse.....	30
Abb. 5.1: Leach-Versuche. Gewinnung des Porenwassers aus verschiedenen Gesteinen durch Diffusion.....	43

Abb. 5.2: Beispiel einer Porosimeter-Messung mit Hilfe der Hg-Intrusions-Porosimetrie .....	46
Abb. 6.1: Grubenwassertemperaturen im Ruhr-Revier .....	53
Abb. 6.2: pH-Werte der Grubenwässer in Abhängigkeit von der Entnahmetiefe.....	55
Abb. 6.3: Lage der gemessenen $E_H$ -/pH-Werte im Stabilitätsfeld-Diagramm des Wassers, bei 25 °C und 1 bar (nach BROOKINS 1988) .....	57
Abb. 6.4: Abdampfdruckstand und Dichte der Tiefenwässer im Ruhr-Revier in Abhängigkeit von der Entnahmetiefe .....	58
Abb. 6.5: Sättigungsgrad gegenüber NaCl [in %] in den Tiefenwässern .....	60
Abb. 6.6: Calciumkonzentrationen der Tiefenwässer in Abhängigkeit von der Tiefenlage der Entnahmepunkte .....	60
Abb. 6.7: Barium (a)- und Sulfatkonzentrationen (b) der Grubenwässer in Abhängigkeit von der Tiefenlage der Entnahmepunkte.....	62
Abb. 6.8: Summenkurven der Häufigkeitsverteilung der Haupt-, Neben- und einiger Spurenbestandteile in den Tiefenwässern .....	63
Abb. 6.9: Darstellung der Proben aus betriebenen Bergwerken (a), den Anlagen der Zentralen Wasserhaltung (b), Bohrungen und alten Bergbaustollen (c) in PIPER-Diagrammen .....	64
Abb. 6.10: Borkonzentrationen in den Tiefenwässern in Abhängigkeit von der Teufe .....	66
Abb. 6.11: Tritiumgehalte der Tiefenwässer in Relation zur Gesamtmineralisation.....	74

Abb. 6.12: Beziehung des stabilen Isotops Deuterium zur Gesamtmineralisation.....	75
Abb. 6.13: $\delta$ Deuterium- und $\delta$ Sauerstoff-18-Verteilung in den Tiefenwässern des Ruhr-Beckens, differenziert nach Herkunftsbereichen .....	76
Abb. 6.14: Natrium- und Chlorid-Äquivalente [meq/l] der Tiefenwässer, dif- ferenziert in die beiden Teilgebiete .....	78
Abb. 6.15: Natrium /Calcium-Korrelation unter Berücksichtigung der beiden Teilgebiete .....	78
Abb. 6.16: Deuterium- und Sauerstoff-18-Verteilung in den Tiefenwässern, differenziert nach der regionalen Unterteilung.....	80
Abb. 6.17: Korrespondenzanalyse .....	81
Abb. 6.18: Entwicklungstendenzen der wichtigsten Haupt- und Nebenele- mente gegenüber der Tiefe .....	84
Abb. 7.1: Calcium- und Magnesium-Verteilung in den Tiefenwässern.....	87
Abb. 7.2: Natrium/Calcium-Korrelation .....	88
Abb. 7.3: Abhängigkeit der Bariumkonzentrationen vom Sulfatgehalt in den hoch mineralisierten Solen des Ruhr-Reviers .....	89
Abb. 7.4: Einteilung der Tiefenwässer in drei Gruppen in Abhängigkeit der Barium- bzw. Sulfatkonzentration.....	92
Abb. 7.5: Vereinfachte Darstellung der Anteile der "Kohlensäureformen" $\text{CO}_2$ , $\text{HCO}_3^-$ und $\text{CO}_3^{2-}$ an deren Konzentrationssumme in Ab- hängigkeit vom pH-Wert.....	93

Abb. 7.6: Ammonium (a)- und Nitrat (b)-Konzentrationsverteilung in Abhängigkeit von der Gesamtmineralisation.....	95
Abb. 7.7: Bromid-Chlorid-Korrelation in den Tiefenwässern .....	95
Abb. 7.8: Lithiumkonzentrationen in Abhängigkeit von der Gesamtmineralisation ...	98
Abb. 7.9: Si-Konzentrationen in den Tiefenwässern in Abhängigkeit von den pH-Werten.....	100
Abb. 7.10: Konzentrationen von gelöstem Eisen (a), Mangan (b) und Zink (c) in den Tiefenwässern in Abhängigkeit von den pH-Werten.....	102
Abb. 7.11: Stabilitätsfeld-Diagramm des Eisens für Fe(II)- und Fe(III)-Spezies .....	104
Abb. 7.12: Stabilitätsfeld-Diagramm des Mangans bei 25 °C und 101,3 kPa.....	104
Abb. 7.13: Stabilitätsfelder der Zn-Spezies .....	105
Abb. 7.14: Verteilung der am häufigsten in den Tiefenwässern nachgewiesenen Spurenmetalle Kupfer (a) und Nickel (b) in Beziehung zum pH-Wert .....	107
Abb. 7.15: Mineralsättigtstendenzen der Tiefenwässer gegenüber einigen ausgewählten Mineralphasen in Abhängigkeit von der Salinität .....	112
Abb. 7.16: Sättigung einiger Tiefenwässer aus dem Niederrhein-Gebiet und aus dem Westfälischen Raum gegenüber Gips in Abhängigkeit von der Salinität und der Tiefe.....	113
Abb. 7.17: Ergebnisse der Soptionsversuche von Br, J, B mit karbonischem Sand- und Tonstein .....	116

Abb. 8.1: Geologische Übersicht über die Steinkohle-Reviere von Aachen und Erkelenz (aus HERBST 1971) .....	118
Abb. 8.2: Profil durch das Erkelenzer (A) und Aachener (B) Revier.....	119
Abb. 8.3: Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte der Tiefenwässer aus dem Aachener und Erkelenzer Revier .....	122
Abb. 8.4: PIPER-Diagramm mit den Proben aus dem Aachener und Erkelenzer Revier.....	126
Abb. 8.5: Tektonische Übersichtskarte über das Ibbenbürener Revier (aus DROZDZEWSKI et al. 1985).....	128
Abb. 8.6: W-E-Schnitt durch die Ibbenbürener Karbonscholle. (nach DROZDZEWSKI et al. 1985).....	128
Abb. 9.1: Konzentrationskurven der Hauptbestandteile im Verhältnis zu Bromid während der Evaporation von Meerwasser .....	135
Abb. 9.2: Bromid- und Chloridkonzentration während der Evaporation von Meerwasser.....	136
Abb. 9.3: Abhängigkeit des $mNa/mCl$ - (a) und $Br/Cl$ - (b) Quotienten gegenüber Chlorid bei der Evaporation von Meerwasser und Lage der Tiefenwasserproben.....	137
Abb. 9.4: Isotopenzusammensetzung einiger Tiefenwässer aus dem Niederrhein-Gebiet.....	139
Abb. 9.5: Graphische Darstellung der Periodisierung paläohydrogeologischer Entwicklung .....	147



Abb. 9.6:	Schematisches hydrogeologisches Profil durch das Münsterländer Kreide-Becken (KARRENBURG 1974).....	150
Abb. 9.7:	Rezente Verbreitungsgrenzen der Salzvorkommen im Umfeld des Münsterländer Beckens (nach MICHEL 1983).....	156
Abb. 9.8:	Schematisches, überhöhtes SW-NE-Profil durch das westliche Ruhr-Revier.....	160
<b>Tabellen</b>		
Tab. 4.1:	Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons im Ruhr-Revier.....	13
Tab. 4.2:	Kohle-Petrographische Gliederung des Oberkarbons .....	14
Tab. 4.3:	Grubenwasserhebungsmengen 1993.....	31
Tab. 5.1:	Übersicht über die durchgeführten Konservierungsmaßnahmen und über die benötigten Probenmengen.....	34
Tab. 6.1:	Minimum- und Maximumkonzentrationen der Hauptelemente in den Tiefenwässern über den gesamten Tiefenbereich.....	61
Tab. 6.2:	Minimum- und Maximumkonzentrationen der Nebenbestandteile und Spurenelemente in den Tiefenwässern.....	68
Tab. 8.1:	Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons der Reviere von Aachen, Erkelenz und Ibbenbüren. Schichtparallelisierungen zum Ruhr-Revier.....	120
Tab. 9.1:	$^4\text{He}$ - und $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Daten aus Edelgasbeprobungen an Porenwässern aus frischen Gesteinsproben im Ruhr-Revier.....	142

Tab. 9.2: Vergleich der Salinitäten von extrahierten Porenwässern und von Tiefenwässern .....	145
Tab. 9.3: Gesamtporositäten [%] der untersuchten Gesteine. Die Bestimmung erfolgte mit Hilfe der Hg-Intrusions-Porosimetrie .....	145

## **Verzeichnis des Anhanges und der Anlagen**

### **Anhang**

Anhang I.1: Meerwasseranalyse .....	A- 3
Anhang I.2: Analysen der Tiefenwässer des Ruhr-Reviere .....	A- 4
Anhang I.2.1: Betriebene Bergwerke .....	A- 5
Anhang I.2.2: Anlagen der Zentralen Wasserhaltung .....	A-32
Anhang I.2.3: Bohrungen .....	A-39
Anhang I.2.4: Alte Bergwerksstollen .....	A-46
Anhang I.3: Analysen der Tiefenwässer des Aachener und Erkelenzer Reviere .....	A-48
Anhang II: Analysen der untersuchten Gesteine .....	A-53

### **Anlagen**

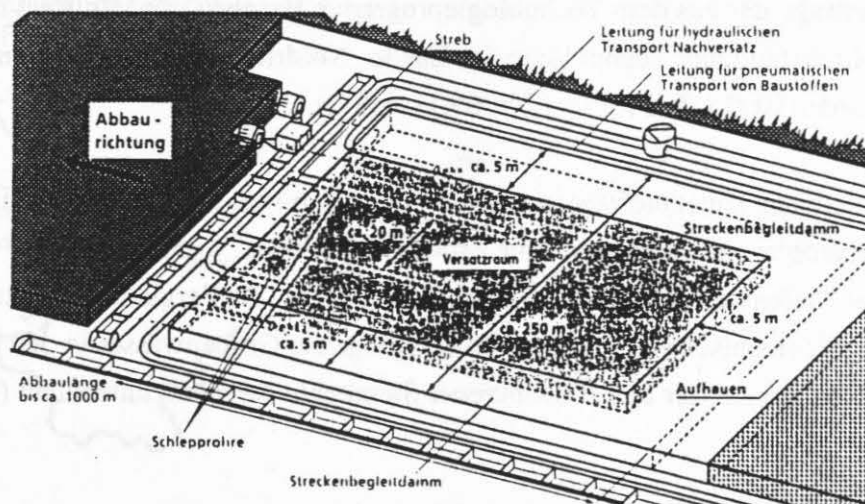
Anlage 1: Übersichtskarte des Ruhr-Reviere mit den Probennahmelokalitäten und der Lage der beiden Teilgebiete, Niederrhein-Gebiet und Westfälischer Raum .....	A-56
Anlage 2: Geologisch-hydrogeologische Profile durch das Ruhr-Revier .....	A-58

## 1. Einleitung

Grubenwasser stellt seit jeher eines der größten Probleme beim Bergbau dar. Nicht nur die mit der Hebung verbundenen hohen Kosten, sondern auch die Gefahr von plötzlich auftretenden, großen Wassereinbrüchen spielt dabei eine Rolle.

Jährlich sitzen in den betriebenen Bergwerken des Steinkohlenbergbaus der Ruhr mehr als 40 Millionen m<sup>3</sup> Grubenwasser zu. Den überwiegenden Anteil dieser Menge stellt geogenes Tiefenwasser, das aus unterschiedlichsten Bereichen den Grubengebäuden der Ruhrkohle Bergbau AG (RBAG) -Betriebe zufließt.

Die Problematik dieser Tiefenwässer ist unter einem völlig neuen Gesichtspunkt zu sehen, seit dem von der RBAG Reststoffe im Bruchhohlraum von abgebauten Streben und in abgeworfenen Strecken als Versatz verbraucht werden. In erster Linie sollen die Materialien in Form einer pumpfähigen Suspension unmittelbar hinter der Abbaufont im Streb, in das nachbrechende Gebirge, über Schlepprohre hydraulisch verpumpt werden (Bruchhohlraumverfüllung, Abb. 1.1) (HAMM 1991, SILL et al. 1991).



**Abb. 1.1:** Strebabbau mit hydraulischer Bruchhohlraumverfüllung (nach JÄGER et al. 1990).

Nach Beendigung der Bergbauaktivität besteht die Möglichkeit, daß das eingebrachte Material wieder mit dem zufließenden Tiefenwasser in Kontakt gerät. Dieses könnte



somit einen wesentlichen Emissionspfad für umweltrelevante Schadstoffe in die Biosphäre darstellen.

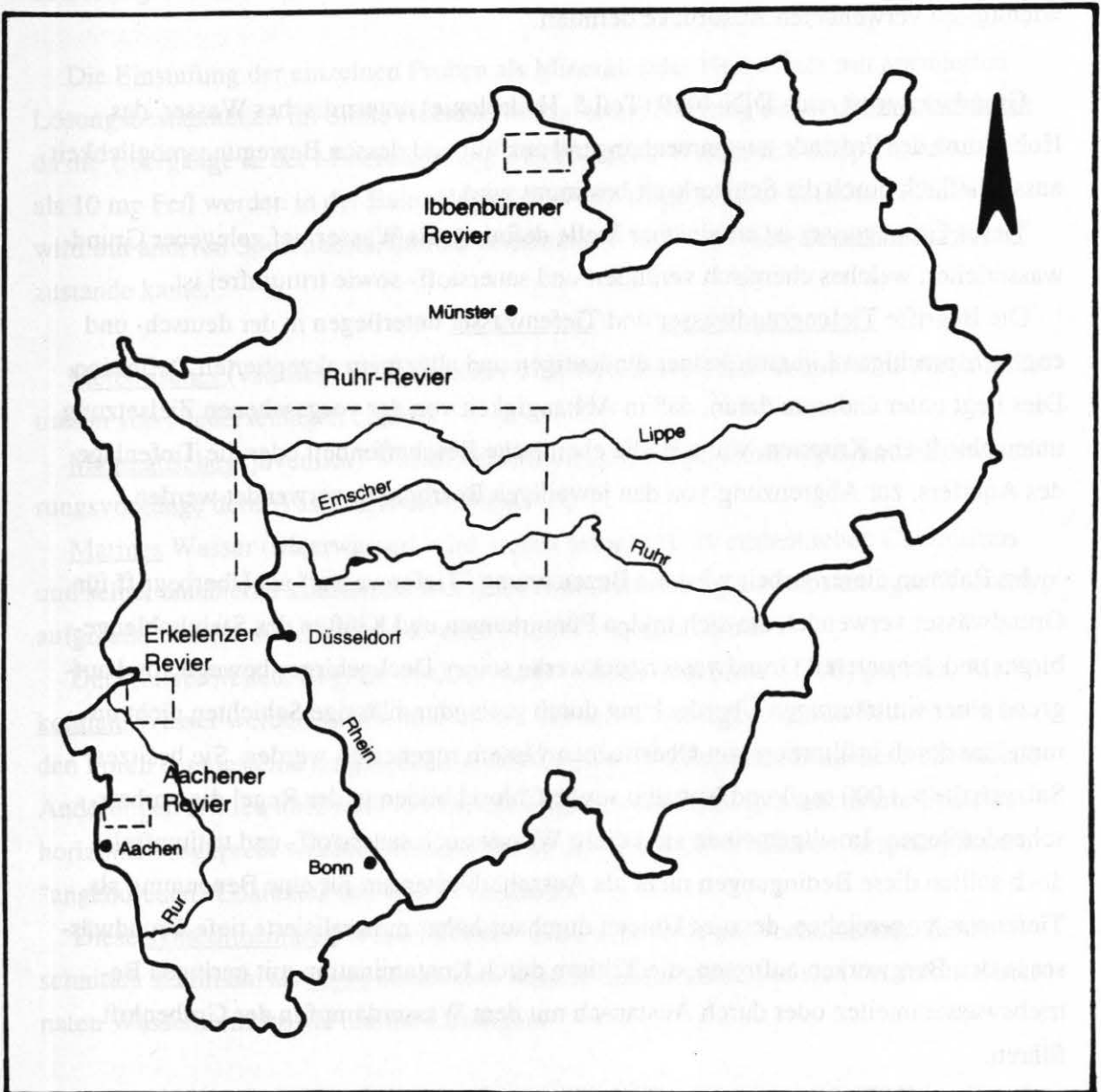
Die Eignung von untertägigen Hohlräumen des Steinkohlenbergbaus im rechtsrheinischen Ruhr-Revier für die Verbringung von Reststoffen wurde im Rahmen einer vom Landesamt für Wasser und Abfall NW/ Düsseldorf (heute Landesumweltamt, LUA) beauftragten Machbarkeitsstudie nach geologisch-hydrogeologischen, bergbautechnischen und abfalltechnischen Aspekten geprüft und die Auswirkungen einer Reststoffverbringung auf die Umwelt beurteilt (JÄGER, OBERMANN & WILKE 1990). Das Mobilisationsverhalten von anorganischen Schadstoffen bei untertägigen Versatzmaßnahmen wurde von KLINGER (1994) detailliert untersucht.

Bei der Bearbeitung der hydrogeologischen Verhältnisse des Steinkohlengebirges wurde deutlich, daß insbesondere in Bezug auf die hydrochemische Zusammensetzung der geogenen Wässer, deren Herkunft, Alter und Strömungsverhalten zusätzlicher Informationsbedarf besteht.

Aus diesem Grund wurde vom DMT-Institut für Wasser- und Bodenschutz - Baugrundinstitut (IWB) beim Landesoberbergamt NW (LOBA), Dortmund ein Forschungsvorhaben beantragt, das aus dem Technologieprogramm Bergbau des Ministers für Wirtschaft, Mittelstand und Technologie des Landes Nordrhein-Westfalen finanziell unterstützt worden ist (LOBA-Projekt-Nr. 65.11-648-2).

Mit verschiedenen Untersuchungsmethoden, die z.T. bisher bei der Bearbeitung der Grubenwasserproblematik noch nicht zur Anwendung kamen, wurden intensive Untersuchungen der Tiefenwässer im Ruhr-Revier durchgeführt. Zu Vergleichszwecken wurde auch die hydrochemische Beschaffenheit der geogenen Grubenwässer in den benachbarten Aachener, Erkelenzer und Ibbenbürener Steinkohle-Revieren untersucht (Abb. 1.2).

Die gewonnenen Erkenntnisse zur Hydrochemie und die daraus abgeleiteten genetischen Aspekte sind nicht nur für die Realisierung umweltrelevanter Vorhaben, wie die untertägige Reststoffverbringung von Bedeutung, sondern liefern auch Grundlagen für Fragen der bergmännischen Wasserwirtschaft, die sicherheitsrelevante Beurteilung von unerwarteten Wasserzuflüssen in betriebene Grubenbaue sowie für die nachbetriebliche Flutung von Grubenfeldern.



**Abb. 1.2:** Übersichtskarte der Steinkohlenvorkommen in Nordrhein Westfalen.

## 2. Definitionen und Begriffsbestimmungen

Für die in den unterschiedlichsten Qualitäten natürlich auftretenden Wässer wurde eine Vielzahl von Begriffen geschaffen, die aber keinesfalls in der Literatur einheitlich verwendet werden. Um Mißverständnisse zu vermeiden, werden im folgenden die wichtigsten verwendeten Ausdrücke definiert.

Grundwasser ist nach DIN 4049 (Teil 5, Hydrologie) unterirdisches Wasser, das Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegungsmöglichkeit ausschließlich durch die Schwerkraft bestimmt wird.

Tiefes Grundwasser ist an gleicher Stelle definiert, als Wasser tief gelegener Grundwasserleiter, welches chemisch verändert und sauerstoff- sowie tritiumfrei ist.

Die Begriffe Tiefengrundwasser und Tiefenwasser unterliegen in der deutsch- und englischsprachigen Literatur keiner eindeutigen und allgemein akzeptierten Definition. Dies liegt unter anderem daran, daß in Abhängigkeit von der vorgesehenen Zielsetzung unterschiedliche Kriterien, wie z.B. die chemische Beschaffenheit oder die Tiefenlage des Aquifers, zur Abgrenzung von den jeweiligen Bearbeitern verwendet werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wird die Bezeichnung "Tiefenwasser" als Überbegriff für Grundwässer verwendet, die sich in den Porenräumen und Klüften des Steinkohlengebirges und der unteren Grundwasserstockwerke seines Deckgebirges bewegen und aufgrund einer weiträumigen Überdeckung durch geringdurchlässige Schichten nicht unmittelbar durch Infiltration von Oberflächenwässern regeneriert werden. Sie besitzen Salzgehalte  $> 1\,000\text{ mg/l}$  und Natrium sowie Chlorid bilden in der Regel die vorherrschenden Ionen. Im allgemeinen sind diese Wässer auch sauerstoff- und tritiumfrei, doch sollten diese Bedingungen nicht als Ausschlußkriterium für eine Benennung als Tiefenwasser reichen, denn es können durchaus höher mineralisierte tiefe Grundwässer in den Bergwerken auftreten, die Tritium durch Kontamination mit geringen Betriebswasseranteilen oder durch Austausch mit dem Wasserdampf in der Grubenluft führen.

Der Begriff "Tiefengrundwasser" wird hier als Synonym für "Tiefenwasser" verstanden. Generell sollte aber auf die Verwendung von "Tiefengrundwasser" bei einer allgemeinen, nicht nutzungsrelevanten Betrachtung von Tiefenwässern verzichtet werden, um eine deutliche Abgrenzung zu nutzbaren Grundwasser- und vor allem tiefen Grundwasser-Vorkommen (z.B. Mineralwasser) zu treffen.

Unter den geogenen Grubenwässern werden Tiefenwässer verstanden, bei denen keine Betriebswasseranteile nachweisbar sind.

Die hydrochemische Grenze zwischen Süß- und Salzwasser wird bei 1 000 mg Cl/l gezogen. Bei den meisten Wasserproben handelt es sich somit um Salzwasser bzw. sogar um Solen (engl. brine), die per definitionem einen Gesamtlösungsinhalt größer 36 000 mg/l haben.

Die Einstufung der einzelnen Proben als Mineral- oder Heilwässer mit normierten Lösungsbestandteilen im Sinne einer balneologischen Nutzung bleibt unberücksichtigt, da die Übergänge in der Mineralisierung fließend sind. Wässer mit beispielsweise mehr als 10 mg Fe/l werden in der Balneologie als eisenhaltige Wässer definiert. Ähnlich wird mit anderen Spurenbestandteilen verfahren, so daß eine Vielzahl von Attributen zustande käme.

Meteorisches (vadoses) Wasser gehört dem Wasserkreislauf an und wird durch Infiltration von Niederschlägen ergänzt.

Magmatisches (juveniles) Wasser entstammt dem Magma und wird durch Entwässerungsvorgänge dem Wasserkreislauf zugeführt.

Marines Wasser (Meerwasser) wird wegen seines relativ einheitlichen Chemismus und seiner annähernd konstanten Isotopenzusammensetzung als selbständiger Wassertyp aufgefaßt, obwohl ständig meteorisches Wasser zugeführt wird.

Der weitverbreitete Begriff "connate water" wurde von LANE (1908) geprägt. Als konstate Wässer werden solche bezeichnet, die bei der Ablagerung von Sedimenten in den Poren der Gesteine eingeschlossen wurden, dort im Zuge der Diagenese chemische Änderungen erlitten und, nach erweiterter Begriffsdefinition, in benachbarte Speichersphären ausgepreßt wurden, wobei diese Erweiterung sich stark vom ursprünglichen, "angeborenen" Charakter des Wassers entfernt.

Diese syndementären Wässer können auch, sofern sie aus vorholozänen Zeitebenen stammen, als fossil bezeichnet werden. Meist handelt es sich bei solchen konnaten Wässern um fossile marine Lösungen.

Der Ausdruck Formations- oder Schichtwasser sagt weder etwas über die Genese und Herkunft, noch etwas über das Alter von Wässern aus. Es werden mit diesem Begriff lediglich Lösungen bezeichnet, die an die entsprechenden Ablagerungen gebunden sind. Sowohl die Tiefenwässer im Karbon, als auch im tieferen Deckgebirge können somit auch als Formationswässer bezeichnet werden.



Die Ergebnisse der Wasseruntersuchungen werden als Ionengehalte in Milligramm je Liter (mg/l), Milliäquivalent je Liter (meq/l) und Äquivalentprozenten (meq%) wiedergegeben.

Die Ionenverhältnisse werden entweder aus Konzentrationsangaben in mg/l (Na/Cl) oder aus den Äquivalentmassen in meq/l (mNa/mCl) gebildet.

Im Text werden z.T. die Abkürzungen der chemischen Elemente verwendet. Hierbei steht dann z.B. nicht  $\text{Br}^-$ , sondern Br für Bromid.

Eine Typisierung der Wässer erfolgt in Anlehnung an die Mineralwasser-Nomenklatur. Hierbei werden zuerst Kationen, dann Anionen mit mehr als 20 meq% in abnehmender Reihenfolge aufgeführt. Zur genaueren Charakterisierung werden meq%-Anteile zwischen 10% und 20% in Klammern dazugefügt.

### 3. Vorliegender Kenntnisstand

Bereits im letzten Jahrhundert beschäftigten sich z.B. HUYSEN (1855) und JÜTTNER (1887) mit den "Soolquellen" in Westfalen. HUYSEN beschrieb in seiner ausführlichen Monographie zahlreiche Soleaustritte im westfälischen Kreidegebirge, die z.T. als Salinen wirtschaftlich genutzt wurden. Er nahm eine Auslaugung des Gebirges (westfälischer Mergel und Grünsand) an und nicht die Ablaugung eines Steinsalzlagers.

Die letzten umfassenderen Untersuchungen der Tiefenwässer des Ruhrkarbons fanden in der Hauptsache in den 50er und 60er Jahren durch BAECKER (1953b), FRICKE (1961, 1964), KÜHN (1964), MICHEL (z.B. 1964a, MICHEL et al. 1974), PATTEISKY (1954), PUCHELT (1964) und SEMMLER (1960) statt. COLDEWEY (1974, 1976) streifte randlich die Grubenwasserproblematik in seiner ausführlichen Untersuchung der hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse im mittleren Emschergebiet.

Den wenigsten Bearbeitern stand eine große Anzahl von Grubenwasseranalysen mit hinreichendem Parameterumfang zur Verfügung. Die Kenntnisse erstreckten sich auf die wesentlichen Bestandteile wie Chlorid, Sulfat und einige Kationen (Na, K, Ca, Mg). Nur gelegentlich wurden Neben- und Spurenbestandteile, wie z.B. Schwermetalle (FRICKE 1953), untersucht.

Ausnahmen bilden die Arbeiten von PUCHELT (1964), der 98 Grubenwässer mit erweitertem Meßprogramm, d.h. zusätzlich zu den Hauptelementen wurden Sr, Ba, Li, Br und J analysiert, bearbeitete und von MICHEL et al. (1974).

Oft ist die Lokation der Proben und die Art der Probennahme nur unzureichend beschrieben, weshalb die rein geogene Herkunft der untersuchten Wässer meist nicht sicher nachzuvollziehen ist und die Qualität der Proben oft in Frage gestellt werden muß.

Zwei Kerntheorien über die Herkunft der Grubenwässer bilden sich bei den bisherigen Bearbeitungen heraus. Auf der einen Seite steht die klassische Lehrmeinung über die Subrosion der Salzlagerstätten des Zechstein, Röt und Malm im Norden und Nordwesten des Münsterländer Beckens und Migration der Ablaugungsolen auf weitreichenden Störungsbahnen und Kluftzonen (z.B. FRICKE 1961).

Demgegenüber wird von PUCHELT (1964) die Ansicht vertreten, daß es sich bei den salinaren Grubenwässern um diagenetisch verändertes fossiles Meerwasser handelt, welches während der Kompaktion durch "...Ionensieb-Wirkung der Tonlagen..." eine Konzentrierung auf bis zu 200 000 mg/l gelöster Bestandteile erfahren hat.

PATTEISKY (1954) unterscheidet bariumfreie von bariumhaltigen Salzsolen im Ruhrgebiet. Solen ohne Barium, die seiner Meinung nach nicht häufig vorkommen, spricht er

als "Auslaugungssolen" (Subrosionssolen) an. Bei dem bariumführenden Anteil der Solen handelt es sich nach seiner Meinung um juvenile Wässer.

Ein komplexes Zusammenwirken mehrerer Vorgänge wird von MICHEL et al. (1974) angenommen. Anhand einer paläohydrogeologischen Entwicklung erläutert er die Entstehung der Sole in ihrer heutigen Zusammensetzung. Schwach versalzenes Grundwasser erfährt durch infiltrierendes Meerwasser eine Erhöhung der Mineralisation. Mögliche Subrosion der Zechsteinsalze mit anschließender Solemigration auf Störungen und Vermischung mit bereits vorhandenen Tiefenwässern, sowie "...Ionenfilterwirkung der tonigen Gesteine..." führt zu einer Zunahme der Salzkonzentration.

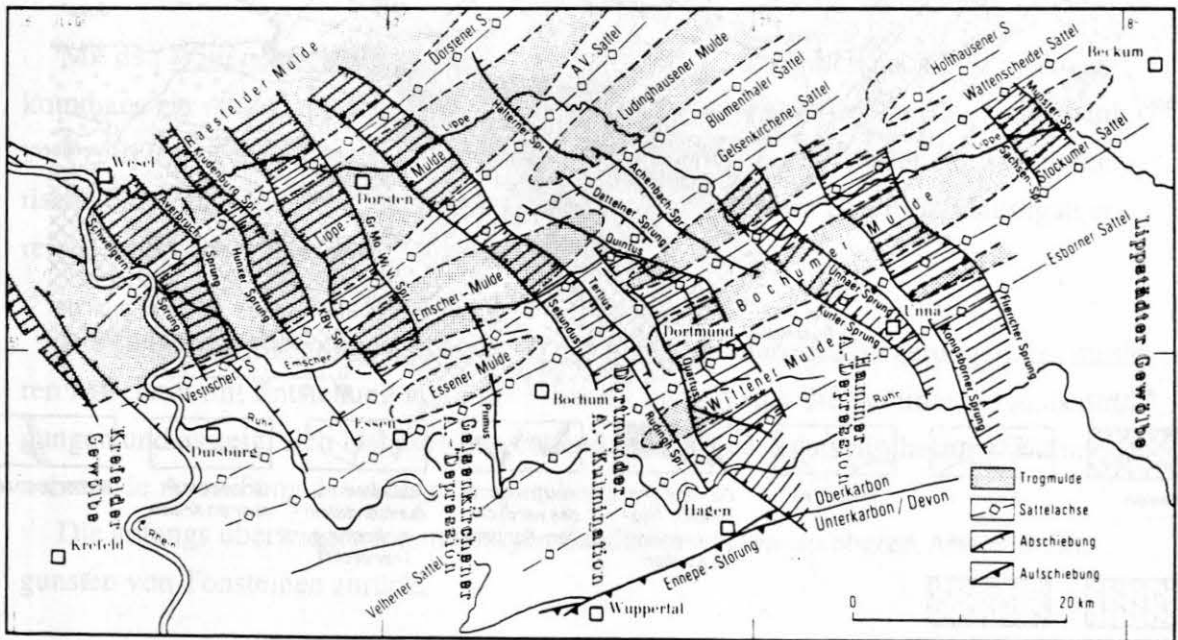
Isotopenbestimmungen fanden bisher nur selten Anwendung bei den Untersuchungen der Tiefenwässer im Ruhr-Revier. Neben einigen Arbeiten von GEYH (1974) und GEYH & MICHEL (1977, 1979, 1981) über die isotoopen- und hydrochemische Zusammensetzung der tiefen Grundwässer am Ost- und Nordostrand des Münsterländer Beckens, veröffentlichten JACOBSHAGEN & MÜNNICH (1964) einige wenige  $\delta D/\delta^{18}O$ -, T- und  $^{14}C$ -Daten. Von PUCHELT & NIELSEN (1967) gibt es Untersuchungen über die Schwefelisotopie der Grubenwässer im Ruhrgebiet.

## 4. Geologie und Hydrogeologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes

### 4.1. Geologischer Überblick

Das Ruhr-Revier (Ruhr-Becken), dessen Nordteil geologisch zum Münsterländer Becken gehört (Abb. 9.7), reicht vom westlichen Niederrhein bis in den Bereich von Beckum in Westfalen, variszisch (SW-NE) streichend, über eine Länge von rd. 100 km. Geologisch wird es im Westen durch das Krefelder Gewölbe, im Osten durch das Lippstädter Gewölbe begrenzt (Abb. 4.1). Im Süden auf einer Linie durch die Stadtgebiete von Krefeld, Duisburg, Wuppertal, Hagen und Unna ist die natürliche Grenze durch das zutage tretende, flözführende Oberkarbon gegeben. Nach Norden tauchen diese Schichten immer tiefer unter das Münsterländer Kreidebecken ab (Anlage 2a, 2b).

Das zum paralischen Steinkohlengürtel Nordwesteuropas gehörende niederrheinisch-westfälische Steinkohlengebiet ist ein Teil der subvariszischen Saumtiefe, die im Oberkarbon mit mächtigen Molasse-Sedimenten gefüllt wurde. Während der asturischen Faltungsphase sind diese Schichten von der nach Nordwesten fortschreitenden Gebirgsbildung erfaßt worden.

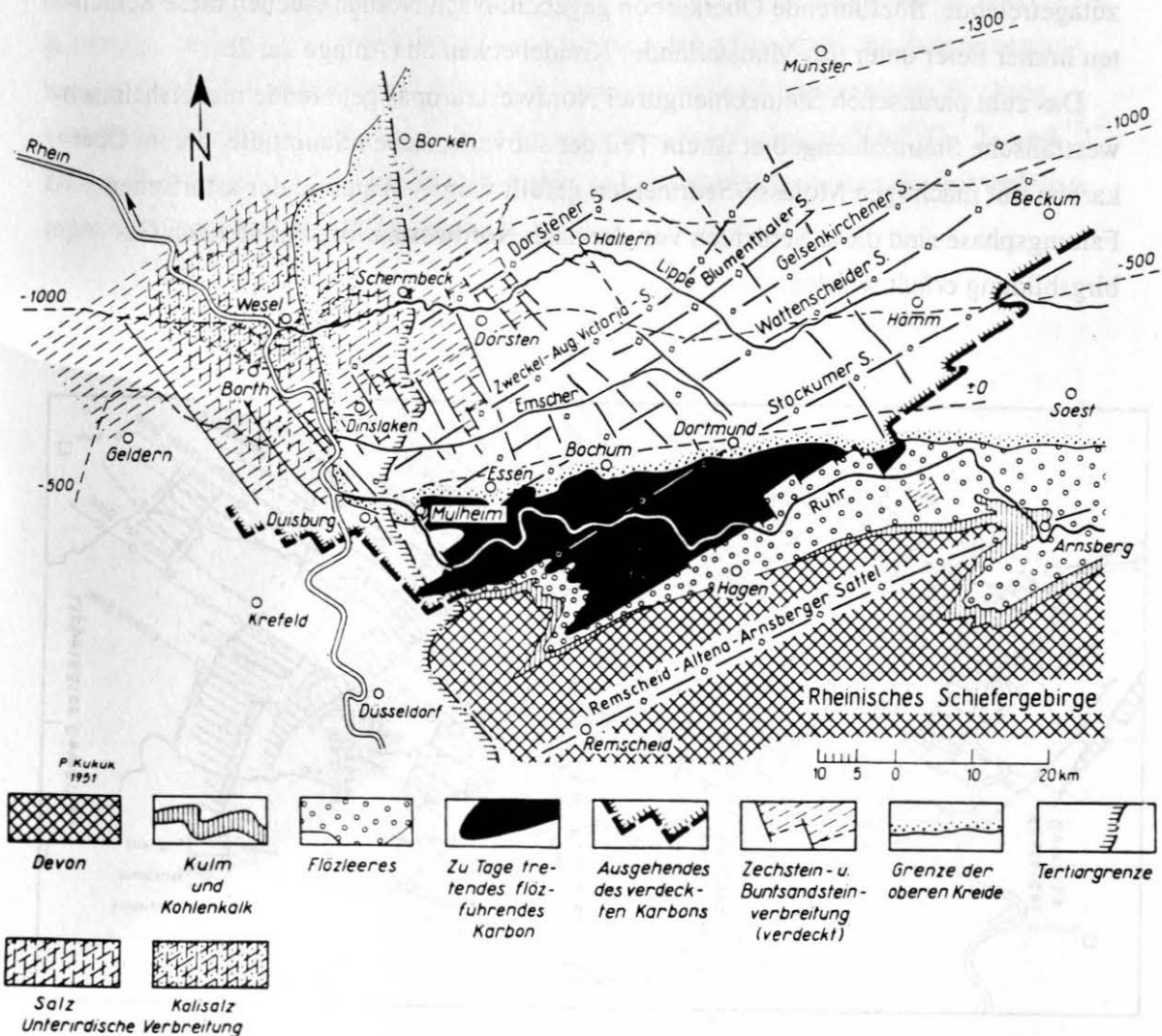


**Abb. 4.1:** Tektonische Übersichtskarte des Ruhrkarbons mit Lage des Krefelder und Lippstädter Gewölbes (aus DROZDZEWSKI et al. 1980).



Diskordant darüber lagern die nahezu ungefalteten postvariszischen Deckgebirgsschichten, die sich aus Perm-, Trias-, Kreide-, Tertiär- und Quartär-Ablagerungen zusammensetzen. Die Mächtigkeit des Deckgebirges nimmt nach Norden erheblich zu und beträgt etwa im Bereich der Linie Wesel - Haltern - Oelde 1000 m (Anlage 2a, 2b).

Während Oberkreide-Sedimente den größten Teil des Steinkohlengebirges nördlich einer west-ost-streichenden Linie durch die Städte Mülheim, Essen, Bochum und Dortmund bedecken, treten Zechstein, Buntsandstein und vorwiegend oligozäne Deckschichten nur am Niederrhein, westlich einer Linie Duisburg - Schermbeck - Borken auf (Abb. 4.2).



**Abb. 4.2:** Geologische Übersichtskarte des Ruhr-Reviers mit abgedecktem Quartär (aus HAHNE & SCHMIDT 1982).

## 4.1.1. Stratigraphie und Lithologie

### 4.1.1.1. Steinkohlengebirge

Das flözführende Oberkarbon mit einer Mächtigkeit von ca. 3 000 m beginnt im Namur C mit den Sprockhöveler Schichten; danach folgen im Westfal die Wittener-, Bochumer-, Essener-, Horster-, Dorster- und Lembecker-Schichten (Tab. 4.1).

Die oberkarbonische Schichtenfolge setzt sich aus einer zyklisch abgelagerten Wechselfolge von überwiegend klastischen Sedimenten unterschiedlicher Korngröße zusammen.

Als charakteristische Leitschichten für die stratigraphische Gliederung werden hauptsächlich die Kaolinkohlentonsteine, dünne Tonlagen vulkanischen Ursprungs (Tuffe) und marine Horizonte herangezogen.

Mit den Sprockhöveler Schichten beginnt das produktive Oberkarbon, an dessen Basis der Grenzsandstein abgelagert wurde. Die wegen der hohen Inkohlung der Flöze auch als Magerkohlschichten bezeichnete Abfolge ist reich an marinen Horizonten. Die Durchschnittsmächtigkeit der Flöze liegt im allgemeinen unter 1 m. Die Gesamtmächtigkeit der Kohle nimmt nach Nordwesten ab.

Mit den Wittener Schichten läßt der marine Einfluß allmählich nach, nur selten kommt es zur Ablagerung mariner Horizonte, wie dem über Flöz Finefrau-Nebenbank.

Typisch sind mächtige Sandsteinbänke, wie der großflächig verbreitete, konglomeratistische Finefrau-Sandstein, und z.T. höhere Flözmächtigkeiten. Das Flöz Mausegatt erreicht stellenweise über zwei Meter Mächtigkeit.

Die Bochumer Schichten enthalten nur noch wenige marine Ablagerungen. Im mittleren Abschnitt mit Entstehung von Flöz Johann 1 ändern sich die Sedimentationsbedingungen und es zeigt sich insbesondere anhand der Faunenvergesellschaftungen eine zunehmende Aussüßung des Ablagerungsmilieus.

Die anfangs überwiegenden mächtigen Sandsteine treten im oberen Abschnitt zugunsten von Tonsteinen zurück.

Die Entwicklung der Bochumer Schichten setzt sich in den Essener Schichten fort. Die Folge ist überwiegend tonig ausgebildet, während mächtige Sandsteine zurücktreten.

Die Horster Schichten sind durch extreme Fazieswechsel und das Fehlen von Leithorizonten gekennzeichnet. Zum Top der Abfolge nehmen Sandsteinbänke zu, die in den Dorstener und Lembecker Schichten wieder an Bedeutung gewinnen. Der mächtige Iduna-Sandstein mit einer großräumigen Verbreitung sowie der marine Ägir-Horizont bilden z.B. gute Leithorizonte. Für die Wasserführung im Karbon spielen diese jüngeren, stärker porösen Sandsteine eine große Rolle.

In den Lembecker Schichten endet mit der Xanten-Flözgruppe, der bislang jüngsten nachgewiesenen Kohlebildung im Ruhr-Revier (Bhrg. Specking 1), das produktive Oberkarbon (STRACK 1989).

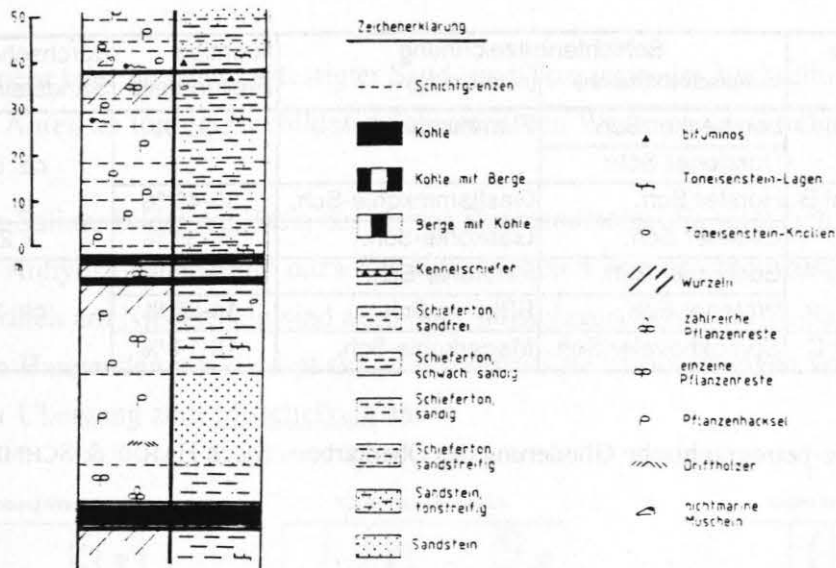
Die zyklische Abfolge der Sedimentgesteine ist charakteristisch für alle Schichten des flözführenden Oberkarbons (Abb. 4.3). Ein Zyklus beginnt meist mit einem Wurzelboden, der aus einem mehr oder weniger stark durchwurzelteten Ton- bis Siltstein aufgebaut ist.

Darauf liegt das Kohleflöz mit unterschiedlichen Mächtigkeiten, deren Maximalwerte in Einzelfällen 4 m erreichen können. Die streifig aufgebaute Steinkohle unterscheidet sich je nach Inkohlungsgrad in ihrer chemischen Zusammensetzung. Wichtiges Kriterium ist dabei der Anteil an flüchtigen Bestandteilen (Tab. 4.2).

Die sich hieran anschließenden feinklastischen Sedimente werden unter dem Sammelbegriff Schieferton zusammengefaßt. Hierunter versteht man sowohl reine Tonsteine, als auch Ton-Silt- und Siltsteine. Der Begriff Schieferton beruht nicht auf einer tektonischen Schieferung, sondern ist auf die häufig feingebänderte Schichtung zurückzuführen. Aufgrund der gleichmäßigen Lamination ist anzunehmen, daß diese Sedimente in lagunären Faziesbereichen abgelagert wurden (HOLL & SCHÄFER 1992).

Einen weiteren Hauptbestandteil eines Zyklus bilden die in der Korngröße häufig stark variierenden z.T. konglomeratisch ausgebildeten Sandsteine. Die meist quarzitisch gebundenen Gesteine, können auch geringe Mengen an Karbonat enthalten, der dann neben Pyrit als Kluft- und Porenfüllung auftritt. Nicht selten verleihen kohlige Einlagerungen und Pflanzenhäcksels dem Sediment ein streifiges Aussehen. Je nach Korngrößen und -sortierung der Sandsteine handelt es sich um Ablagerungen von Flußbrinnen oder von Deltas.

Z.T. weisen die Karbongesteine unter Zechsteinüberdeckung bis zu einer Tiefe von ca. 25 m eine sekundäre Rotfärbung auf (SCHLIMM & THIERMANN 1988).



**Abb. 4.3:** Profilausschnitt aus dem Westfal B mit der typischen zyklisch abgelagerten Sedi-  
mentfolge (aus STRACK 1989).

Abteilung	Stufe	Zone	Unterzone 1. Ordnung	Grenzhorizonte	Gebirgsmächtigkeit (im Richtschichten- schnitt)
Ober- karbon	Westfal C	Lembecker Schichten		Xanten-Gruppe * mariner Horizont	> 200 m
		Dorstener Schichten	obere untere	Fl. Nibelung Fl. Hagen mariner Horizont	400-450 m
	Westfal B	Horster Schichten	obere untere	Fl. Ägir Fl. T mariner Horizont	300-375 m
		Essener Schichten	obere mittlere untere	Fl. L Fl. Zollverein 1 Fl. Grimberg 1 mariner Horizont	450-600 m
	Westfal A	Bochumer Schichten	obere mittlere untere	Fl. Katharina Fl. Hugo Fl. Präsident mariner Horizont	550-750 m
		Wittener Schichten	obere untere	Fl. Plaßhofsbank Fl. Finefrau Nbk. mariner Horizont	400-600 m
	Namur C	Sprockhöveler Schichten	obere untere	Fl. Sarnsbank Fl. Neufloß Grenzsandstein	670 m

\* bislang jüngste nachgewiesene Kohlebildung  
im Ruhr-Revier (Bhrg. Specking 1)

**Tab. 4.1:** Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons im Ruhr-Revier (nach HAHNE &  
SCHMIDT 1982).



Stratigraphie		Schichtenbezeichnung		flüchtige Bestandteile	durchschnittlicher Sandsteingehalt
		(n. Aufschlußlokalität)	(n. Inkohlung)		
Oberkarbon	Westfal C	Lembecker Sch.	Flammkohle-Sch.	>38 %	ca. 50 %
		Dorstener Sch.			
	Westfal B	Horster Sch.	Gasflammkohle-Sch.	35-40 %	< 25 %
		Essener Sch.	Gaskohle-Sch.	28-35 %	
	Westfal A	Bochumer Sch.	Fettkohle-Sch.	18-30 %	ca. 35 %
		Wittener Sch.	Eßkohle-Sch.	14-20 %	
	Namur C	Sprockhöveler Sch.	Magerkohle-Sch.	10-14 %	

**Tab. 4.2:** Kohle-petrographische Gliederung des Oberkarbons (nach HAHNE & SCHMIDT 1982).

#### 4.1.1.2. Deckgebirge

Bis auf den südlichen Teil des Ruhr-Reviere wird das Steinkohlengebirge von Deckgebirgsschichten überlagert. Die unterschiedliche regionale Verbreitung der verschiedenen, am Aufbau beteiligten Formationen ist der geologischen Übersicht zu entnehmen (Abb. 4.2).

Die ältesten Ablagerungen gehören dem Zechstein an, wovon im westlichen Ruhr-Revier nur die Werra-Serie (Z1) relativ vollständig ausgebildet ist (Abb. 4.4). Die übrigen Zechstein-Zyklen sind lückenhaft entwickelt und erreichen eine nur geringe Mächtigkeiten. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Tonen, Anhydrit (bzw. Gips) und dem Plattendolomit, einem charakteristischen Leithorizont.

Am östlichen Zechstein-Beckenrand haben sich z.T. über 100 m mächtige, dem Karbon direkt auflagernde Riffe ausgebildet, die aus porösen Kalken und Dolomiten bestehen. Diese Riffbildungen sind aus den Bereichen der Bergwerke Prosper-Haniel und Fürst Leopold bekannt (Lage der Bergwerke s. Anlage 1).

Der Zechstein beginnt mit dem geringmächtigen, diskordant auflagernden Transgressionskonglomerat. Darüber folgt der dunkelgraue, 1 bis 2 m mächtige Kupferschiefer. Dieser kalkig-dolomitisch ausgebildete Schluffstein enthält nur geringe Mengen an Kupfer. Die weitere Abfolge setzt sich aus Zechstein-Mergel, unterem Werra-Anhydrit und Werra-Steinsalz zusammen. Das heutige Salzager ist nur noch unvollständig in seinem ehemaligen Verbreitungsraum vorhanden. Einsturzbrekzien im Hangenden des Salzes zeugen von Subrosion durch zirkulierende Wässer.

Die nur lokal für die Wasserherkunft relevanten Schichten des Buntsandsteins bestehen im unteren und mittleren Teil aus einer ca. 300 m mächtigen Serie fein- bis mittel-

körniger, mehr oder weniger verfestigter Sand- und Tonsteine. Im Verbreitungsgebiet nimmt der Anteil an tonig ausgebildeten Schichten von Westen nach Osten zu.

Das Röt-Salinar bildet die Basis des oberen Buntsandsteins. Es setzt sich aus geringmächtigen Anhydrit-Bänken mit dazwischengeschalteten Tonschichten zusammen. Weiter nördlich am Niederrhein sind auch Steinsalzablagerungen im Röt-Salinar bekannt. Zum Hangenden hin kündigt sich durch vermehrte Einschaltungen von Mergel-Bänken der Übergang zum Muschelkalk an.

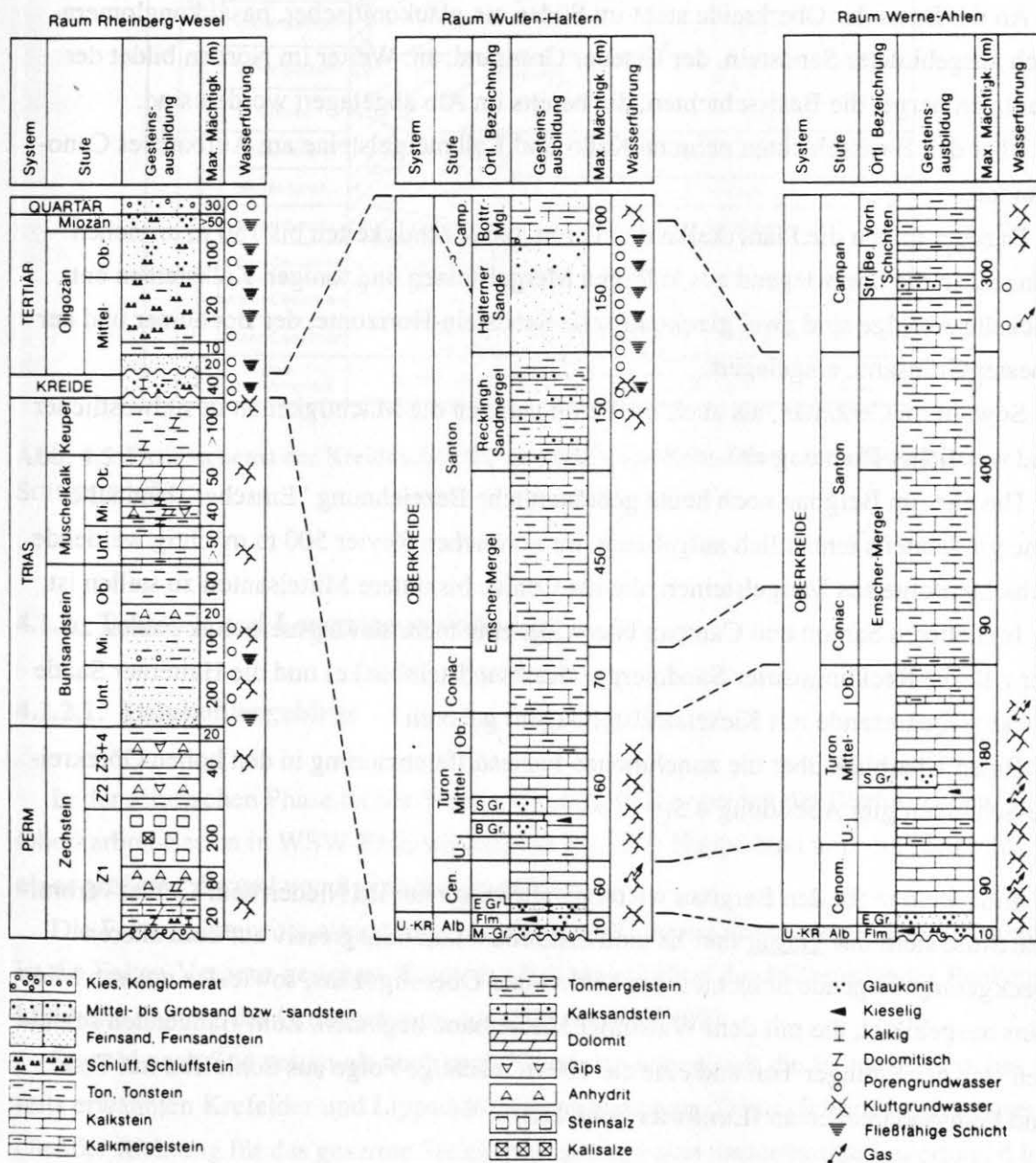


Abb. 4.4: Aufbau der Deckgebirgsschichten von Westen nach Osten im nördlichen Ruhr-Revier (aus HAHNE & SCHMIDT 1982).

Keuper- und Jura-Ablagerungen treten nur lokal in Grabenpositionen im Bergbaugebiet auf. Auf eine detaillierte Darstellung wird deshalb hier verzichtet.

Die Oberkreide-Schichten stellen aufgrund ihrer flächendeckenden Verbreitung und der nach Norden zunehmenden Mächtigkeit die wichtigste Deckgebirgseinheit dar.

Die Verbreitungsgrenze ist der Abbildung 4.2 zu entnehmen. Sie verläuft im Süden in etwa entlang der Städte Duisburg - Mülheim - Essen - Dortmund. Von Duisburg aus richtet sie sich in nördlicher Richtung, östlich an Wesel vorbei.

An der Basis der Oberkreide steht im Süden ein glaukonitischer, basal konglomeratisch ausgebildeter Sandstein, der Essener Grünsand, an. Weiter im Norden bildet der Flammenmergel die Basisschichten, die bereits im Alb abgelagert worden sind.

Über den Basisschichten nehmen Kalk- und Kalkmergelsteine am Aufbau des Cenoman teil.

Darüber folgen die Plänerkalke des Turon, die Mächtigkeiten bis 180 m erreichen können. In die überwiegend aus kalkigen Mergelsteinen und tonigen Kalksteinen entwickelte Abfolge sind zwei glaukonitische Sandstein-Horizonte, der Bochumer und der Soester Grünsand, eingelagert.

Sowohl im Cenoman, als auch im Turon nehmen die Mächtigkeiten in südwestlicher und westlicher Richtung ab.

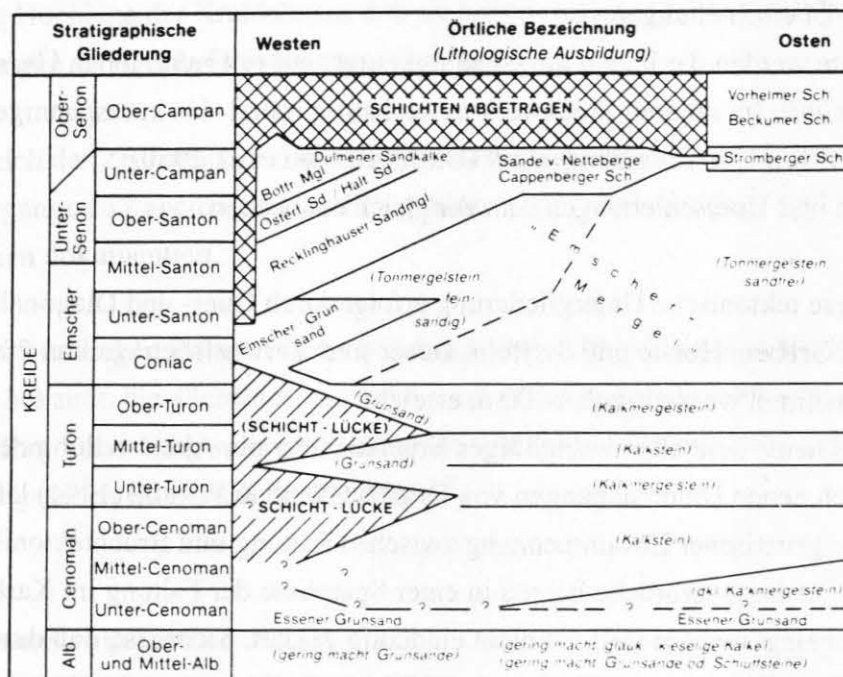
Die alte, im Bergbau noch heute gebräuchliche Bezeichnung "Emscher" beinhaltet eine größtenteils einheitlich aufgebaute, im nördlichen Revier 500 m mächtig werdende Schichtenfolge aus Mergelsteinen, die ins Coniac bis untere Mittelsanton zu stellen ist.

Im höheren Santon und Campan überwiegt eine mehr sandig-mergelige Fazies, zu der z.B. die Recklinghäuser Sandmergel (Kalksandsteinbänke) und die Halterner Sande (lockere Quarzsande mit Kieselsandsteinlagen) gehören.

Einen Überblick über die zunehmende Faziesdifferenzierung in den hohen Oberkreide-Schichten gibt Abbildung 4.5.

Eine weitere für den Bergbau wichtige, allerdings nur im Niederrhein-Gebiet verbreitete Stufe stellt das Tertiär dar. Es sind diskordant und transgressiv auf dem älteren Deckgebirge liegende Schichten des Mittel- und Oberoligozäns, sowie des unteren Miozäns ausgebildet, die mit dem Walsumer Meeressand beginnen. Zum Hangenden schließen sich der Ratinger Ton und eine ca. 100 m mächtige Folge aus Schluffen mit Ton- und Feinsandanteilen an (Lintforter Schichten).

Die quartären Ablagerungen haben sowohl für den Bergbau, als auch für die Herkunft der Tiefenwässer nur geringe Bedeutung. Sie bestehen hauptsächlich aus eiszeitlichen Sedimenten, sowie Terrassensanden und -schottern.



**Abb. 4.5:** Faziesschema der Kreideschichten im nördlichen Ruhr-Revier (aus HAHNE & SCHMIDT 1982)

## 4.1.2. Tektonik und Lagerungsverhältnisse

### 4.1.2.1. Steinkohlenebengebirge

In der asturischen Phase an der Wende Westfal/Stefan werden die flözführenden Oberkarbon-Serien in WSW-ENE streichende (ca. 60°) Hauptsättel und -mulden mit einer größeren Anzahl von Spezialfalten gefaltet.

Die Faltungsintensität nimmt in nordwestlicher Richtung ab; in die gleiche Richtung ist die Falten-Vergenz gerichtet. Etwa im nördlichen Drittel des Münsterländer Beckens klingt die Faltung des Grundgebirges aus (HESEMANN 1975).

Sowohl nach Südwesten als auch nach Nordosten heben sich die Falten an dem bereits erwähnten Krefelder und Lippstädter Gewölbe heraus. Dadurch ergibt sich in streichender Richtung für das gesamte Steinkohlenebengebirge eine muldenartige Lagerung, d.h. an den Rändern, im Westen und im Osten, stehen ältere Schichten an der Karbonoberfläche als im Zentrum an.



Zusätzlich zur Falten tektonik kennzeichnet ein tektonischer Stockwerkbau das Ruhrkarbon in vertikaler Richtung. Drei Stockwerke lassen sich unterscheiden, deren Übergänge sowohl in lateraler als auch in vertikaler Richtung fließend sind.

Im oberen Stockwerk herrscht eine flache Schichtlagerung mit weitspannigen Falten und wenigen Überschiebungen vor.

In der Mitte werden die Falten kurzspanniger und sind mit zahlreichen Überschiebungen verknüpft. Im unteren Stockwerk treten häufig mittel- bis kurzspannige Spezialfalten mit wenigen Überschiebungen auf (DROZDZEWSKI et al. 1980).

Die Falten und Überschiebungen sind zeitgleich entstanden.

Eine weitere tektonische Untergliederung erfolgt durch Quer- und Diagonalstörungen in zahlreiche Gräben, Horste und Staffeln. Dabei sind Verwurfsbeträge von 200 m keine Seltenheit, maximal werden auch 1 000 m erreicht.

Es gibt bis heute kein allgemeingültiges Ergebnis über die Altersstellung der Bruchtektonik. Nach neuen Untersuchungen von DROZDZEWSKI & WREDE (1994) läßt sich ein unmittelbarer genetischer Zusammenhang zwischen Faltung und Bruchtektonik nicht nachweisen. Ob die Querbrüche bereits in einer Spätphase der Faltung im Karbon oder erst später angelegt worden sind, ist nicht eindeutig geklärt. Sicher ist, daß durch spätere bruchtektonische Bewegungen die Quer- und Diagonalstörungen reaktiviert wurden. Dadurch verwirft heute ein großer Teil der Sprünge auch die Deckgebirgsschichten. Auf diese Weise sind Umkehrverwerfungen entstanden, die sich dadurch auszeichnen, daß die Sprünge im Karbon eine andere Verwurfsrichtung als im Deckgebirge besitzen.

Die Richtung der Klüfte im Gestein steht im genetischen Zusammenhang zum tektonischen Bau. Unter Abbaueinwirkung durch Auflockerung des Gebirges öffnen sich diese Klüfte. Besonders mächtige Sandsteinbänke sind häufig stark geklüftet und können somit verbesserte Wasserwegsamkeiten bieten, sofern nicht die Klüfte wieder sekundär z.B. durch Pyrit und Calcit verheilt sind (Abb. 4.6).

#### **4.1.2.2. Deckgebirge**

Die Deckgebirgsschichten lagern diskordant auf den karbonischen Basischichten und fallen flach nach Norden bis Nordwesten ein. In diese Richtung ist auch eine stetige Mächtigkeitszunahme bis zum Kern des Münsterschen Beckens zu verzeichnen.

Wie schon im vorherigen Kapitel angedeutet, lebten die Querstörungen nach Ablagerung der Zechstein- und der Trias-Schichten wieder auf und versetzen somit auch die

Deckgebirgsschichten, allerdings meistens mit weit geringeren Verwurfsbeträgen, als im Karbon.

An der Wende Kreide/Tertiär traten erneute Bewegungen an den alten Störungen auf, diesmal aber mit umgekehrtem Bewegungssinn. Karbon-, Zechstein- und Trias-Gräben zeigen eine Hochlage der Kreidebasis, d.h. sie haben sich durch Rückschiebungen an alten Störungen zu Kreide-Horsten entwickelt.

Im Bereich der Zechsteinüberlagerung im Westen und Nordwesten haben salztektonische Vorgänge zu Lagerungsanomalien geführt. Subrosionsvorgänge sind durch Einsturzbrekzien dokumentiert.

Aus dem nördlichen Ruhr-Revier, im Bereich der Lippe-Mulde sind Kreidemulden und -sättel bekannt, die allerdings nicht mit der karbonischen Faltentektonik zu vergleichen sind. Ihre Entstehung wird im Zusammenhang mit der Aufwölbung des Teutoburger Waldes gesehen (HAHNE & SCHMIDT 1982).

#### 4.1.2.3. Querstrukturen

Bei den beiden das Ruhr-Becken begrenzenden großen Querstrukturen (Krefelder und Lippstädter Gewölbe) handelt es sich um Aufwölbungen älterer Gesteine des Paläozoikums (Abb. 4.1).

Das Krefelder Gewölbe ist schon im vorherigen Jahrhundert als westliche Begrenzung des Ruhr-Beckens erkannt worden. Seismische Untersuchungen im Rahmen der Kohlenwasserstoff-Exploration und Inkohlungsuntersuchungen haben zur genaueren Identifizierung des Störkörpers beigetragen. Die kleine positive magnetische Anomalie bei Krefeld wurde wegen der im Bergwerk Friedrich Heinrich bei Kamp-Lintfort entdeckten, auf dem Sonsbeck-Kamper Sprung ins Steinkohlengebirge aufgedrängenden Olivinbasaltgänge und aufgrund der Ergebnisse von regionalen Inkohlungsuntersuchungen (lokale Anthrazitbildung der Steinkohle) als Intrusivkörper gedeutet.

Das basische Intrusiv ist zeitgleich mit den Olivinbasaltgängen, die jünger als die asturische Faltung sind, zu sehen. Aufgrund von Olivinbasaltgeröllfunden in einer sedimentären Brekzie, die älter als Zechstein eingestuft wurde, muß die Intrusion vor der Zechsteintransgression abgeschlossen gewesen sein, also während des Stefans oder Rotliegenden erfolgt sein (BUNTEBARTH et al. 1982).

Das Lippstädter Gewölbe im östlichen Ruhr-Revier ist vergleichbar mit dem Krefelder Gewölbe. Diese Nord-Süd streichende Zone wurde durch eine magnetische Anomalie entdeckt. Die Struktur wird ebenfalls durch den Verlauf von Isoreflexionslinien nach Inkohlungsdaten des Top Karbon nachgezeichnet (LOMMERZHEIM 1988).

Ordovizium und Devon wurden im Bereich der Querstruktur unter der Kreideüberdeckung an mehreren Stellen erbohrt.

Nach paläomagnetischen Untersuchungen ereignete sich die Magmenintrusion zur Zeit des Oberkarbon oder des Rotliegenden. Die dadurch bedingte postasturische Erhitzung führte zu hoher Inkohlung und erreichte das Stadium von Semigraphit, der bei Temperaturen von etwa 350 °C gebildet wird (CLAUSEN et al. 1982). In der Oberkreide und im Tertiär sind nochmals kleinere Magmenkörper bzw. -gänge aufgestiegen, die erneut lokal zu Aufheizungen geführt haben (LOMMERZHEIM 1994).

#### 4.1.3. Erzvorkommen

Neben der Steinkohle wurden im Ruhr-Revier, besonders in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts, drei Blei-Zink-Erzgänge abgebaut:

- Wilhelm-Köhler-Gang der Zeche Auguste Victoria 4/5 in Marl Hüls
- Christian-Levin-Gang der Zeche Christian Levin in Essen
- Klara-Gang der Zeche Graf Moltke in Gladbeck.

Anzeichen von Vererzungen finden sich neben diesen bauwürdigen Hauptvorkommen noch auf zahlreichen kleineren Störungen.

Die Blei-Zink-Vererzungen treten ausschließlich auf den großen Querstörungen, vorwiegend in den Wittener und Bochumer Schichten, als linsenförmige, gangartige Körper auf. Das brekziöse Erz kann verschiedenen Generationen unterschiedlicher tektonischer Phasen zugeordnet werden. Als Erzminerale von wirtschaftlicher Bedeutung treten Zinkblende und Bleiglanz auf; daneben erscheinen Pyrit, Markasit und Kupferkies. Als Gangarten liegen Quarz, Kalkspat, Schwerspat und Ankerit vor.

An sekundären Neubildungen tritt am häufigsten Gips als sulfatisches Oxidationsprodukt verwitternden Schwefelkieses mit Kalkspat auf.

Die Erzgänge im Ruhr-Revier sind primär-azendent-hydrothermalen Entstehung. Dies zeigt sich durch die deutlich entwickelte Teufengliederung und die Ausscheidungs-

folge, die wie folgt beschrieben wird (HESEMANN & PILGER in BUSCHENDORF et al. 1951): Quarz mit Sulfiden - Zinkblende - Kupferkies - Bleiglanz - Schwerspat - Markasit und Kalkspat. Das hydrothermale Stadium reicht von schwach mesothermal (ca. 250 °C) bis epithermal (unter 100 °C).

Aufgrund des mäßig entwickelten Teleskopings und des Inkohlungsgrades der umgebenden Flöze nahm PILGER (1956, 1961) an, daß zwischen dem erzbringenden Pluton und dem flözführenden Gebirge rund 2000 m Sediment liegen. Das Alter der Vererzung stellt er in das höhere Oberkarbon.

Die Frage nach dem Alter der hydrothermalen Erzgänge konnte zwar von DROZDZEWSKI & WREDE (1994) nicht abschließend geklärt werden, doch hat sich gezeigt, daß die Genese der Vererzungen nicht ausschließlich im zeitlichen Zusammenhang mit der variszischen Orogenese zu sehen ist, sondern auch in mehreren Teilphasen postvariszisch erfolgt sein kann. Auch gibt es für die Existenz eines "erzbringenden Plutons", wie ihn PILGER annahm, kaum Anhaltspunkte. Seine genetischen Vorstellungen über die Entstehung der Vererzungen dürfen heute als überholt angesehen werden. Ebenfalls ist die devonisch-karbonische Schichtenfolge unter dem flözführenden Oberkarbon mächtiger, als von PILGER (1956) angenommen.

Andere Erzlagerstätten kommen in der Erzprovinz des Ruhr-Reviers nicht vor. Der häufig Buntmetalle führende Kupferschiefer an der Basis des Zechsteins enthält im Bereich der Niederrheinischen Bucht nur Spuren von Kupfer und Blei (SCHLIMM & THIERMANN 1988).

#### 4.1.4. Gasführung

Grubengas entsteht bei der Inkohlung, d.h. bei der Umwandlung kohlenstoffreicher Gerüstsubstanzen höherer Pflanzen unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen. Methan bildet den überwiegenden Bestandteil des Grubengases. Es kann unter Druckentlastung in größeren Mengen frei werden, da nur ein kleiner Teil an Kohle adsorbiert wird. Das freigewordene Gas strömt nach oben und kann sich in wasserfreien Poren und Klüften von Sandsteinen sammeln. Schiefertone haben im allgemeinen nur ein geringes Speichervermögen, produzieren aber, aufgrund ihres Gehaltes an organischen Substanzen, selber kleinere Methanmengen.

Das zirkulierende Methan wird durch Wetterführung in der Grube kontrolliert und zutage geführt.



Vorkommen von Methan im Deckgebirge und z.T. sogar oberflächennahe  $\text{CH}_4$ -Ausgasungen zeigen, daß die Gase vorhandene tektonische Störungs- und Zerrüttungszonen als Migrationswege vom flözführenden Oberkarbon in jüngere Formationen nutzen.

Methanführung im Deckgebirge tritt vor allem im östlichen und nordöstlichen Ruhr-Revier auf (HOLLMANN & SCHÖNE-WARNEFELD 1982).

Die während der Hauptinkohlung in der asturischen Phase am höchsten inkohlten Flöze sind heute nahezu gasfrei. Das ursprünglich gebildete Grubengas ist schon frühzeitig, während der deckgebirgsfreien Festlandszeit entgast, wogegen das heute vorhandene Methan auf jüngere Nachinkohlungen zurückzuführen ist (HAHNE & SCHMIDT 1982).

Neben der direkten Migration von Methan in der Grubenluft, kann es auch über den Wasserpfad transportiert werden. Allerdings ist hierbei zu berücksichtigen, daß die Löslichkeit durch die meist hohen Temperaturen und hohen Lösungsinhalte der Solen vermindert wird. Zusätzlich führt eine Druckentlastung beim Austreten der Grubenwässer aus dem Gebirge zu partieller Entgasung.

## 4.2. Paläogeographie

Die Rekonstruktion der Verteilung von Land- und Wasserflächen in den einzelnen Formationen ermöglicht es, die Bildungsgebiete unterschiedlicher Wässer (meteorische, magmatische, konnate Wässer) zu umreißen und dient als Grundlage für die Rekonstruktion der paläohydrogeologischen Entwicklung (Kap. 9.5.).

Das zur subvariszischen Vortiefe gehörende Ruhr-Becken wurde im Oberkarbon unter ständiger Absenkung durch fluviatile Schüttungen mit mächtigen Molassesedimenten des variszischen Gebirges gefüllt. Im Verlauf des Namur zog sich das Meer allmählich aus der Vortiefe zurück. Einzelne marine Horizonte im höheren Oberkarbon zeugen noch von gelegentlichen Meeresvorstößen. Dabei überwogen limnisch-terrestrische Verhältnisse eines verzweigten Deltasystems.

In Phasen, in denen Absenkungs- und Sedimentationsrate im Gleichgewicht standen, bildeten sich im Bereich hoher Grundwasserstände unter tropischen Klimabedingungen ausgedehnte Flachmoore. Überwog die Absenkung, wurden die Moore von Sedimenten der randlichen Hochgebiete bedeckt. Bei Verlangsamung der Absenkung kam es zum



erneuten Pflanzenwachstum mit anschließender Moorbildung. Dieser Sedimentationszyklus wiederholte sich häufig im flözführenden Oberkarbon. Durch die Faltung in der asturischen Phase wurde das Gebiet der subvariscischen Vortiefe landfest.

Aufgrund unterschiedlicher geologischer und damit auch paläogeographischer Entwicklung in der Folgezeit wird eine Differenzierung des Ruhr-Revieres in zwei Teilgebiete durchgeführt, die im folgenden als "Niederrhein-Gebiet" und "Westfälischer Raum" bezeichnet werden. Die Trennung der Areale erfolgt aufgrund der unterschiedlichen Verbreitung von Zechstein-, Buntsandstein-, Tertiär- und Kreidesedimenten (s. Abb. 4.2 und Anlage 1).

Der Westfälische Raum blieb bis zur Oberkreide Landfläche und damit Abtragungsgebiet. Im Niederrhein-Gebiet hingegen endeten die Festlandsbedingungen schon in der Permzeit. Das Zechstein-See ingedüngte hier nach erneutem Absinken des Ablagerungsraumes und hinterließ unter aridem Klima mächtige Evaporitserien, bis hin zum Steinsalz.

Während zur Zeit des unteren Buntsandsteins wieder terrestrische Bedingungen vorherrschten, zeigt die Existenz des Röt-Salinars im Niederrhein-Gebiet erneute marine Einflüsse.

Im Muschelkalk und Keuper wechselten noch häufiger kontinentale mit marinen Bedingungen. Erst gegen Ende des Jura setzten sich im Bereich des Ruhr-Reviers terrestrische Verhältnisse durch. In dieser Zeit führten versickernde Niederschläge örtlich zur Subrosion der Zechstein- und Röt-Salze.

Durch die Cenoman-Transgression wurde nun der Westfälische Raum großflächig überflutet, während vom Niederrhein-Gebiet nur der östliche Teil erfaßt wurde. Innerhalb der Oberkreide führten epirogenetische Bewegungen zu häufigen Meeresschwankungen, die hier aber nicht im einzelnen differenziert werden sollen.

Im Tertiär wurde nochmals der größte Teil des Niederrhein-Gebietes im Verlauf der Oligozän-Transgression überflutet. Danach setzte sich endgültig das Festland im Ruhrgebiet durch.

Die Herausbildung der heutigen Morphologie erfolgte im Quartär durch erneutes Aufsteigen des variszischen Rumpfes und Absinken seines nördlichen Vorlandes. Dabei tieften sich Flüsse in das aufsteigende Gebirge ein. Im Bereich der Flußläufe lagerten

sich Sedimente der unterschiedlichen Terrassen ab. Die im allgemeinen geringmächtigen quartären Ablagerungen erreichen nur lokal größere Mächtigkeiten, z.B. in glazial bedingten Erosionsrinnen.

### 4.3. Hydrogeologische Verhältnisse

Die Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse im Ruhr-Revier gehört zu den Grundlagen, die zum Verständnis und zur Klärung der komplexen hydrogeologisch-hydrodynamischen Verhältnisse der geogenen Grubenwässer beitragen.

Zur Beurteilung der hydraulischen Eigenschaften des Gebirges bzw. der einzelnen Formationen ist die Kenntnis der Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeiten notwendig.

Bei den karbonischen Sedimenten spielen die Gesteinsdurchlässigkeiten aufgrund ihres hohen diagenetischen Verfestigungsgrades und somit sehr geringen Porositäten nur eine untergeordnete Rolle. Ausnahme bilden hier die Sandsteine der jüngeren Oberkarbon-Schichten mit höheren Porositäten. Reine Porengrundwasserleiter trifft man nur in den jüngeren Deckgebirgsschichten an.

In erster Linie findet die Wasserbewegung im Gebirge auf durch tektonische Deformationen und bergbauliche Einwirkungen entstandenen Klüften, sowie größeren Störungen statt.

Auf die Herkunft der Wasserzuflüsse im Steinkohlengebirge und seinen tieferen Deckschichten wird in diesem Kapitel nicht eingegangen, da dieses Thema als ein Schwerpunkt dieser Arbeit später ausführlich behandelt wird.

#### 4.3.1. Steinkohlengebirge

In der Bergbauzone muß zwischen unverritztem und verritztem, d.h. bergbaulich beeinflusstem Steinkohlengebirge differenziert werden.

Die Wasserführung im Oberkarbon ist primär auf klüftige Sandsteine und Störungen beschränkt (Abb 4.6).

Das nutzbare Porenvolumen der Sandsteine im unteren Oberkarbon liegt bei 1 % bis 3 %. In den Horster-, Dorstener- und Lembecker-Schichten kann es auf 10 % bis 15 % ansteigen. Die Schiefertone mit einem Porenvolumen von z.T. unter 1 % sind im allgemeinen als sehr gering wasserdurchlässig anzusprechen. Aus dem geringen Porenvolu-

men ergeben sich entsprechend niedrige Gesteinsdurchlässigkeiten im unverritzten Gebirge von rd.  $2 \times 10^{-13}$  m/s für die tieferen und rd.  $4 \times 10^{-9}$  m/s für die höheren Karbonschichten.

Für die Wasserführung der Sandsteine ist demnach in erster Linie deren Klüftigkeit verantwortlich. Somit ist die hydrogeologisch relevante Kenngröße die Gebirgsdurchlässigkeit, die für das bergbaulich unbeeinflusste Gebirge mit  $10^{-9}$  m/s angenommen wird.

Unter Abbaueinwirkungen kommt es zur Auflockerung des Gebirges, wodurch zusätzliche Klüfte im Gestein geöffnet und primäre erweitert werden. Hierdurch und durch bergbauliche Hohlräume, wie ausgekohlte Strebe und abgeworfene Strecken, werden weitere Wasserwegsamkeiten geschaffen und somit die Gebirgsdurchlässigkeiten auf ca.  $3 \times 10^{-7}$  m/s erhöht (JÄGER et al. 1990).

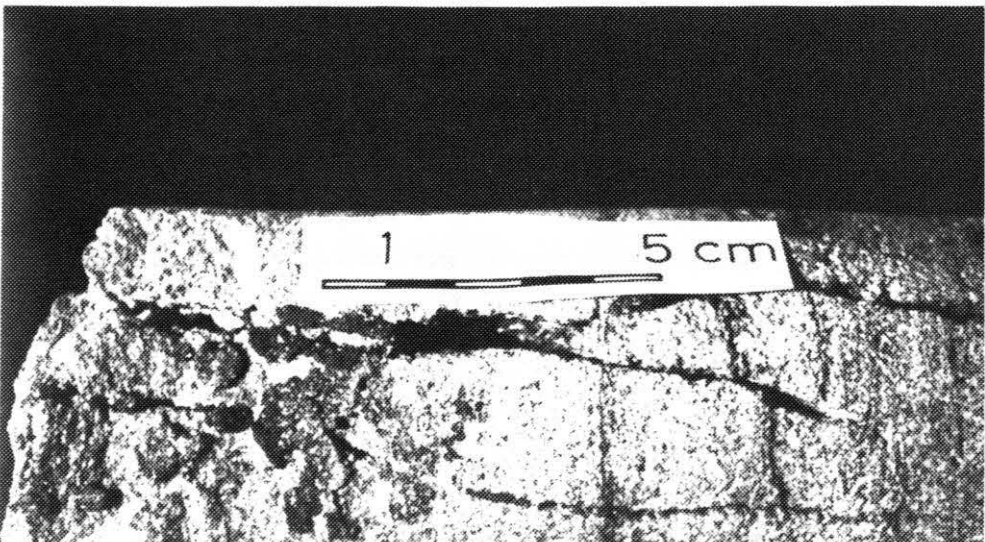
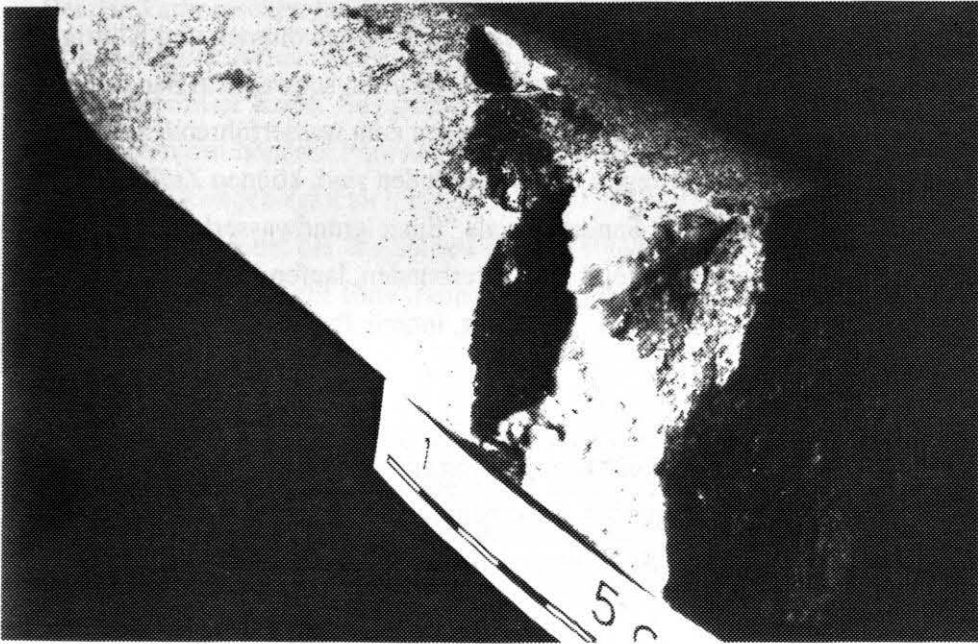
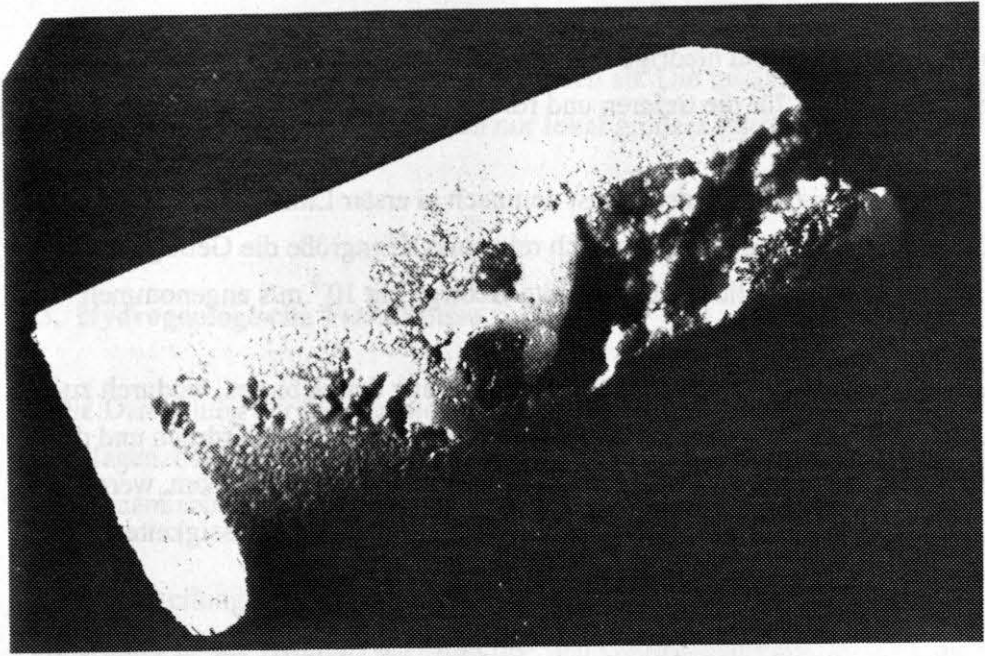
Die Ergiebigkeit der Zuflüsse von bergmännisch angefahrenen Sandsteinen ist abhängig von deren lateraler Ausdehnung und Mächtigkeit, Porenvolumen und Klüftigkeit. Sie kann zwischen Tropfwasser und mehreren 100 l/min schwanken. Sandsteinbänke, die entweder direkte hydraulische Verbindungen zum wasserführenden Deckgebirge besitzen oder über große Störungen damit verbunden sind, können Zuflüsse über viele Jahre hinweg bringen. Sind die Sandsteine als "Einzelgrundwasserleiter" nicht mit dem Deckgebirge oder anderen Sandsteinbänken verbunden, laufen sie erfahrungsgemäß, je nach Mächtigkeit und lateraler Ausdehnung, innerhalb von Monaten bis wenigen Jahren leer.

Erhebliche Bedeutung als Wasserleitbahnen kommen besonders den mehrere 100 m Saigerverwurf erreichenden Störungen zu. In Abhängigkeit von der Kluftöffnung können bei der Durchörterung größerer Störungszonen Wasserzuflüsse von mehreren m<sup>3</sup>/min auftreten.

---

**Abb. 4.6:** Klüftige Sandsteine der Bochumer Schichten einer Untertage-Bohrung aus dem östlichen Ruhr-Gebiet. Die Proben stammen aus ca. -950 m NN. Aus diesem Niveau trat eine 47 °C warme Sole (Abdampfdruckstand 174 300 mg/l) aus, mit einem Zulauf von anfangs 150 l/min, später dann auf 30 bis 40 l/min abnehmend. Die offenen Kluftweiten (b) betragen bis zu 20 mm, z.T. sind die Klüfte aber auch mit Calcit ganz oder teilweise verheilt (a), Pyrit ist ebenfalls häufig, sowohl als Belag auf den Kluftflächen, als auch als Füllung in Rissen zu beobachten (c).





### 4.3.2. Deckgebirge

Einen Überblick über die Wasserführung der einzelnen Schichten des Deckgebirges geben die Abbildung 4.4 sowie die geologisch-hydrogeologischen Profile (Anlage 2a und 2b). Unterschiede im geologischen Aufbau zwischen dem Niederrhein-Gebiet und dem Westfälischen Raum bedingen auch unterschiedliche hydrogeologische Verhältnisse.

Im Westfälischen Raum, dessen Deckschichten überwiegend aus Oberkreide-Sedimenten aufgebaut sind, lassen sich zwei Grundwasserstockwerke unterscheiden, die durch die hydrogeologische Barriere "Emscher-Mergel" getrennt sind (Anlage 2b).

Im nördlichen Revier, wo der Emscher-Mergel Mächtigkeiten zwischen 300 m und 500 m erreicht, ist dieser als sehr gering durchlässig bis undurchlässig einzustufen ( $k_f$ -Werte von  $10^{-9}$  m/s bis  $10^{-12}$  m/s nach STRUCKMEIER 1990). Weiter nach Süden dünnt er zunehmend aus und läßt dort hydraulische Kontakte zwischen beiden Stockwerken zu. Die obersten 50 m des Emscher-Mergels können noch wasserführend sein und gehören somit zum oberen Grundwasserstockwerk, das sehr heterogen zusammengesetzt ist.

Es treten dort sowohl Kluftgrundwasserleiter, in Form der Recklinghäuser Sandmergel, als auch ergiebige Porengrundwasserleiter auf. Hierzu gehören die Halterner und Osterfelder Sande, die wegen ihrer reichen Wasserführung eine besondere Rolle bei der Trinkwasserversorgung spielen.

In den im Nordwesten gelegenen, isolierten Kreidemulden erfüllt der Bottroper Mergel eine ähnliche wasserstauende Funktion, wie der Emscher-Mergel. Die darunter in den Halterner Sanden anstehenden Wässer sind gespannt und können lokal artesisch austreten.

Örtlich treten in den quartären Deckschichten nutzbare Grundwässer auf, die auch zum oberen Grundwasserstockwerk gehören.

Hydrochemisch handelt es sich bei den Wässern des oberen Grundwasserstockwerkes generell um gering mineralisierte Hydrogenkarbonat- und Sulfat-Wässer. Es können z.T. auch schon höher mineralisierte NaCl-Wässer auftreten, deren Vorkommen nicht systematisch nachgewiesen sind. Aus zahlreichen Einzelbeobachtungen von Bohrungen wird abgeleitet, daß die Grenze Salzwasser/Süßwasser lokal bereits in Teufen zwischen 50 m und 200 m zu suchen ist (JÄGER et al. 1990). Im Bereich von großen, das Deckgebirge verwerfenden Störungen können salzreichere Grundwässer aus tieferen Zonen aufsteigen.



Die wasserführenden Schichten zwischen Top Karbon und Basis Emscher-Mergel bilden das untere Grundwasserstockwerk, das auch als unterer Kluftwasserhorizont bezeichnet wird, da die Wasserzirkulation in den Kalken des Cenoman und Turon ausschließlich auf Klüften und Schichtfugen stattfindet.

In den Kalksteinen bestehen z.T. hydraulische Verbindungen über große Entfernungen, die nur durch karst-ähnliche Verhältnisse erklärbar sind. Solche tiefreichenden Verkarstungen (in Teufen bis zu 1 000 m, unter Emscher-Mergel Überdeckung) könnten u.a. durch Kohlendioxid erzeugt werden, das bei einer Nachinkohlung im nördlichen und östlichen Revier, nach Ablagerung des Kreide-Deckgebirges, entstanden ist (Tiefenkarst) (MÜLLER in HAHNE & SCHMIDT 1982). Gasansammlungen direkt unter dem Deckgebirge sind aus Explorationsbohrungen im nordöstlichen Ruhr-Revier hinreichend bekannt.

Tiefe Verkarstungen des Cenoman/Turon-Aquifers bis in Teufen von 300 m bis 400 m sind auch im südöstlichen Münsterländer Becken beobachtet worden. Hier wird die Verkarstung durch infiltrierendes, kohlendioxid-reiches, meteorisches Wasser erklärt (STRUCKMEIER 1990).

Der an der Basis des Cenoman überwiegend tonig ausgebildete Essener Grünsand besitzt wegen seiner wasserstauenden Eigenschaften eine wichtige bergmännische Funktion. Deckgebirgswässer können dadurch größtenteils von den Grubenbauen ferngehalten werden. Um die wasserstauende Wirkung des Essener Grünsandes nicht zu beeinträchtigen, muß immer ein ausreichender Sicherheitsabstand beim deckgebirgsnahen Abbau eingehalten werden.

Weiter im Westen ist der Essener Grünsand porenwasserführend und dadurch als fließgefährdete Schicht bekannt.

Im Niederrhein-Gebiet ist die Einteilung in Grundwasserleiter und -nichtleiter wesentlich komplexer (Abb. 4.4, Anlage 2a).

Der Zechstein mit Kupferschiefer, Zechstein-Mergel und unterem Werra-Anhydrit ist im allgemeinen als wasserstauende Abfolge bekannt. Kluftwasserführend ist der Zechstein-Mergel bei stark kalkiger Ausbildung; Einsturzbrekzien können ebenfalls grundwasserführend sein. Als wasserreich werden die Zechstein-Riffe angesehen, die z.B. aus dem Bereich der Bergwerke Prosper-Haniel und Fürst Leopold/Wulfen bekannt sind. Riffkörper können über mehrere Jahre größere Wasserzuflüsse bringen.

Der untere und mittlere Buntsandstein ist aufgrund seiner lithologischen Ausbildung als Kluft- und Porenwasserleiter entwickelt. Je nach Korngröße und Verfestigung sind

die Porenwasserleiter unterschiedlich ergiebig und neigen bereichsweise zu Fließsandbildung. Die Ablagerungen des Röt sind als hydraulische Barriere wirksam.

Vom Muschelkalk und Keuper ist nur wenig über die Durchlässigkeiten bekannt.

Als hydraulische Trennschicht zwischen tiefem und oberflächennahem Grundwasserstockwerk wirken im Westen die Silt- und Tonsteine des Oligozän.

Bei den Wässern des unteren Grundwasserstockwerkes handelt es sich um meist hoch mineralisierte NaCl-Solen.

#### 4.4. Bergmännische Wasserwirtschaft

Zu den Hauptaufgaben der Bergmännischen Wasserwirtschaft gehören neben der Hebung der Grubenwässer nach übertage, die Bewältigung der den Grubenbauen zusitzenden Wässer sowie die Ergreifung von Maßnahmen zum Schutz von Grubenbauen und Menschen. Das Lösen von Standwässern und die Beurteilung der Herkunft von Wasserzuflüssen (insbesondere in Deckgebirgsnähe) sind hierbei wichtige Bestandteile. In der Vergangenheit haben Wassereinbrüche teilweise zum Ersaufen ganzer Bergwerke geführt.

Nicht nur in den betriebenen, sondern auch in stillgelegten Bergwerken ist die Frage nach Herkunft und Mengen der Grubenwässer aktuell.

Insgesamt werden im Ruhr-Revier jährlich ca. 120 Millionen m<sup>3</sup> Grubenwasser gehoben. Davon fallen rund 40 Millionen m<sup>3</sup>/a auf betriebene Bergwerke, der Rest wird aus den Stillstandsbereichen gehoben. Hierzu gehören alle stillgelegten Bergwerke sowie abgeworfene Grubenfelder betriebener Bergwerke.

In einem komplexen System von untertägigen Wasserhaltungen werden die anfallenden Grubenwässer gesammelt, auf bestimmten Pumpniveaus gehalten, um Übertritte in den produktiven Bereich nach Norden zu verhindern, und an den zentralen Wasserhaltungsschächten der einzelnen Wasserprovinzen gehoben. Einen Überblick über die Verteilung der Anlagen der zentralen Wasserhaltung gibt Anlage 1. Die Verteilung der Wasserhebungsmengen ergibt sich aus Tab. 4.3.

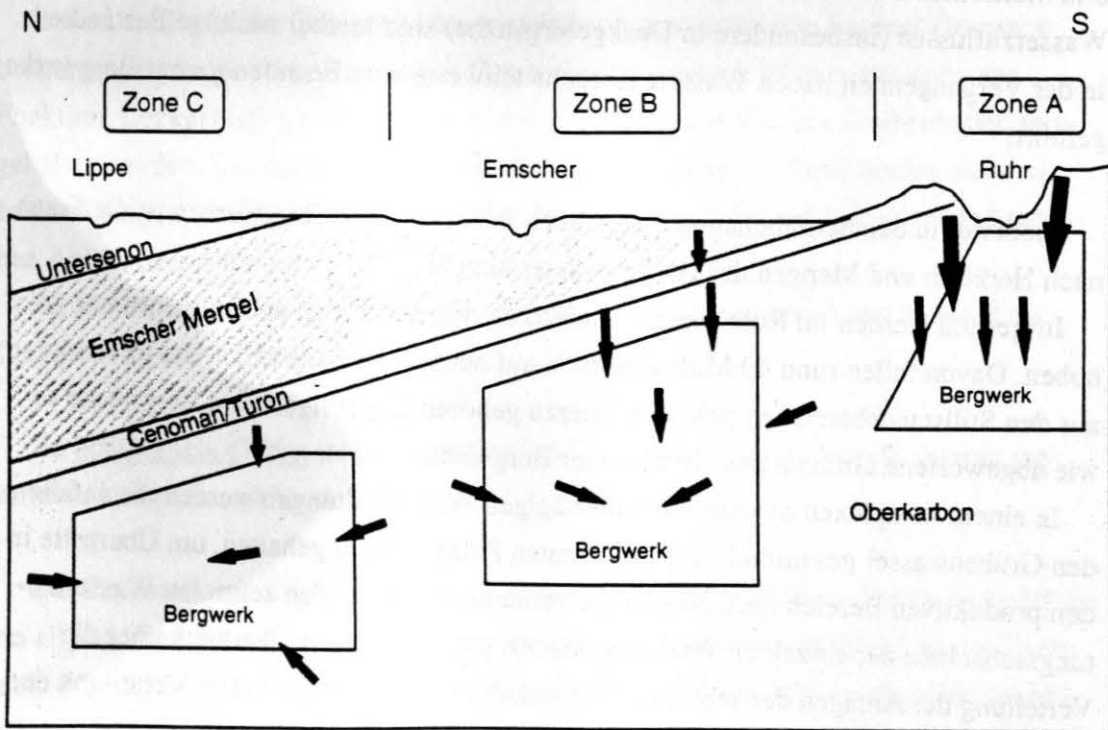
Die Herkunft der Grubenwasserzuflüsse in den Bergwerken läßt sich in drei Zonen unterteilen (Abb. 4.7).

Im südlichen Ruhr-Revier, ohne Deckgebirge, infiltrieren die Niederschläge direkt in das durch den Bergbau aufgelockerte Steinkohlegebirge (Zone A). Hier herrschen  $\text{HCO}_3^-$ - und z.T. durch Pyritoxidation entstandene  $\text{SO}_4$ -Wässer vor. Die gehobenen Grubenwassermengen sind in diesem Bereich stark niederschlagsabhängig. Die Zone A entspricht auch größtenteils dem Stillstandsbereich, in dem die Anlagen der Zentralen Wasserhaltung arbeiten. Aus der Tab. 4.3 ist ersichtlich, daß aus diesem Bereich die höherenhebungsmengen im Ruhr-Revier stammen.

Im mittleren Revier (Zone B) mit geringmächtiger Kreide-Überdeckung existiert noch eine stark verzögerte Niederschlagsabhängigkeit der anfallenden Grubenwässer. Z.T. sitzen die Grubenwässer aus dem tieferen Cenoman/Turon-Grundwasserleiter den Grubenbauen zu.

Im Norden, mit mächtigem Deckgebirge, bei dem ein direkter Oberflächeneinfluß ausgeschlossen werden kann (Zone C), stammen die Grubenwässer hauptsächlich aus dem Steinkohlegebirge selbst und seltener aus dem tieferen, durch Abbaueinwirkung aufgelockerten Deckgebirge.

Im allgemeinen reicht die vorgeschriebene Schutzzone bei deckgebirgsnahe Abbau aus, um Zuflüsse aus dem Cenoman/Turon zu verhindern.



**Abb. 4.7:** Schematischer Schnitt durch das Bergbau-Gebiet an der Ruhr zur Herkunft der Grubenwasserzuflüsse. Die Pfeile deuten die den Bergwerken zusitzenden Wässer von übertage (Zone A), aus dem tieferen Deckgebirge (z.T. Zone B) und aus dem Karbon (hauptsächlich Zone C) an. Die bisher erreichten Tiefen betragen in der Zone A ca. 500 m, in der Zone B ca. 1 100 m und in der Zone C ca. 1 500 m.

Ebenfalls zu den Aufgaben der bergmännischen Wasserwirtschaft gehört die Ableitung der Grubenwässer in die Vorfluter (Lippe und Emscher) und die Kontrolle des Grubenwasserchemismus.

Gehobene Grubenwassermengen 1993		
Ruhr-Revier	[m³/min]	[mio. m³/a]
Betriebene Bergwerke	85,98	45
Zentrale Wasserhaltung	132,47	70
Reviere		
Ruhr	219,05	115
Aachen, Erkelenz	34,13	18
Ibbenbüren	32,01	17
Saar	33,02	17

**Tab. 4.3:** Grubenwasserhebungsmengen 1993 (aus: Zahlen zur Betriebsstatistik, herausgegeben vom Gesamtverband des deutschen Steinkohlenbergbaus, veröffentlicht mit Genehmigung der Ruhrkohle Bergbau AG).  
Die Aufstellung für das Ruhr-Revier ist unterteilt in die betriebenen Bergwerke, incl. Gew. Auguste Victoria und die Anlagen der Zentralen Wasserhaltung. Die Versuchsgrube Tremonia wurde nicht berücksichtigt.



## 5. Untersuchungsmethoden

### 5.1. Herkunft des Datenmaterials

Im Rahmen der Machbarkeitsstudie (JÄGER et al. 1990) wurden bereits eine große Anzahl von hydrochemischen Analysendaten aus den Archiven der DMT, von den Bergwerken und aus verschiedenen Veröffentlichungen zusammengetragen.

In einem ersten Schritt wurde in dieser Arbeit sämtliches verfügbare Datenmaterial auf seine Verwendbarkeit hin überprüft und auf einen Datensatz von ca. 1 400 Analysen reduziert. Bei den Grubenwasseranalysen wurden die eindeutig als Mischwässer, d.h. Grubenwasser und Betriebswasser, erkennbaren Daten entfernt. Außerdem wurden sehr alte Analysen, die zudem oft nur zwei bis drei Elemente umfaßten, nicht für die Auswertung berücksichtigt.

Das ausgewählte Datenmaterial weist immer noch erhebliche Qualitätsunterschiede auf, da trotz der getroffenen Vorauswahl häufig keine Sicherheit über die rein geogene Herkunft der Proben besteht. Der stark schwankende Parameterumfang der Grubenwasseranalysen, der sich zudem meistens nur auf die Hauptelemente beschränkt, ist für eine umfangreiche statistische Auswertung nur bedingt brauchbar.

Die eigentlichen Untersuchungsergebnisse basieren auf eigener, umfangreicher Grubenwasser-Beprobung und deren Analyse. Die Proben stammen aus sämtlichen betriebenen Bergwerken aus Tiefen bis -1 470 m NN (14 Bergwerke bzw. Verbundbergwerke, Stand: 1994) und den Anlagen der Zentralen Wasserhaltung (14 beprobte Anlagen) der Ruhrkohle Bergbau AG. Unter letzteren Anlagen sind stillgelegte Bergwerke mit Pumpenanlagen zu verstehen, deren Hauptaufgabe u.a. darin besteht, die betriebenen Bergwerke vor unerwarteten Wassereinbrüchen aus den Stillstandsbereichen zu schützen.

Aus Bohrungen in das tiefere Deckgebirge (Tiefen von ca. -70 m NN bis -570 m NN) und ehemaligen oberflächennahen Bergwerksstollen (Anlage 1) wurden ebenfalls Wasserproben entnommen. Bei den Bohrungen wurden die Wasserproben durch Schöpfen mit einer Schöpfbüchse und durch Pumpen gewonnen. Um an das reine Formationswasser zu gelangen, mußte zunächst die Bohrspülung aus dem Bohrloch entfernt werden. Die Messung der Leitfähigkeiten während der Wasserentnahme gibt Anhaltspunkte, wann mit Formationswasser zu rechnen ist. Nach einer Wartezeit von mehreren Monaten wurden in diesen Bohrlöchern nochmals horizontweise Wasserproben entnommen (z.B. Probe FD4a bis FD4e).



Insgesamt stehen von den verschiedenen Beprobungslokalitäten 190 Vollanalysen zur Verfügung.

In den Revieren von Aachen (6 Proben) und Erkelenz (10 Proben) wurden ebenfalls geogene Grubenwässer zu Vergleichszwecken beprobt.

Für das Ibbenbürener Revier wurden Informationen über die hydrochemische Zusammensetzung der Grubenwässer der Arbeit von BÄSSLER (1970) und der von DOMALSKI (1988) entnommen.

Die Analytik führte das Labor des DMT-Institutes für Wasser- und Bodenschutz / Baugrundinstitut und später das Labor des DMT-Institutes für Chemische Umwelttechnik durch.

## 5.2. Wasserprobennahme

Oberstes Ziel bei der Beprobung untertage war es, eine möglichst sichere Einstufung der Zuflußstellen als reine geogene Tiefenwässer vornehmen zu können. Dabei wurde zusätzlich auf eine möglichst weitgestreute regionale und stratigraphische Verteilung der Probenpunkte geachtet. Es konnte bereits vor Ort die Qualität einer Probe bei der Auswahl der Entnahmepunkte berücksichtigt werden. Bevorzugte Zuflußstellen waren Wasseraustritte direkt aus dem Gebirge ohne langen Kontakt mit der Grubenluft, während z.B. Proben aus einer Wassersaige bereits einen veränderten Chemismus aufweisen können.

Die Auswertung von Grubenrissen und geologischen Schnitten, mit Unterstützung von Mitarbeitern der jeweiligen Markscheidereien, diente der genauen stratigraphischen Lokalisierung der Proben und ersten Bestimmung der Herkunft der Wässer unter Berücksichtigung potentieller Fließwege (z.B. Störungszonen, große Kluftflächen, Sandstein-Horizonte). Unsicherheiten bei der Beurteilung der Herkunft sind hierbei nicht ganz auszuschließen, da die möglichen Fließwege nicht immer mit Sicherheit zu rekonstruieren sind.

An allen Proben konnten unter Berücksichtigung der notwendigen Konservierungsmaßnahmen komplette Vollanalysen durchgeführt werden, wodurch keine fehlenden Daten in einer Analyse existieren. Somit stand, im Gegensatz zum älteren Analysenmaterial, ein vollständiger Datensatz zur weiteren statistischen Untersuchung zur Verfügung.

Bei jeder Probe wurden sofort vor Ort die Wassertemperaturen gemessen und organoleptische Befunde festgehalten.

Aus wettertechnischen Gründen können generell untertage nur schlagwettergeschützte Geräte verwendet werden, was zur Folge hatte, daß keine Redox-Werte und die in situ-pH-Werte nur relativ ungenau mit Indikatorpapier ermittelt werden konnten.

Die Probennahme erfolgte in mehreren Polyethylen-Flaschen mit unterschiedlichem Fassungsvermögen, um den Anforderungen für die Analytik Rechnung zu tragen (Tab. 5.1).

Parameter	Probenmenge	Gefäßmaterial	Präparation
Anionen	500 ml	Polyethylen	Filtration
Kationen	100 ml	Polyethylen	Membranfiltration (0,45 µm) Konservierung mit suprapurer Salpetersäure auf pH < 2
Aggressive Kohlensäure	250 ml	Polyethylen	Zusatz von 3 g Marmorpulver
Deuterium, Sauerstoff-18	100 ml	Polyethylen	Originalprobe
Tritium	500 ml oder 1000 ml	Polyethylen oder Glas	Originalprobe

**Tab. 5.1:** Übersicht über die durchgeführten Konservierungsmaßnahmen und über die benötigten Probenmengen.

### 5.3. Analytik

Die Bestimmung der Wasserinhaltsstoffe erfolgte größtenteils nach den DEUTSCHEN EINHEITSVERFAHREN zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung.

Die Problematik bei der Analytik bestand in den z.T. sehr hohen Salzgehalten und den damit verbundenen Matrixeffekten. So konnten nicht alle Elemente durch die ICP-AES oder AAS bestimmt werden, sondern es mußten andere Verfahren angewendet werden, wie z.B. die jodometrische Bestimmungsmethode für Brom.

### 5.3.1. Plasma-Emissions-Spektrometrie

Ein Großteil der Untersuchungen wurde mit der Plasma-Emissions-Spektrometrie durchgeführt. Dazu kam ein ICP-AES-Spektrometer (ICP = induktiv gekoppeltes Plasma) der Firma PERKIN ELMER (Typ Plasma 40) zum Einsatz.

Mit diesem Verfahren wurden folgende Elemente bestimmt:

Na, K, Ca, Mg

Fe, Mn, Zn, Li, Al

Cr, Cu, Ni, Mo, V

B, P, S<sub>ges</sub>, Sr, Ba

Zur Bewältigung der hohen Salzmatrix und zur möglichst weitgehenden Reduzierung von Salzabscheidungen am Zerstäuber, wurde ein speziell modifizierter Babington-Zerstäuber eingesetzt.

### 5.3.2. Atom-Absorptions-Spektrometrie

Zwei verschiedene Techniken wurden in der Atom-Absorptions-Spektrometrie angewendet, die Graphitrohr-AAS und die Hydrid-AAS.

#### Graphitrohr-AAS

Einige der Elemente, die in den hier untersuchten Wässern in geringen Konzentrationen auftreten, mußten mit der im Vergleich zur ICP-AES nachweisstärkeren Methode, der Graphitrohr-AAS, bestimmt werden. Im Normalfall traf dies für die Elemente Cadmium und Blei zu. In einigen Fällen wurden jedoch auch Chrom, Kupfer, Nickel, Molybdän und Vanadium atomabsorptions-spektrometrisch analysiert.

Die Messungen erfolgten mit der AAS 3030 der Firma PERKIN ELMER mit Zeeman-Untergrundkompensation.

#### Hydrid- und Kaltdampf-AAS

Arsen und Selen wurden durch Reduktion zu Hydriden aus der jeweiligen Probenlösung ausgetrieben. Vor der Hydridbildung wird  $\text{Se}^{6+}$  durch Umsetzung zu  $\text{Se}^{4+}$  reduziert. Die Hydride werden in beheizten Küvetten zersetzt und die freigesetzten Metallatome atomabsorptions-spektrometrisch bestimmt (Hydrid-AAS, Geräte: FIAS 2000-System zur Hydridgenerierung / Atom-Absorptions-Spektrometer Perkin Elmer 272).

Quecksilber wurde nach Reduktion zu elementarem Quecksilber aus der Lösung ausgetrieben und analog dem Selen und Arsen nachgewiesen (Geräte s.o.).

### 5.3.3. Sonstige Analyseverfahren

Die spezifische elektrische Leitfähigkeit und der pH-Wert wurden elektrometrisch mit Geräten der Firma WTW (WTW pH 91 und WTW Lf 91 mit WTW KLE 1/T-Elektrode) im Labor gemessen. Da nicht alle pH-Werte unmittelbar nach der Probenahme im Labor gemessen werden konnten, besteht die Möglichkeit, daß einige pH-Werte als zu niedrig ermittelt wurden, da bei der Ausfällung von z.B. Eisen durch Oxidation,  $H^+$ -Ionen entstehen und dies zu einer pH-Wert Erniedrigung führt. Allerdings ist in dem größten Teil der Proben generell relativ wenig Eisen enthalten, so daß nur geringe Veränderungen zu erwarten sind.

Einige Redoxpotentialmessungen ( $E_H$ -Wert) wurden ebenfalls elektrometrisch mit dem WTW-Meßgerät pH 91 (mit Ingold Elektrode) durchgeführt. Da die gemessenen  $E_H$ -Werte auch vom Alterungszustand der verwendeten Redoxelektrode abhängen, sollten aus den Meßwerten nur qualitative Aussagen über die Milieubedingungen getroffen werden. Generell besteht bei Redox-Messungen die Schwierigkeit gut reproduzierbare Werte zu erhalten. Im Gelände kann es leicht zu Kontamination der Probe mit Sauerstoff kommen. Deshalb sollte die Messung unmittelbar nach der Probennahme erfolgen. Untertage war dies aus schlagwettertechnischen Gründen mit den herkömmlichen Geräten nicht möglich. Die gewonnenen Daten stammen aus Bohrungen und einigen Anlagen der Zentralen Wasserhaltung.

Die restlichen Bestandteile wurden nach folgenden Verfahren bestimmt:

Abdampfrückstand	gravimetrisch (bei 105 °C)
aggressive Kohlensäure	Heyer-Versuch (Marmorpulver) mit anschließender Säure/Base-Titration
$HCO_3$ , freie Kohlensäure	volumetrisch (Säure/Base-Titration)
Br, J	potentiometrisch (Titration)
Cl, $SO_4$ , $NO_3$	ionenchromatographisch



NH <sub>4</sub>	photometrisch (mit Salicylat und Hypochlorit gemäß DIN 38406, Teil 5)
Sulfid	photometrisch (mit N,N-Dimethyl-1,4-phenylendi-ammoniumchlorid nach Austreiben als Schwefelwasserstoff gemäß DIN 38405, Teil 2b)
Kieselsäure, gelöst	photometrisch (mit Molybdat gemäß DIN 38405, Teil 21)

#### 5.4. Isotopenuntersuchungen

Die Analytik der stabilen und radioaktiven Isotope erfolgte am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg. Die Isotopendaten geben zusätzliche Informationen über die Herkunft der Tiefenwässer und können zur Altersabschätzung herangezogen werden.

Auf die Altersdatierung der Tiefenwässer mit der <sup>14</sup>C-Methode, bei der Wasseralter bis ca. 40 000 Jahren ermittelt werden können, wurde verzichtet. Für die <sup>14</sup>C-Analytik werden ca. 200 mmol CO<sub>2</sub>, je nach Karbonathärte, benötigt. Die Beprobung hätte ca. 100 l Grubenwasser erfordert, die erstens nur an wenigen zugänglichen Tropfstellen innerhalb einer annehmbaren Zeit hätten gesammelt und zweitens nicht von allen Lokalitäten problemlos abtransportiert werden können.

Ein weiteres Problem besteht in der Qualität der Probennahmestellen. Das Wasser sollte unter erhöhtem Druck direkt aus dem Gebirge zuströmen und darf nicht, etwa hinter dem Stoß, schon mit der Grubenluft kontaminiert worden sein.

Aus den genetischen Überlegungen heraus, sollten die Tiefenwässer sehr hohe Alter besitzen, so daß durch die <sup>14</sup>C-Methode nur eine untere Altersgrenze (> 40 000 Jahre) zu erwarten wäre. Eine von JACOBSHAGEN & MÜNNICH (1964) durchgeführte <sup>14</sup>C-Datierung an vier Grubenwässern im Ruhrkarbon erbrachte als Ergebnis <sup>14</sup>C-freie Proben.

##### 5.4.1. Umweltisotope (D, <sup>18</sup>O, T)

In der Umwelt vorkommene Isotope, deren Verteilung in der Umwelt, einschließlich des Wasserkreislaufes, durch natürliche Prozesse geregelt wird, werden als



Umweltisotope bezeichnet (FRÖHLICH 1992). Hierzu gehören u.a. die stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 sowie das Radionuklid Tritium.

Die Anforderungen bei der Entnahme von Proben für Isotopenanalysen bedürfen der gleichen Sorgfalt, wie für hydrochemische Analysen. Zusätzlich muß Sorge getragen werden, daß es zu keinen Isotopenfraktionierungen kommen kann.

Für Deuterium und Sauerstoff-18 sind als Mindestmengen 0,05 ml und 5 ml gefordert; meistens wurden jedoch zur Sicherheit 100 ml oder 500 ml in luftdicht verschlossenen, randgefüllten, PE-Flaschen beprobt.

Der Nachweis der stabilen Isotope erfolgt massenspektrometrisch. Dabei beträgt der Meßfehler für  $\delta^{18}\text{O}$  ca. 0,1 ‰ und für  $\delta\text{D}$  ca. 1 ‰.

Bei der Destillation sind wegen der hohen Salzgehalte der Proben Trenneffekte möglich. Am Ende der Destillation kann isotopisch schweres Wasser am hygroskopischen Salz zurückbleiben. Die gemessenen Werte wären dann als zu leicht anzusehen. Aus den vorliegenden Daten ist keine Verschiebung erkennbar, so daß auf eine Korrektur verzichtet werden konnte.

Als Bezugsstandard für Deuterium- und Sauerstoff-18-Messungen wird das Standard Mean Ocean Water (SMOW) verwendet. Die Ergebnisse werden in gemessener Promille-Abweichung ( $\delta\text{D}$  ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  ‰) des Isotopenverhältnisses der Probe gegenüber dem SMOW-Wert angegeben:

$$\delta_{\text{Probe}} = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{Probe}}} \times 1000 [\text{‰}]$$

Tritiumkonzentrationen werden üblicherweise in TU (tritium units) angegeben. 1 TU ist das Verhältnis von 1 Tritiumatom auf  $10^{18}$  Wasserstoffatome und entspricht 0,119 Bq Tritium in 1 l Wasser.

Es kamen zwei Nachweismethoden bei der T-Analytik zur Anwendung, die Zählrohr-Methode und die wesentlich nachweisempfindlichere He-Methode. Die einfachste Methode ist die Messung der T- $\beta$ -Zerfälle im low-level-Zählrohr. Sie eignet sich für Proben, bei denen erhöhte Tritiumkonzentrationen zu erwarten sind, da der Fehler mit  $\pm 1,5$  TU relativ hoch liegt. Durch elektrolytische Tritiumanreicherung um den Faktor 5 bis 7 kann die Nachweisgrenze auf 0,3 TU herabgesetzt werden.

Eine noch größere Empfindlichkeit wird bei der indirekten massenspektrometrischen T-Bestimmung über das Zerfallsprodukt  $^3\text{He}$  erreicht. Die Nachweisgrenze ist abhängig von der Lagerzeit der Proben und beträgt bei einer Wartezeit von etwa 6 Monaten ca. 0,003 TU. Bei dieser Methode wird von der aus dem T-Zerfall entstandenen  $^3\text{He}$ -Menge, der Probenmenge und der Lagerzeit auf den T-Gehalt der Probe zurückgeschlossen.

### 5.4.2. Edelgase

In der ungesättigten Bodenzone wird ein Gleichgewicht zwischen Bodenluft und Sickerwasser erreicht. Die Lösung der Edelgase erfolgt in Abhängigkeit von der Temperatur. Aufgrund des hydrostatischen Druckes bleibt die im Grundwasser anfänglich gelöste Edelgaskonzentration, sofern keine Entgasung mehr stattfindet, erhalten. Ausgenommen sind hiervon Helium und Argon-40, die auch aus tieferen Erdschichten ins Grundwasser diffundieren können. Aus den Konzentrationen der im Grundwasser gelösten Edelgase können sogenannte Edelgastemperaturen errechnet werden, die Rückschlüsse auf die (Paläo-) Temperaturen zur Zeit der Grundwasserbildung zulassen. Eiszeitliche oder jüngere Wässer können auf diese Weise meist identifiziert werden. Bei sehr alten Tiefenwässern bereitet diese Methode Schwierigkeiten. Bei jedem Edelgas sollten etwa die gleichen Bildungstemperaturen bestimmt werden. Die vorliegenden Daten ergaben unterschiedliche Temperaturen, was entweder durch methodische Fehler bei der Probenaufbereitung oder durch Änderung der Edelgasgehalte aufgrund der hohen Alter der Wässer und der damit verbundenen hohen Salinitäten verursacht worden sein könnte (mdl. Mitt. OSENBRÜCK). Je höher die Salzgehalte desto geringer ist die Löslichkeit der Edelgase. Die in den Solen stark übersättigten Edelgase können entlang eines Konzentrationsgradienten in Richtung geringer mineralisierter Wässer diffundieren.

Ein anderer Ansatz besteht darin, Altersdaten aus den Edelgasgehalten in Grundwässern zu errechnen. Die Konzentration des in der Lithosphäre produzierten stabilen Isotopes  $^4\text{He}$  wird in erster Linie durch den  $\alpha$ -Zerfall der Nuklide der Uran- und Thorium-Zerfallsreihen bestimmt. Nicht nur das im Aquifer selbst produzierte Helium, sondern auch das aus der Kruste und dem oberen Erdmantel durch Diffusion in den Aquifer gelangende Helium, kann im Grundwasser gelöst werden. Aufgrund unterschiedlicher He-Verhältnisse ist es möglich das He nach seiner Herkunft zu differenzieren. Die Altersdatierung mit Helium beruht auf der Annahme, daß das gesamte aus dem U- und Th-Zerfall gebildete He in den Tiefenwässern gelöst wird. Aus den He-Konzentrationen lassen sich  $^4\text{He}_{\text{is}}$ -Akkumulationsraten im Wasser und damit He-Alter nach folgender Beziehung berechnen (ANDREWS & LEE 1979):

$$\frac{\partial C^4\text{He}_{\text{is}}}{\partial t} = \Lambda \frac{\rho_{\text{Gestein}}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} \left( C_{\text{U}} 1,19 \times 10^{-13} \frac{\text{cm}^3\text{STP}^4\text{He}}{\mu\text{g a}} + C_{\text{Th}} 2,88 \times 10^{-14} \frac{\text{cm}^3\text{STP}^4\text{He}}{\mu\text{g a}} \right) \frac{1-n}{n_{\text{eff}}}$$

$C^4\text{He}_{\text{is}}$  in  $\text{cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$

STP	=	standard temperature pressure, 0°C, 101,3 kPa
$C_U, C_{Th}$	=	Uran- und Thoriumkonzentrationen im Gestein [ $\mu\text{g/g}$ ]
$\rho_{\text{Gestein}}$	=	Dichte des Gesteins, kann mit $\rho = 2,6 \text{ g/cm}^3$ abgeschätzt werden
$1-n$	=	Anteil des porösen Mediums, in dem Helium produziert wird
$n_{\text{eff}}$	=	durchflußwirksame Porosität, der Anteil der das He akkumuliert
$\Lambda$	=	Bruchteil des im Gestein produzierten He, der in den Porenraum freigesetzt wird; wird meistens = 1 gesetzt

Die Edelgasmessungen wurden von K. OSENBRÜCK (Universität Heidelberg) im Rahmen einer Arbeit über methodische Untersuchungen zur Bestimmung von Edelgasen in Porenwässern durchgeführt. Wegen des erheblichen Beprobungsaufwandes untertage und der hohen Kosten für die Labormessungen, mußte die Edelgasanalyse auf drei Proben beschränkt werden.

Bestimmt wurden die Edelgase Helium, Neon, Argon, Krypton und Xenon, wobei nur  $^4\text{He}$  und das  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Isotopenverhältnis für eine Altersaussage herangezogen wurden. Das radiogene Argon entsteht durch den radioaktiven Zerfall des Kalium-40.

Bei der Edelgas-Beprobung wurden zwei methodische Ansätze angewendet. Beim ersten Ansatz erfolgte die Beprobung von Grubenwässern direkt am Stoß mit der herkömmlichen Methode in Kupferrohren, die durch Quetschklammern an beiden Enden luftdicht verschlossen wurden.

Als neue Alternativmethode (OSENBRÜCK in Vorb.), die sich als sicherer und besonders untertage als geeigneter erwies, wurde die Beprobung von frischen Gesteinsproben mit anschließender Bestimmung der in den Porenwässern gelösten Edelgase getestet. Während einer Streckenauffahrung wurde ein großer Block (Durchmesser ca. 40 cm) frischen Karbongesteins an der Ortsbrust entnommen. Diese Gesteinsprobe darf insgesamt, vom Freilegen am Stoß bis zum Abtransport aus der Grube nach übertage zur Aufbereitung, nur ca. 1 bis 2 Stunden der Grubenluft ausgesetzt werden, damit es nicht im Zentrum der Probe zur Entgasung der in den Porenwässern übersättigten Edelgase kommen kann. Übertage wird dann unverzüglich aus der Probe nochmals ein frisches, wenige cm großes, Stück herausgenommen und sofort in einem heliumdichten Vakuum-Edelstahlbehälter verschlossen. Das Probengefäß wird anschließend mit einer Pumpe evakuiert.

Während einer Wartezeit von etwa 4 Wochen, je nach Probengeometrie, entgasen die gelösten Edelgase molekular diffusiv aus dem Porenwasser in den Behälter. Die Messung der Gase erfolgt massenspektrometrisch.

## 5.5. Porenwasseruntersuchung

Die Zusammensetzung der Porenwässer in den Gesteinen des Karbons und des tieferen Deckgebirges sollte mit den beprobten Tiefenwässern verglichen werden, um zusätzliche Hinweise über die Herkunft der Tiefenwässer zu erhalten. Weisen z.B. die Porenlösungen keine Ähnlichkeiten mit den Tiefenwässern auf, so kann eine Herkunft der Tiefenwässer aus sedimentären Porenlösungen ausgeschlossen werden.

Die zu untersuchenden Gesteine müssen in möglichst frischem Zustand vorliegen, um eine Verdunstung des Porenwassers zu vermeiden. Hierzu wurden untertage während Streckenauffahrungen in den unteren Bochumer Schichten frische Karbongesteinsproben entnommen, aus deren Zentrum unmittelbar vor Versuchsbeginn nochmals ein Stück herausgebrochen wurde.

Aus einer Kernbohrung (Raum Recklinghausen) stammen Kreide-Gesteinsproben, die direkt nach dem Ziehen des Kernes ins Labor zum Versuchsaufbau transportiert wurden.

In einem sogenannten Leach-Versuch wurde die frische Gesteinsprobe in eine bestimmte Menge Deionat getaucht. Über einen Zeitraum von zwei bis drei Wochen konnte der Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit in den Probenöpfen beobachtet werden.

Innerhalb der ersten Woche stellte sich in den meisten Fällen bereits eine relative Konstanz der Leitfähigkeit ein, die weitgehend den Abschluß der Diffusionsvorgänge des Porenwassers in die Probenlösung anzeigt (Abb. 5.1).

Die Leitfähigkeitskurven der verdünnten Lösungen in den Probengefäßen sind nicht normiert dargestellt und daher nicht direkt aufgrund der unterschiedlichen Gewichte und Porositäten der Proben miteinander vergleichbar. Die relativen Unterschiede der Leitfähigkeiten deuten aber schon eine erwartungsgemäß höhere Mineralisation der Porenwässer in den Karbonproben als in den Deckgebirgsproben an. Die Ergebnisse der Porenwasseruntersuchung werden in Kap. 9.5. zusammengefaßt. An dieser Stelle sollen die Leitfähigkeitskurven nur den methodischen Aspekt verdeutlichen.

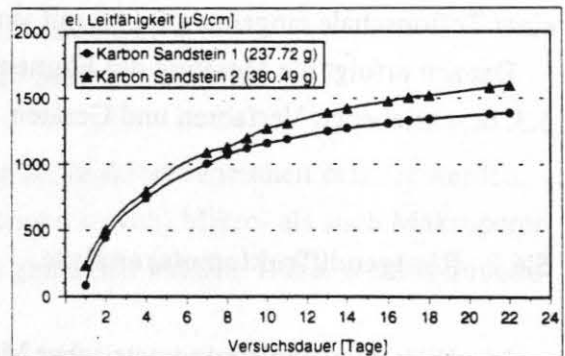
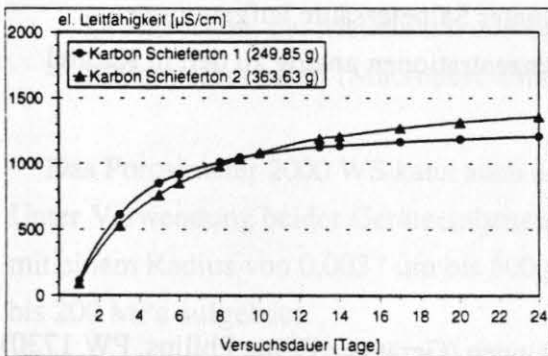
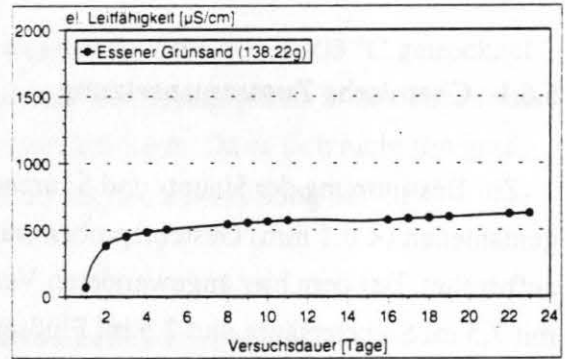
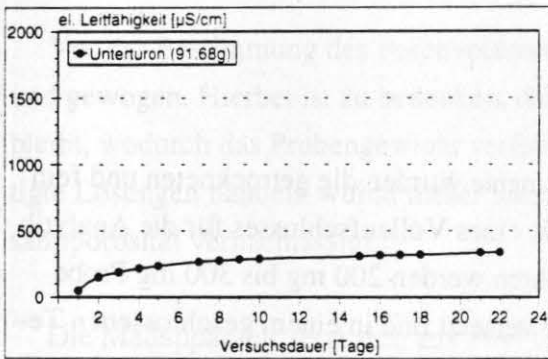
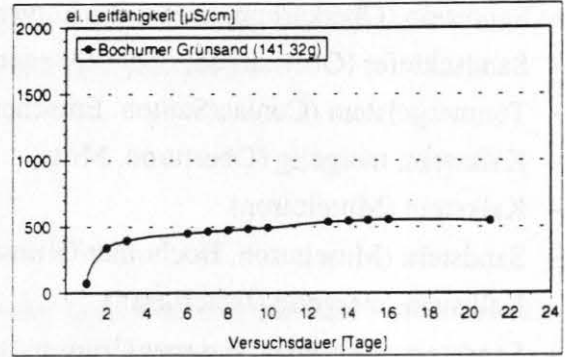
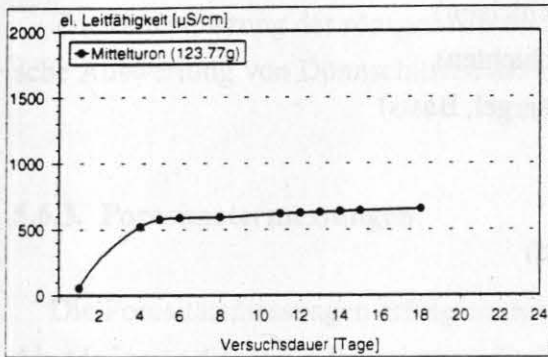
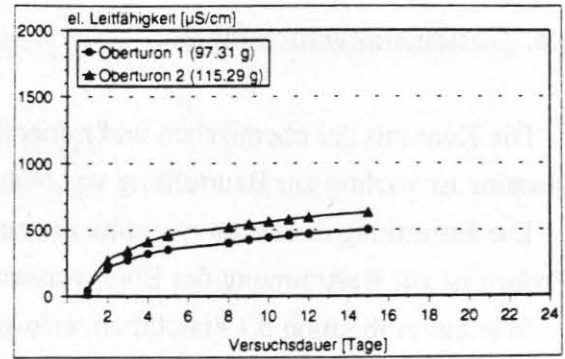
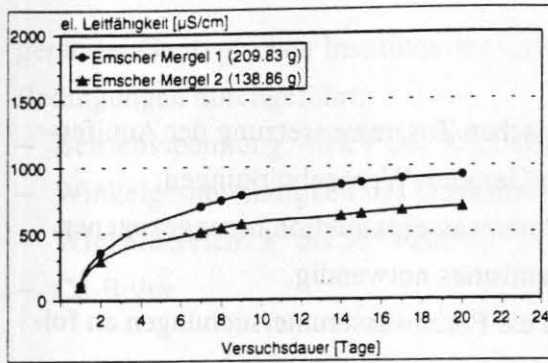
Nach Beendigung des Leach-Versuches wurde die Probenlösung analysiert. Der Verdünnungsfaktor des Porenwassers kann über das Gewicht der Probe und deren Porosität ermittelt werden. Die hydrochemische Zusammensetzung des Porenwassers läßt sich aus der Analyse der Probenlösung durch Multiplikation mit dem Verdünnungsfaktor berechnen.



Die Versuchsdauer sollte nicht länger als zwei bis drei Wochen betragen, da während dieser Zeit schon mit hydrochemischen Reaktionen zwischen Porenlösung und Gestein (z.B. Oxidationsprozesse) aufgrund der veränderten Milieubedingungen gerechnet werden kann. Dadurch kann es zur Veränderung des originären Porenwasserchemismus kommen.

Bei den Analysen der Hauptelemente fielen in den unverdünnten Probenlösungen relativ hohe Hydrogenkarbonatgehalte auf, die vermutlich durch Reaktion von  $\text{CO}_2$  mit  $\text{H}_2\text{O}$  bzw. insbesondere in den Kalken mit  $\text{CaCO}_3$  gebildet worden sind. Durch die hohen Hydrogenkarbonatgehalte ergeben sich dann von den Tiefenwässern abweichende Wassertypen.

Deshalb wurden zum Vergleich mit den Tiefenwässern hauptsächlich die Leitfähigkeiten der gewonnenen Porenwässer herangezogen.



**Abb. 5.1:** Leach-Versuche. Gewinnung des Porenwassers aus verschiedenen Gesteinen durch Diffusion. Dargestellt ist der Anstieg der Leitfähigkeiten in den mit Deionat gefüllten Probengefäßen während der zwei- bis dreiwöchigen Versuchsdauer. Die Gewichtsangaben beziehen sich auf die untersuchte Probe in frischem, d.h. porenwassererfülltem Zustand.

## 5.6. Gesteinsuntersuchungen

Die Kenntnis der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Aquifergesteine ist wichtig zur Beurteilung von Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen.

Die Ermittlung der Porenvolumina der zur Porenwasserextraktion herangezogenen Proben ist zur Bestimmung des Porenwasserchemismus notwendig.

Wie aus Abbildung 5.1 ersichtlich, erfolgten die Porenwasseruntersuchungen an folgenden Gesteinen:

- Sandstein (Oberkarbon, untere Bochumer Schichten)
- Sandschiefer (Oberkarbon, obere Essener Schichten)
- Tonmergelstein (Coniac/Santon, Emscher Mergel, Basis)
- Kalkstein, mergelig (Oberturon, Mitte)
- Kalkstein (Mittelturon)
- Sandstein (Mittelturon, Bochumer Grünsand)
- Kalkstein, mergelig (Unterturon)
- Sandstein (Cenoman, Essener Grünsand)

### 5.6.1. Chemische Zusammensetzung

Zur Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente wurden die getrockneten und fein gemahlene ( $< 0,1$  mm) Gesteinsproben mittels eines Vollaufschlusses für die Analytik aufbereitet. Bei dem hier angewendeten Verfahren werden 200 mg bis 300 mg Probe mit 7,5 ml Salpetersäure und 2,5 ml Flußsäure versetzt und in einem geschlossenen Teflongefäß 10 Stunden bei 200 °C bis 220°C behandelt. Anschließend wird die Lösung in einer Teflonschale eingedampft und mit verdünnter Salpetersäure aufgenommen.

Danach erfolgt die Messung der Elementkonzentrationen analog zu den in Kapitel 5.3. beschriebenen Verfahren und Geräten.

### 5.6.2. Röntgendiffraktometeranalyse

Mit Hilfe röntgendiffraktometrischer Messungen (Gerät der Firma Philips, PW 1730) erfolgte die qualitative Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung der untersuchten Gesteine.

Anhand von texturlosen Pulverpräparaten und einem Texturpräparat bei einer tonreichen Probe zur genaueren Untersuchung von Tonmineralen wurden mit dem Röntgen-

gerät des Geologischen Institutes der Universität Bonn die Analysen unter folgenden Bedingungen durchgeführt:

- Betriebsspannung: 40 kV bei 30 mA bzw. 40 mA
- Winkelgeschwindigkeit des Goniometers: 1°/min
- Winkelbereich: 3° bis 55° bzw. 60°
- Cu-Röhre

Zur Unterstützung der röntgendiffraktometrischen Befunde diene die mikroskopische Auswertung von Dünnschliffen der entsprechenden Proben.

### 5.6.3. Porosimetermessungen

Die Porositätsmessungen erfolgten mittels der Quecksilber-Intrusions-Porosimetrie. Als Meßgerät diene ein Porosimeter der Firma CARLO ERBA INSTRUMENTS.

Vor der Bestimmung des Porenvolumens wurden die Proben bei 105 °C getrocknet und gewogen. Hierbei ist zu bedenken, daß bei der Verdunstung Salz in den Poren verbleibt, wodurch das Probengewicht verfälscht werden kann. Da es sich nicht um gesättigte Lösungen handelt, wurde dieser Salzeinfluß bei der Bestimmung der Gesamtporosität vernachlässigt.

Die Meßapparatur setzt sich aus zwei Geräteeinheiten zusammen:

- Quecksilber-Druck-Porosimeter (Porosimeter 2000 WS), bestehend aus dem Drucksystem, der Meßeinheit und dem Dilatometer
- Makroporeneinheit (Macropore Unit 120 Series).

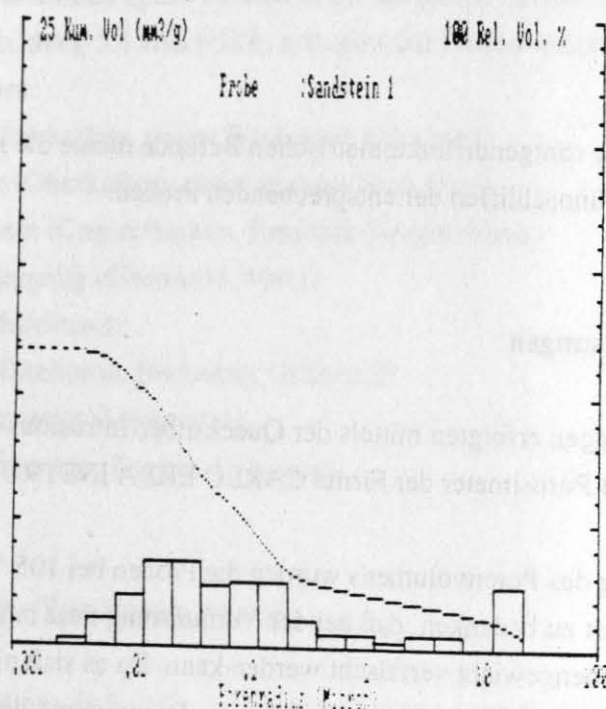
Das Porosimeter 2000 WS kann auch ohne die Makroporeneinheit benutzt werden. Unter Verwendung beider Geräteeinheiten können sowohl Mikro- als auch Makroporen mit einem Radius von 0,0037 µm bis 600 µm gemessen werden. Dabei werden Drücke bis 200 MPa aufgebaut.

Zunächst wird die gewogene Probe in das Dilatometer gebracht. Anschließend erfolgt unter dynamischen Vakuumbedingungen, damit jegliche Restgase eliminiert werden können, die Füllung des Probenbehälters mit Quecksilber. Nun wird mit steigendem Druck Quecksilber in die Probe bzw. in die Poren gepreßt. Dabei wird die verbrauchte Menge Quecksilber als Funktion des Druckes aufgezeichnet. Von der Meßeinheit wer-



den aus diesen Daten die Porenradien mit Porengrößenverteilung und die Gesamtporosität errechnet (Abb. 5.2).

Nach Erreichen des Druckmaximums zur Ermittlung der Mikroporen, fährt das System den Druck automatisch wieder auf atmosphärische Bedingungen zurück.



**Abb. 5.2:** Beispiel einer Porosimeter-Messung mit Hilfe der Hg-Intrusions-Porosimetrie. Dargestellt ist die Porengrößenverteilung der Karbon-Sandsteinprobe, aufgetragen gegen das kumulative Gesamtvolumen eingebrachten Quecksilbers sowie die Anteile der Porengrößen am Gesamtporenvolumen.

## 5.7. Sorptionsversuche

Kenntnisse über das hydrogeochemische Verhalten der Wasserinhaltsstoffe gehören ebenfalls zu den Voraussetzungen, Wasser/Gesteins-Reaktionen besser beurteilen zu können.

Das Sorptionsverhalten von Schwermetallen an Gesteinen des Ruhrkarbons, sowie die milieuhängigen Mechanismen wurden von KLINGER (1994) ausführlich untersucht.

Spezieller Informationsbedarf besteht aber nach wie vor hinsichtlich des Sorptionsverhaltens der hydrogenetischen Elemente (Hinweise auf Herkunft von Tiefenwässern)

Brom, Jod und Bor, über die kaum experimentelle Daten vorliegen. Insbesondere das inerte Verhalten des Bromids wird in neuerer Zeit häufiger in Frage gestellt. Brom könnte auch an Tonminerale adsorbiert werden (SANDERS 1991) oder wie das Jod durch den Gehalt an organischer Substanz kontrolliert werden.

In einer Versuchsreihe wurde das Sorptionsverhalten von Brom, Jod und Bor an Gesteinen der Bochumer Schichten (Sandstein, sandiger Tonschiefer) untersucht. Zwei verschiedene Versuchsansätze sollten hierzu erste Ergebnisse liefern:

- Batchversuche über 21 Tage bei 40 °C
- Langzeit-"Bohrkernversuche" ebenfalls bei 40 °C

Für beide Versuche, die lediglich qualitative Aussagen liefern sollten, diente synthetisches Grubenwasser mit einer Gesamtmineralisation von rd. 128 000 mg/l (46300 mg Na/l, 76500 mg Cl/l) als Ausgangsbasis. Mit dem Grubenwasser wurden sieben verschieden hoch konzentrierte Stammlösungen mit Brom, Jod und Bor angesetzt.

Bei den Batchversuchen wurden jeweils 75 ml einer Stammlösung mit 3 g feingemahlenem Gesteinsmaterial über 21 Tage täglich einmal geschüttelt. Danach erfolgte die Analyse der zentrifugierten und filtrierten Lösungen.

Bei den sogenannten Bohrkernversuchen wurde ein ca. 4 cm mächtiges, auf einem Ring gelagertes Stück eines Bohrkernes, in 1 l bzw. 0,5 l jeweils einer Stammlösung getaucht. Über eine Versuchsdauer von mindestens fünf Monaten wurde die Lösung regelmäßig umgerührt und Proben in bestimmten Zeitabständen genommen. Dieser Versuchsansatz wurde mit den gleichen Karbonproben, wie bei den Batch-Versuchen, durchgeführt.

## 5.8. Salinitäts-/Temperatur-Messungen

Kontinuierliche Leitfähigkeits- und Temperatur-Messungen an Wassersäulen in Bohrungen und Schächten geben Aufschluß darüber, ob sich eine Schichtung verschiedener Wasserkörper ausbildet und wie sich die Wassertemperaturentwicklung zur Tiefe vollzieht. Die Schichtung beruht auf einer Dichtedifferentiation unterschiedlich schwerer Wässer. Meist entstehen Schichtgrenzen an möglichen Zuflußstellen höher mineralisierter Tiefenwässer im Bohrloch oder im Schacht, woraus auch Undichtigkeiten der Schachtwandung bzw. im Bohrlochausbau ermittelt werden können.

Die Leitfähigkeits-/Temperatur-Sonde wird von einem Meßfahrzeug aus mit kontinuierlicher Geschwindigkeit hinabgefahren. Je nach Ausstattung des Fahrzeuges können bis zu 1 000 m Tiefe und mehr erreicht werden.

Anhand der Ergebnisse der Temperatur- und Salinometer-Messungen werden Entnahmetiefen für Wasserproben bestimmt, um auch hydrochemische Unterschiede innerhalb von verschiedenen Wasserkörpern erfassen zu können. Mittels einer speziellen Sonde können horizontierte Proben entnommen werden.

### 5.9. EDV-gestützte Auswerteverfahren

Mit Hilfe unterschiedlicher statistischer Verfahren sollten in einem ersten Schritt die Wässer anhand ihrer hydrochemischen Zusammensetzung charakterisiert und in Wassertypen eingeteilt werden. Durch die Korrelation verschiedener Elemente besteht die Möglichkeit, hydrogeochemische Eigenschaften aufzuzeigen und die Herkunft der einzelnen Komponenten zu klären.

Auf die Angabe von statistischen Maßzahlen (Mittelwert, Median, Standardabweichung) wurde weitgehend verzichtet, da die Konzentrationen der meisten Ionen linear mit der Tiefe zunehmen und deshalb die Tiefenwässer keine "mittlere" Zusammensetzung besitzen, sondern einen für jede Tiefe spezifischen Mineralisationsgrad. Nur bei den nicht tiefenabhängigen Spurenmetallen sowie Eisen, Mangan und Zink geben die Maßzahlen Anhaltspunkte über deren Verteilung. Um bei einer zusammenfassenden Darstellung die Entwicklungstendenzen der Elemente gegenüber der Tiefe (Abb. 6.18) aufzuzeigen, wurden Mittelwerte von vier bestimmten Tiefenabschnitten gebildet.

Bei der statistischen Auswertung wurden neben fundamentalen univariaten auch multivariate Verfahren angewendet.

Zu den univariaten Verfahren gehören neben Zweistoff-Diagrammen mit Korrelationsanalyse, die Darstellung der Hauptkomponenten in Piper-Diagrammen sowie Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Parameter, die für weiterführende multivariate Methoden Voraussetzung sind.

Für die regionale Auswertung der Ionen und -verhältnisse boten sich Säulen-Darstellungen auf der Basis der Aufschlußkarte an. Isolinenplots wurden aufgrund der inhomogenen Datendichte nicht erstellt.

Multivariate Verfahren dienen zur Ermittlung mehrdimensionaler Ähnlichkeitsbeziehungen zwischen den Proben (Q-Modus) oder zwischen den einzelnen Parametern (R-

Modus). Durch Darstellung der Ergebnisse in Dendrogrammen oder als Punktwolken in Koordinatensystemen ist eine vereinfachte Betrachtung der komplexen statistischen Zusammenhänge möglich.

Die statistischen Analysen erfolgten mittels der Korrespondenzanalyse und der Clusteranalyse. Hierzu wurden die Programme STEAK und BENTAB75 (ROUX & ROUX 1975, BENZECRI & TABET 1975) und DEND (MCCAMMON & WENNINGER 1970) aus der Programmbibliothek von Prof. Dr. A. SIEHL am Regionalen Hochschulrechenzentrum (RHRZ) der Universität Bonn angewendet.

Bei der Korrespondenzanalyse wird zur Darstellung der Variablen- und Probenverteilung ein gemeinsames Koordinatensystem benutzt, d.h. R- und Q-Modus herkömmlicher Hauptkomponentenanalysen sind vereinigt. Die Clusteranalyse arbeitet wahlweise im R- oder Q-Modus. Die Beziehungen zwischen den Proben bzw. den Variablen werden in Dendrogrammen als abgestufte Rangfolge dargestellt.

Mit Hilfe der hydrogeochemischen Rechenprogramme PHREEQE (PARKHURST et al. 1980) und WATEQF (PLUMMER et al. 1976) wurden Speziesverteilungen und Sättigungsindizes gegenüber den wichtigsten Mineralen ermittelt. Die Thermodynamikprogramme ohne PITZER-Gleichung eignen sich gut für Wässer bis zu einer Ionenstärke von ungefähr 1 mol/l. Meerwasser besitzt eine Ionenstärke von ca. 0,7 mol/l. Für thermodynamische Berechnungen mit höher mineralisierten Solen sind Programmversionen mit PITZER-Koeffizienten verfügbar, die allerdings bisher nur für die Hauptelemente bestimmt sind (SCHULZ & KÖLLING 1992).

Die Ionenstärken in den Tiefenwässern erreichen bis zu rd. 3 mol/l (bei einer Gesamtmineralisation von maximal 230 000 mg/l). Ein Großteil der Solen besitzt durchaus Ionenstärken im Bereich von 1 mol/l und wenig darüber, für die die Berechnungen mit WATEQ und PHREEQE hinreichend genau sein sollten. Bei höheren Ionenstärken können Abweichungen vom Ist-Zustand auftreten.

Die Programme berechnen den Sättigungszustand des Wassers gegenüber bestimmten Mineralen und Mineralphasen unter der Annahme chemischer Gleichgewichtsreaktionen. In natürlichen Systemen treten in Abhängigkeit u.a. von der Geschwindigkeit der Wasserbewegung und der Reaktionskinetik der ablaufenden Lösungs- und Fällungsprozesse nicht immer Gleichgewichtszustände auf. Die Ergebnisse der Berechnungen sollen Hinweise über mögliche Reaktionen des Tiefenwässers mit im "Grundwasserleiter" vorhandenen Mineralen geben, um daraus eventuell Rückschlüsse auf die Entstehung der Mineralisation der Lösungen ziehen zu können.



Die thermodynamischen Berechnungen wurden nicht an allen 200 Proben durchgeführt, sondern nur an einer repräsentativen Auswahl.

Gegenüber WATEQF ist bei PHREEQE das betrachtete geochemische System vollständig vom Programm abgekoppelt und kann frei vom Benutzer in Form eines Basisdatensatzes definiert werden. Mit dem Programm PHREEQE können jedoch nicht nur Speziesverteilungen berechnet werden, sondern das Programm ermöglicht auch vielfältige hydrogeochemische Modellierungen.

Die mit dem Programm PHREEQE berechneten Verteilungen der gelösten Spezies wurden an einem sulfathaltigen sowie einem sulfatfreien Tiefenwasser mit folgender Zusammensetzung durchgeführt (vgl. Anhang I.2.1):

- Probe L1: 52 800 mg/l Abdampfrückstand, pH-Wert 6,6
- Probe WF1: 232 500 mg/l Abdampfrückstand, pH-Wert 6,7

Die Angaben zu den möglichen Bindungsformen erscheinen in Kapitel 7. unter den jeweiligen Elementen.

## 6. Charakterisierung der Tiefenwässer

### 6.1. Hydrochemische Zusammensetzung

Das Ziel der umfangreichen Analytik bestand darin, detaillierte Kenntnisse über die hydrochemische Zusammensetzung der Tiefenwässer im Ruhr-Revier zu gewinnen, um Anhaltspunkte über die Herkunft und Entstehung dieser Wässer und deren geogenen Background, insbesondere hinsichtlich umweltrelevanter Schwermetalle zu erhalten, um damit später Aussagen über eventuelle anthropogene Beeinflussungen treffen zu können.

In Abhängigkeit von der Konzentration der jeweiligen chemischen Komponenten erfolgen unterschiedliche Einteilungen der Wasserinhaltsstoffe in Haupt-, Neben- und Spurenelemente. Bei Grubenwässern in Erzbergwerken, die z.B. Eisen mit mehr als 50 meq% enthalten, wäre Eisen als Hauptelement zu bewerten, was für Oberflächenwässer nicht zutrifft. In dieser Arbeit wird die folgende Unterteilung vorgenommen:

Hauptelemente:

- Na, K, Ca, Mg; Sr, Ba;
- Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>;

Nebenbestandteile und Spurenelemente:

- B, Si, NH<sub>4</sub>;
- Fe, Mn, Zn, Li;
- NO<sub>3</sub>, Br, J;
- freie und aggressive Kohlensäure;

Spurenmetalle und -metalloide:

- Al, As, Cd, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Se, V;

Die hydrochemischen Daten mit den dazugehörigen Erläuterungen zu den Entnahmepunkten finden sich in den Anhängen. Die Tiefenangaben geben Entnahmetiefen wieder, die in den meisten Fällen der Herkunftstiefe entsprechen. Ist die Entnahmetiefe nicht mit der Herkunftstiefe identisch, die Herkunft aber mit Sicherheit zu lokalisieren, wurde diese angegeben. Einige Proben konnten keiner exakt definierten Herkunftstiefe zugeordnet werden, so daß nur die Entnahmetiefe existiert.

### 6.1.1. Chemisch-physikalische Parameter

#### Temperatur

Zur Bewertung der Grubenwassertemperaturen im Ruhr-Revier werden zunächst die Gebirgstemperaturen zum Vergleich herangezogen. LEONHARDT (1983) hat einen mittleren Temperaturgradienten für den niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk von  $3,71\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  ermittelt. Allerdings sind die Temperaturen in gleichen Tiefen z.T. erheblichen Schwankungen unterworfen. Im Ruhr-Revier nehmen die Gebirgstemperaturen bei gleicher Tiefe von Westen zur Mitte hin zu und bleiben weiter Richtung Osten annähernd konstant. Von der Mitte nach Norden und nach Süden sinken sie geringfügig. Erheblichen Einfluß auf die Temperaturen üben lokal die tektonischen Faltenstrukturen aus. Aufgrund der unterschiedlichen thermischen Leitfähigkeiten der Gesteine ergibt sich eine leicht progressive Gebirgstemperaturzunahme mit der Tiefe, die bei dem in Abbildung 6.1 dargestellten Gebirgstemperaturgradienten keine Berücksichtigung fand. Die mittlere Gebirgstemperatur in 1 000 m Teufe beträgt rund  $42\text{ }^{\circ}\text{C}$ , in 1 500 m Teufe etwa  $64\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Der Gebirgstemperaturgradient verläuft ziemlich genau entlang der Obergrenze der Wassertemperaturdaten (Abb. 6.1). Das bedeutet, daß, bis auf wenige Ausnahmen, die Wassertemperaturen unterhalb der Gesteinstemperaturen entsprechender Teufe liegen und somit aus den Temperaturen keine Anzeichen für aufsteigende, wärmere Wässer abgeleitet werden können. Einige Temperaturwerte oberhalb des Gebirgstemperaturgradienten (rechts der unterbrochenen Linie) könnten Hinweise auf Solen mit Herkunft aus größerer Tiefe geben, sofern keine lokale Gebirgstemperaturanomalie vorliegt.

Die meisten Wässer sind kühler, als das Gestein der äquivalenten Teufe. Hierfür können drei Tatsachen verantwortlich sein:

- Das mittlerweile stark durchbaute Steinkohlengebirge ist, insbesondere durch intensive Bewetterung, abgekühlt und somit auch die darin zirkulierenden Tiefenwässer. Wasserzuflüsse in frisch, im unverritzten Gebirge, aufgefahrenen Strecken besitzen der geothermischen Tiefenstufe entsprechende Temperaturen.
- Aus dem Hangenden zusitzende Wässer besitzen niedrigere Temperaturen als bei entsprechender Tiefe zu erwarten sind. Hiermit sind z.B. an gut durchlässigen Störungen abwärts fließende Solen angesprochen. Bei entsprechend langsamer Bewegung im unverritzten Gebirge können sich deszendente Lösungen der entsprechenden Gesteinstemperatur anpassen.

- Bei der Probennahme, speziell bei Tropfwasserstellen in gut bewetterten Strecken, vollzieht sich eine Abkühlung des Wassers zwischen Austrittsstelle und Entnahmegeräß.

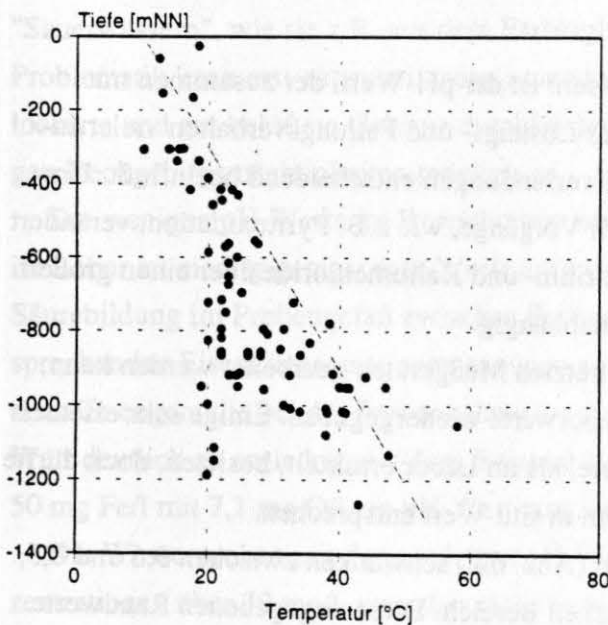
Die Temperatur/Tiefen-Verteilung (Abb. 6.1) verdeutlicht, daß nur wenige beprobte Wässer aus tieferen Bereichen aufgestiegen sind. Die Auswertung der Archivdaten bestätigt diesen Befund.

Die höchste Grubenwassertemperatur wurde im Bergwerk Hugo/Consolidation in -1 054 m NN mit 58 °C gemessen. Entsprechend dem mittleren Gebirgstemperaturgradienten könnte diese Probe aus rund -1 400 m NN stammen. Eine deutliche Abkühlung des Wassers beim Aufstieg wurde hierbei vernachlässigt. Als Aufstiegsbahn könnte der Primus-Sprung dienen. Die Mineralisation dieser Probe zeigt vor allem hinsichtlich der Spurenelemente keine Besonderheiten, so daß eine Herkunft aus Tiefen weit unterhalb -1 400 m NN nicht angenommen wird.

Eine Gebirgstemperaturanomalie im Bereich des Bergwerkes Hugo/Consolidation könnte ebenfalls eine Erklärung für die relativ hohe Grubenwassertemperatur von 58 °C liefern.

In -1054 m NN wäre eine Wassertemperatur von rd. 50 °C zu erwarten, sodaß die Differenz von 8 °C nicht auf den Meßfehler zurückgeführt werden kann.

Hinweise auf juvenile Wässer aus großen Tiefen können aus den vorliegenden Wassertemperaturdaten nicht abgeleitet werden.



**Abb. 6.1:** Grubenwassertemperaturen im Ruhr-Revier (Die unterbrochene Linie stellt den Gebirgstemperaturgradienten nach LEONHARDT (1983) dar).



Die Berechnung einer Regressionsgeraden durch die Temperaturwerte mit dem Ziel einen Wassertemperaturgradienten für die Tiefenwässer im Ruhr-Revier aufzustellen, erscheint nicht sinnvoll, da viele Temperaturen zu niedrig für die entsprechende Herkunftsteufe gemessen wurden.

Aus den Temperaturlogs der Salinitäts-/Temperatur-Messungen lassen sich realistische Gradienten ermitteln, da hier die Wassertemperaturen unbeeinflusst sind. Zu hohe Werte aufgrund aufgestiegener Wässer liegen nicht vor, was aus dem Salinitätsprofil ersichtlich ist. Zu niedrige Werte durch Abkühlung und zusitzende Oberflächenwässer können ebenfalls ausgeschlossen werden.

Die in den Bohrungen aus dem Raum Recklinghausen gemessenen Wassertemperaturen entsprechen einem leicht mit der Tiefe ansteigenden Temperaturgradienten, der in 340 m bis 430 m Teufe bei  $3,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  liegt und somit gut mit dem Gebirgstemperaturgradienten übereinstimmt. Ebenfalls ein Gradient von  $3,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  ergibt sich aus den in einer Wassersäule in 800 m bis 900 m Teufe im Schacht 2 der Schachtanlage Hermann V gemessenen Wassertemperaturen.

Die Aussage von PATTEISKY (1954), daß "...die Thermalsole ihre Wärme an das Gebirge abgegeben hat...", kann aufgrund dieser Beobachtungen, zumindest nicht für alle Solen, bestätigt werden. In Einzelfällen ist eine lokale Erwärmung des Gesteins durch eine heiße Sole aus größerer Tiefe nicht auszuschließen. Da wenige Solen aus größerer Tiefe, als sie beprobt wurden, stammen, kann eine generelle Aufheizung des Gebirges durch Tiefenwässer als unwahrscheinlich angesehen werden.

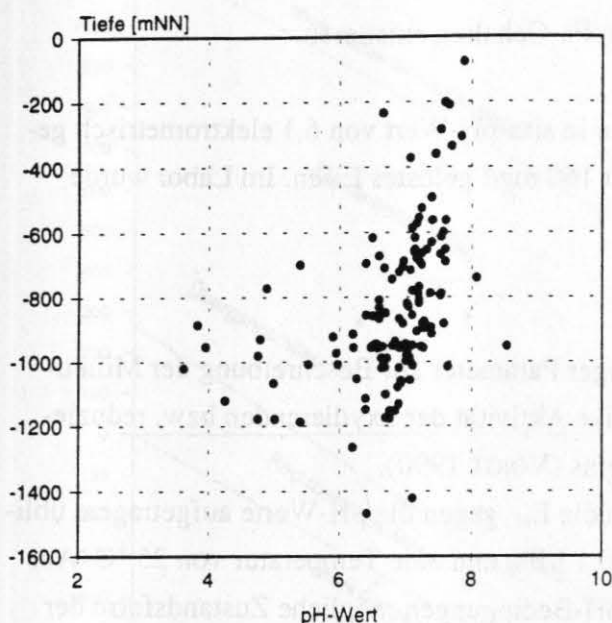
### pH-Wert

Ein wichtiger Kennwert von Grundwässern ist der pH-Wert, der zusammen mit Temperatur, Druck und Redoxpotential das Lösungs- und Fällungsverhalten vieler Inhaltsstoffe, insbesondere der Spurenmetallverbindungen entscheidend beeinflusst. Umgekehrt kann der pH-Wert aber auch durch Vorgänge, wie z.B. Pyritoxidation, verändert werden. Hingegen sind beispielsweise Natrium- und Kaliumchloride über einen großen pH-Wert-Bereich löslich und damit pH-unabhängig.

Da untertage nur mit schlagwettergeschützten Meßgeräten gearbeitet werden kann, werden die angegebenen pH-Werte als Laborwerte wiedergegeben. Einige sehr eisenreiche Proben können etwas höhere pH-Werte, als im Labor ermittelt, besitzen, doch dürfte bei den meisten Proben der Laborwert dem in situ-Wert entsprechen.

Die pH-Werte der untersuchten Proben (Abb. 6.2) schwanken zwischen 3,6 und 8,5, liegen also im sauren bis schwach alkalischen Bereich. Diese angegebenen Randwerte bilden Extrema. Die meisten Wässer sind im schwach sauren bis neutralen Milieu anzusiedeln. Der arithmetische Mittelwert dieser Wertemenge liegt bei 6,8, wobei auf-

grund der tendenziellen pH-Wert-Abnahme bei zunehmender Tiefe die Angabe dieses Mittelwertes nur bedingt aussagekräftig ist.



**Abb. 6.2:** pH-Werte der Grubenwässer in Abhängigkeit von der Entnahmetiefe.

Die vorliegenden Ergebnisse zeigen, daß bei den meisten geogenen Grubenwässern keine Versauerung aufgrund einer Sulfidoxidation eingetreten ist. Im Steinkohlegebirge stehen, speziell in den Kohleflözen, nachweisbare Pyritmengen als Säureproduzenten zur Verfügung. Auch Sideritoxidation kann zur Säurebildung beitragen. Jedoch kommt es durch die sauerstoffarmen Formationswässer nicht zur Bildung von sogenannten "Sauerwässern", wie sie z.B. aus dem Erzbergbau (HELMS 1995) bekannt sind. Diese Problematik kann erst auftreten, wenn sauerstoffreiche Oberflächenwässer das aufgelockerte und gut belüftete Gebirge durchfließen, wie es im südlichen Revier mit geringen Deckgebirgsmächtigkeiten möglich ist.

Die wenigen pH-Werte im Bereich zwischen 4 und 6 repräsentieren größtenteils die im Labor zu niedrig gemessenen Werte aufgrund der durch Eisenoxidation bedingten Säurebildung im Probengefäß zwischen Probennahme und pH-Wert-Messung. Bei entsprechenden Eisenkonzentrationen genügen zur Oxidation des Eisens nur geringe Sauerstoffmengen, die bei der Probennahme ins Gefäß gelangen können, um damit den pH-Wert deutlich zu erniedrigen. (Zum Beispiel kann sich bei vollständiger Reaktion von 50 mg Fe/l mit 7,1 mg O/l ein pH-Wert von 3 einstellen).

Die Wasserproben mit den niedrigen pH-Werten besitzen zwar größtenteils Fe-Konzentrationen über 30 mg/l, was aber nicht bedeuten muß, daß die pH-Werte primär bereits sauer gewesen sind. Modellrechnungen mit dem Programm PHREEQE zeigen, daß sich bei pH 7 noch rd. 80 mg Fe/l in Lösung befinden können. Die Analysendaten be-

stätigen, daß im neutralen pH-Bereich höhere Eisenkonzentrationen möglich sind (Abb. 7.10a).

Es kann aber grundsätzlich nicht ausgeschlossen werden, daß Einzelzuflüsse mit primär niedrigen pH-Werten und erhöhten Fe-Gehalten existieren.

An einem Beispiel konnte untertage ein in situ-pH-Wert von 6,1 elektrometrisch gemessen werden. Die Wasserprobe enthielt 160 mg/l gelöstes Eisen. Im Labor wurde dann ein pH-Wert von 4,9 ermittelt.

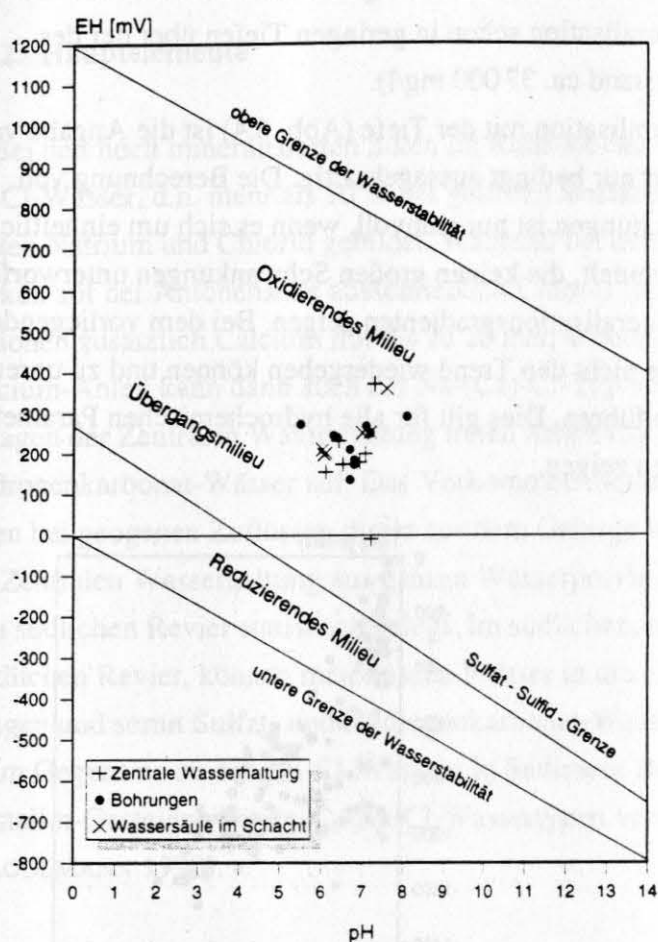
### Redoxpotential

Das Redoxpotential ( $E_H$ ) ist ein wichtiger Parameter zur Beschreibung der Milieubedingungen. Es ist ein Maß für die relative Aktivität der oxydierenden bzw. reduzierenden Komponenten eines Lösungssystems (VOIGT 1990).

In Stabilitätsfeld-Diagrammen werden die  $E_H$ - gegen die pH-Werte aufgetragen, üblicherweise bezogen auf einen Druck von 0,1 MPa und eine Temperatur von 25 °C. Aus ihnen kann die unter den jeweiligen  $E_H$ -pH-Bedingungen mögliche Zustandsform der verschiedenen Ionenspezies abgelesen werden.

Die gemessenen  $E_H$ -Werte liegen alle im Übergangsbereich zwischen oxidierendem und reduzierendem Milieu (Abb. 6.3). Die vorliegenden Resultate können nicht als repräsentativ für alle Grubenwässer angesehen werden, da keine geogenen Zuflüsse direkt aus dem Gebirge untersucht werden konnten. Die Ergebnisse der Bohrungen stammen aus dem tieferen Deckgebirge. Die Kreuzsymbole stehen vertretend für horizontweise entnommene Proben aus einer wassererfüllten Schachtsäule (ehemalige Schachanlage Hermann V) und die Proben aus Anlagen der Zentralen Wasserhaltung stammen aus Wasserprovinzen mit zahlreichen Einzelzuflüssen.

Bei den Wässern im unverritzten Gebirge sind reduzierende Verhältnisse als wahrscheinlich anzunehmen. Häufig auftretender Schwefelwasserstoffgeruch, der durch mikrobielle Sulfatreduktion entsteht (MATTHESS 1990), spricht für reduzierende Verhältnisse. Erst durch den Bergbaueinfluß kann Sauerstoff in das Gebirge gelangen.



**Abb. 6.3:** Lage der gemessenen  $E_H$ -/pH-Werte im Stabilitätsfeld-Diagramm des Wassers, bei 25 °C und 1 bar (nach BROOKINS 1988).

### Spezifische elektrische Leitfähigkeit und Abdampfdruckstand

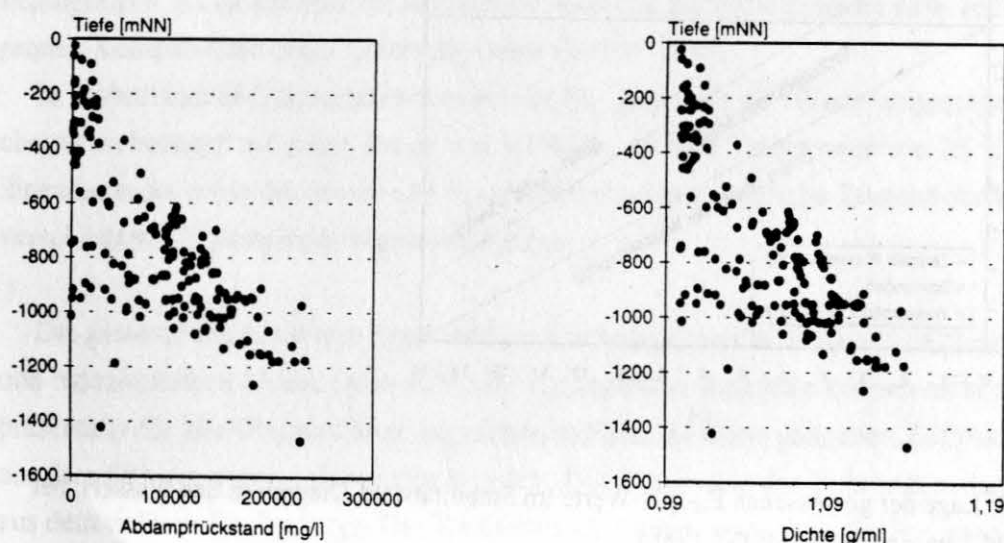
Die spezifische elektrische Leitfähigkeit entspricht dem reziproken Wert des elektrischen Widerstandes. Sie ist abhängig von der Konzentration an dissoziierten Ionen im Wasser. Um vergleichbare Werte zu erhalten sind die angegebenen Leitfähigkeiten auf 25 °C bezogen.

Die Leitfähigkeiten sind, da sie aus unterschiedlichen Ionenkonzentrationen resultieren, ein Maß für die Höhe der Gesamtmineralisation. Auch die Höhe des Abdampfdruckstandes spiegelt den Mineralisationsgrad wieder. Bei vergleichenden Untersuchungen mit der Gesamtmineralisation werden im folgenden die Abdampfdruckstände verwendet, die vergleichbar mit den in der englischsprachigen Literatur gebräuchlichen "total dissolved solids" (TDS) sind.



Bei den vorliegenden Tiefenwässern handelt es sich generell um hoch mineralisierte Solen (brines), deren Gesamtmineralisation schon in geringen Tiefen über der des Meerwassers liegt (Abdampfrückstand ca. 37 000 mg/l).

Wegen der Zunahme der Mineralisation mit der Tiefe (Abb. 6.4) ist die Angabe von statistischen Basisdaten nicht oder nur bedingt aussagekräftig. Die Berechnung von Mittelwerten und Standardabweichungen ist nur sinnvoll, wenn es sich um einheitliche Daten innerhalb eines Aquifers handelt, die keinen großen Schwankungen unterworfen sind und keinen ausgeprägten Mineralisationsgradienten zeigen. Bei dem vorliegenden Datensatz würden die Mittelwerte nicht den Trend wiedergeben können und zu unrealistischen Standardabweichungen führen. Dies gilt für alle hydrochemischen Parameter, die ein tiefenabhängiges Verhalten zeigen.



**Abb. 6.4:** Abdampfrückstand und Dichte der Tiefenwässer im Ruhr-Revier in Abhängigkeit von der Entnahmetiefe.

Einige Proben weisen zu geringe Werte für die entsprechende Entnahmetiefe auf. Entweder stammen diese Wässer aus höheren Niveaus mit geringeren Salinitäten oder stellen mit Brauchwasser kontaminierte Proben dar.

Die maximalen Leitfähigkeiten erreichen ca. 220 000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , die Abdampfrückstände ca. 230 000 mg/l und bewegen sich damit in Größenordnungen, wie sie auch von Tiefenwässern in anderen Sediment-Becken (z.B. SANDERS 1991, ZHOU & LI 1992) bekannt sind.

Diese hoch salinaren Solen erreichen Dichten (Abb. 6.4) bis zu 1,14 g/ml. Reines Wasser besitzt die größte Dichte von 0,99997 g/ml bei einer Temperatur von 3,98 °C und 101,324 kPa. An NaCl gesättigte Solen besitzen eine Dichte von 1,2 g/ml.

### 6.1.2. Hauptelemente

Bei den hoch mineralisierten Solen im Ruhr-Revier handelt es sich meistens um reine Na-Cl-Wässer, d.h. mehr als 90 % der gelösten Bestandteile werden durch die Komponenten Natrium und Chlorid gebildet. Während bei den Proben aus betriebenen Bergwerken auf der Anionenseite ausschließlich Chlorid typbestimmend ist, kann bei den Kationen zusätzlich Calcium mit bis zu 20 meq% beteiligt sein. In Abhängigkeit vom Calcium-Anteil kann dann auch der Na-(Ca)-Cl-Typ vertreten sein. Bei den Proben aus Anlagen der Zentralen Wasserhaltung treten neben Chlorid-, auch vereinzelt Sulfat- und Hydrogenkarbonat-Wässer auf. Das Vorkommen dieser beiden letztgenannten Wassertypen bei geogenen Zuflüssen direkt aus dem Gebirge und nicht wie bei den Anlagen der Zentralen Wasserhaltung aus ganzen Wasserprovinzen, ist durch Archivdaten aus dem südlichen Revier statistisch belegt. Im südlichen, im Gegensatz zum mittleren und nördlichen Revier, können meteorische Wässer in die ehemaligen Grubenräume eindringen und somit Sulfat- und Hydrogenkarbonat-Wässer erzeugen.

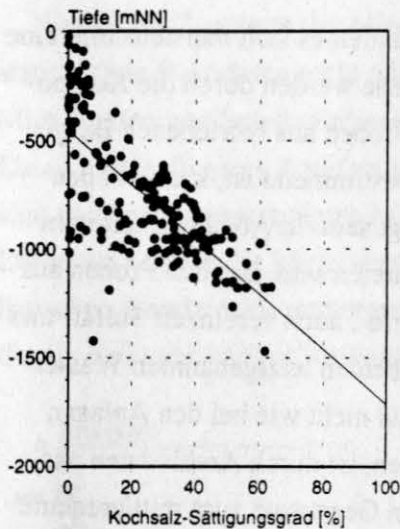
Im Gegensatz zu den Na-Cl-Wässern in Sediment-Becken, sind bei Tiefenwässern in Kristallin-Gesteinen häufig Ca-Na-Cl-Wassertypen verbreitet (FRAPE et al. 1984, FRITZ & LODEMANN 1990).

In den PIPER-Diagrammen (Abb. 6.9) sind sämtliche Proben, differenziert nach Probenahmeherkunft, dargestellt. Die kumulativen Häufigkeiten (Abb. 6.8) geben eine Übersicht über die Variation der Haupt-, Neben- und einiger Spurenbestandteile in den Tiefenwässern. In dieser Darstellung sind sowohl Karbon-Wässer, als auch Proben aus dem tieferen Deckgebirge und aus Anlagen der Zentralen Wasserhaltung berücksichtigt.

Ideale Häufigkeitsverteilungen (Gaußsche Normalverteilung) ergeben sich nur bei Probenmengen aus eng begrenzten Tiefenbereichen. Bei allen Proben über den gesamten Tiefenbereich erhält man aufgrund unterschiedlicher, entnahmebedingter Proben-schwerpunkte und der großen Streuung der Werte, schiefe oder mehrgipfelige Verteilungen. Die mehrgipfeligen Verteilungen sind nicht auf Wässer unterschiedlicher Genese zurückzuführen, sondern spiegeln nur verschiedene Tiefenniveaus wieder.

Der Kochsalz-Sättigungsgrad (Abb. 6.5) der Ruhr-Revier-Solen reicht in den bisher durch den Bergbau maximal aufgeschlossenen Tiefen bis zu 60 %. Auch hierbei zeigt sich der, im Rahmen der Datenstreuung liegende, annähernd lineare Anstieg im Salzgehalt ab einer Teufe von -300 m NN bis -450 m NN. Oberhalb von ca. -300 m NN ist

keine deutlich ausgeprägte Tendenz in der Salinität zu beobachten. In diesem Tiefenbereich findet Grundwasserzirkulation statt.



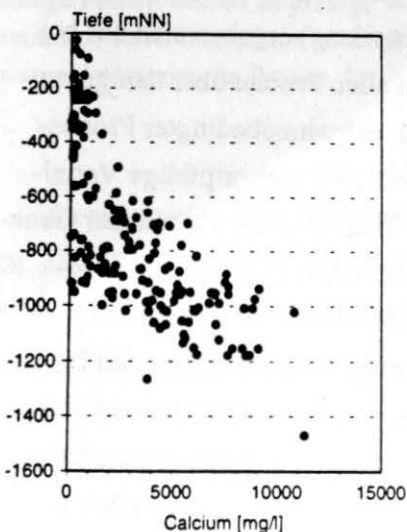
**Abb. 6.5:** Sättigungsgrad gegenüber NaCl [in %] in den Tiefenwässern. Die Linie stellt den rechnerisch ermittelten Trend dar. Rein hypothetisch würde eine lineare Extrapolation zur Tiefe gesättigte Lösungen in -1700 bis -2000 m NN, je nach Lage der Regressionsgeraden, ergeben. Aus diesen Tiefen sind bisher keine Analysen bekannt.

Einen Überblick über die minimalen und maximalen Konzentrationen gibt Tabelle 6.1, Mittelwerte wurden aus bereits erwähnten Gründen nicht angegeben.

Das häufigste Kation bei den Tiefenwässern ist Natrium mit über 80 meq%. Die höchste Natriumkonzentration wurde mit 73 000 mg/l analysiert.

Den zweithöchsten Anteil hält Calcium mit durchschnittlich 10 bis 20 Äquivalentprozenten, selten übersteigen die Anteile 20 meq% und liegen immer deutlich unterhalb der Natriumanteile.

Daneben tritt Magnesium in bedeutenderen Mengen auf, aber immer unter 10 meq%. Sowohl die Calcium- als auch die Magnesiumkonzentrationen nehmen deutlich mit der Tiefe zu, steigen also auch mit zunehmender Gesamtmineralisation (Abb. 6.6).



**Abb. 6.6:** Calciumkonzentrationen der Tiefenwässer in Abhängigkeit von der Tiefenlage der Entnahmepunkte. Da Calcium und Magnesium streng parallel verlaufen, wurde auf die Darstellung der Magnesiumgehalte verzichtet.

Kalium und Strontium wurden ebenfalls in allen Wasserproben in größeren Mengen nachgewiesen, spielen aber anteilmäßig mit maximal 1 meq% bis 2 meq% keine Rolle bei der Ionenbilanz. Beide Ionen besitzen die Tendenz zur Konzentrationszunahme mit der Tiefe, allerdings mit erheblich größerer Streuung als z.B. das Calcium. Die Ursache für diese Streuung liegt in verschiedenen zusammenwirkenden geochemischen Prozessen.

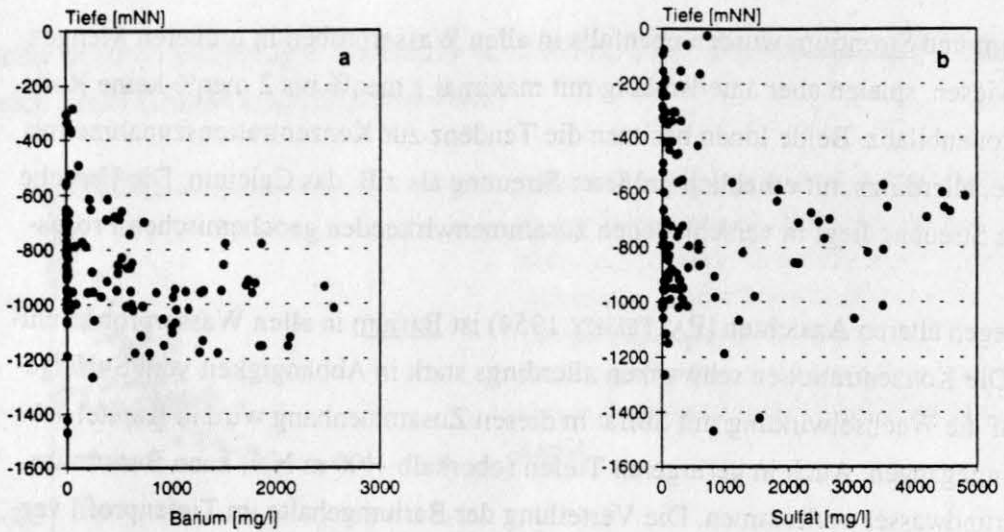
Entgegen älteren Ansichten (PATTEISKY 1954) ist Barium in allen Wasserproben enthalten. Die Konzentrationen schwanken allerdings stark in Abhängigkeit vom Sulfatgehalt. Auf die Wechselwirkung mit Sulfat in diesen Zusammenhang wird in Kapitel 7.1. näher eingegangen. Auch in geringeren Tiefen (oberhalb -400 m NN) kann Barium im Tiefengrundwasser vorkommen. Die Verteilung der Bariumgehalte im Tiefenprofil verläuft ähnlich, wie die der Sulfatkonzentrationen (Abb. 6.7), nur mit dem Unterschied, daß das Maximum der Bariumkonzentrationen im Tiefenbereich zwischen ca. -950 m NN und -1200 m NN liegt. Als Maximalwert wurden 2 550 mg Ba/l analysiert.

Kationen	Na	K	Ca	Mg	Sr	Ba
Minimum	32	6	22	0,2	0,3	<0,05
Maximum	73 000	1 180	11 300	2 740	1 530	2 550
Anionen	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>			
Minimum	66	<5	<1			
Maximum	128 000	4 820	1 570			

**Tab. 6.1:** Minimum- und Maximumkonzentrationen der Hauptelemente in den Tiefenwässern über den gesamten Tiefenbereich. Auf die Angabe von Mittelwerten wurde wegen der annähernd linearen Konzentrationszunahme mit der Tiefe verzichtet.

(Die Konzentrationen sind in mg/l angegeben.)



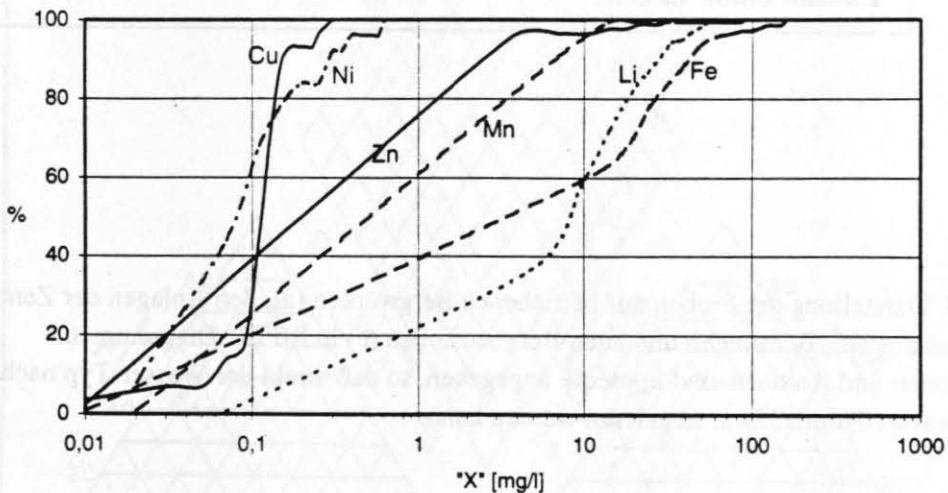
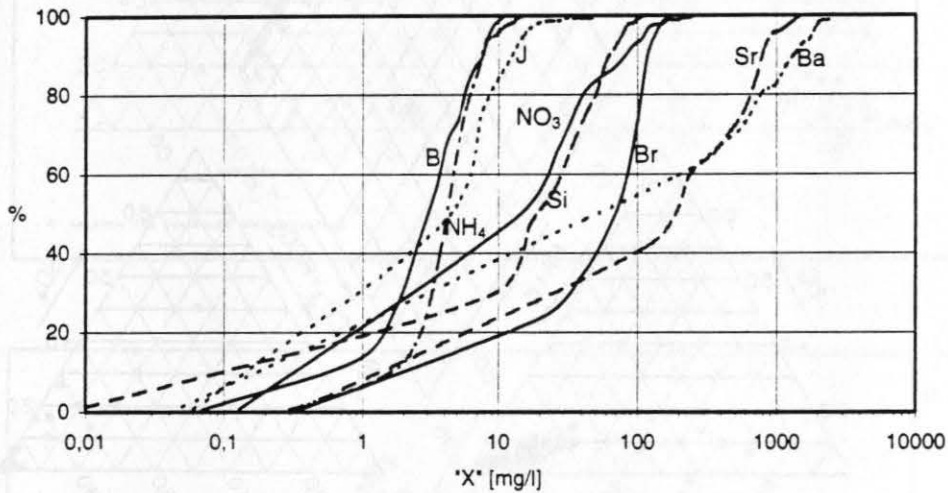
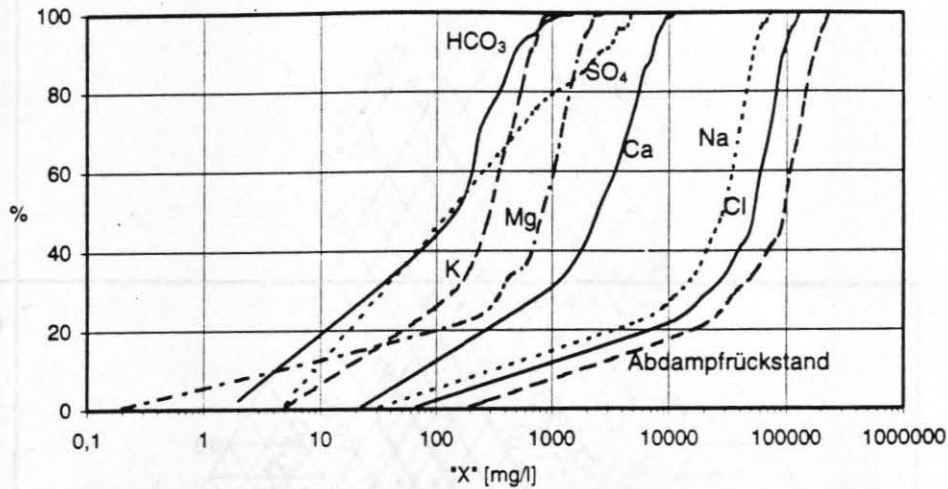


**Abb. 6.7:** Barium (a)- und Sulfatkonzentrationen (b) der Grubenwässer in Abhängigkeit von der Tiefenlage der Entnahmepunkte.

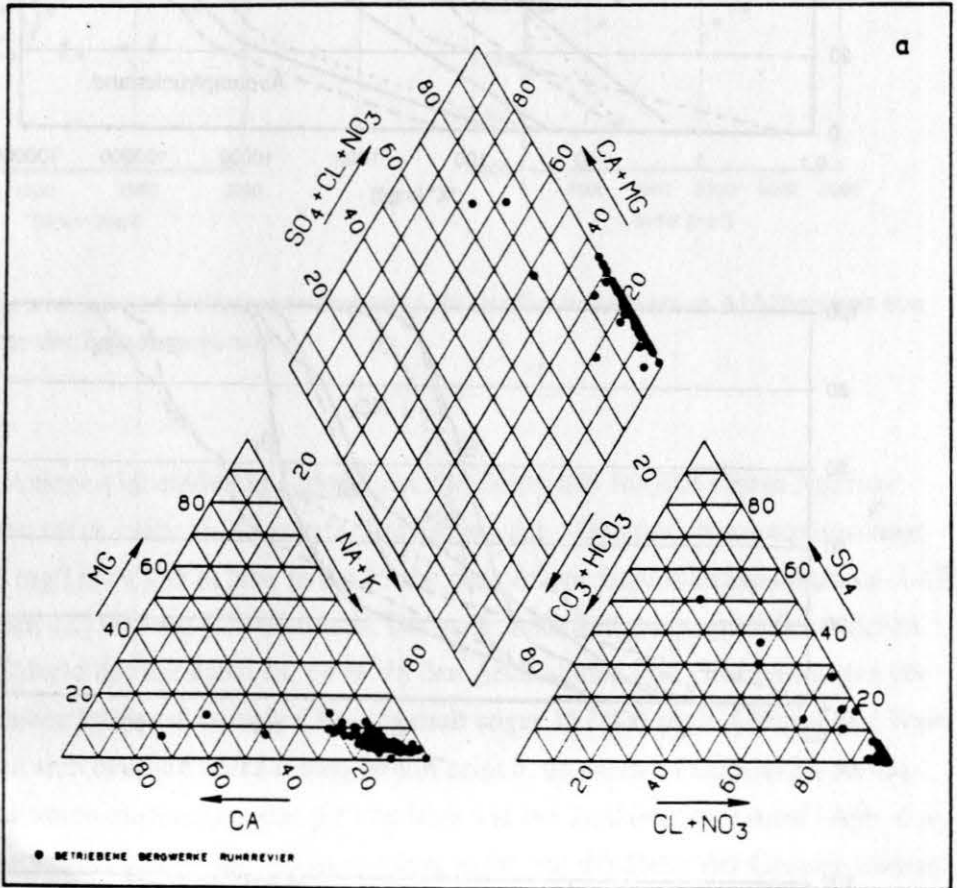
Bei den Anionen ist eindeutig Chlorid das dominierende Ion mit einem Äquivalentanteil von meist mehr als 98 meq%. Die gemessene Maximumkonzentration liegt bei 128 000 mg/l in -1 175 m NN. In der Probe des tiefsten Beprobungspunktes in -1 470 m NN wurden 127 000 mg Cl/l bestimmt. Der maximale Sättigungsgrad dieser Solen bezüglich Chlorid beträgt dabei ca. 60 %. In den Archivdaten von Grubenwässern im Ruhr-Revier beträgt der maximale Chloridgehalt sogar 157 000 mg/l. Chlorid und Natrium verhalten sich deutlich tiefenabhängig und zeigen, da sie den Hauptanteil der Gesamtmineralisation ausmachen, das gleiche Bild wie der Abdampfrückstand (Abb. 6.4).

Die Sulfatverbreitung in den Wässern hängt nicht von der Höhe der Gesamtmineralisation ab, sondern wird u.a. durch bakterielle Vorgänge gesteuert. Es existieren Lokalisationen bei denen von zwei benachbarten Proben eine sulfathaltig, die andere sulfatfrei vorgefunden wurde. Trotzdem ist ein Verteilungsmuster im Tiefenprofil erkennbar (Abb. 6.7b). Im Bereich zwischen -600 m NN und -800 m NN zeigt sich ein Maximum der Sulfatkonzentrationen, darunter nehmen die Gehalte wieder ab. Aus dieser Darstellung wird aber deutlich, daß auch unterhalb -800 m NN Sulfat auftreten kann.

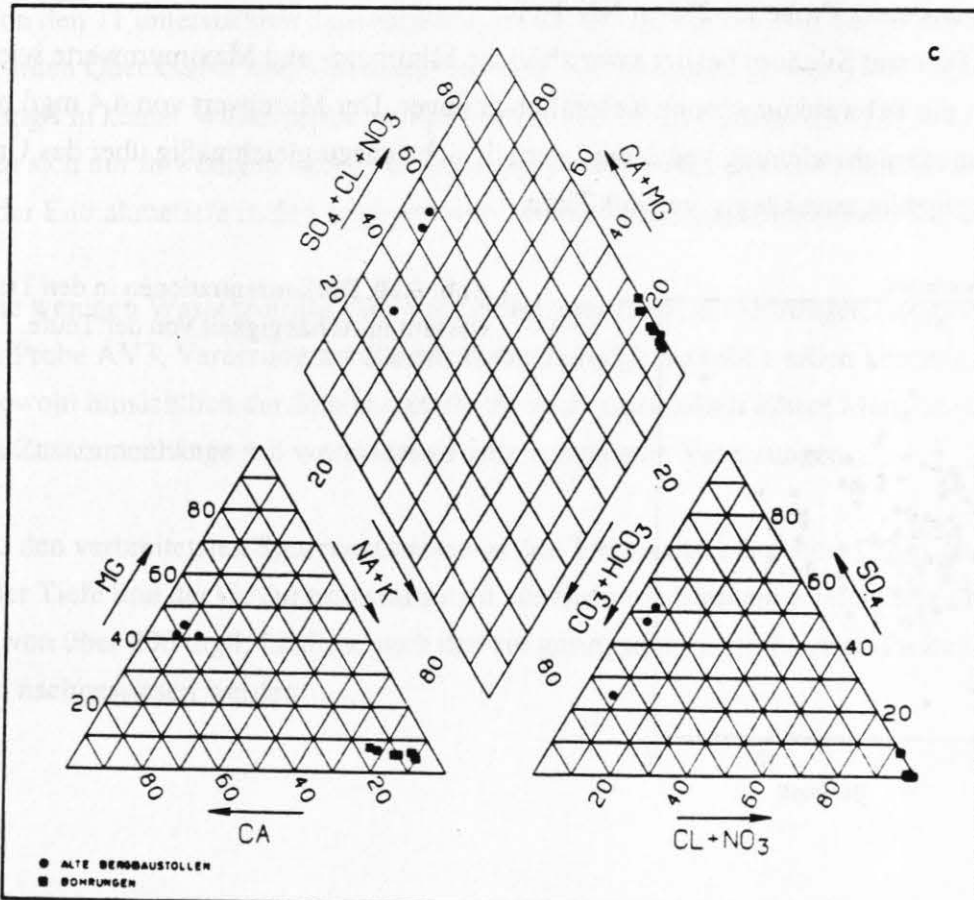
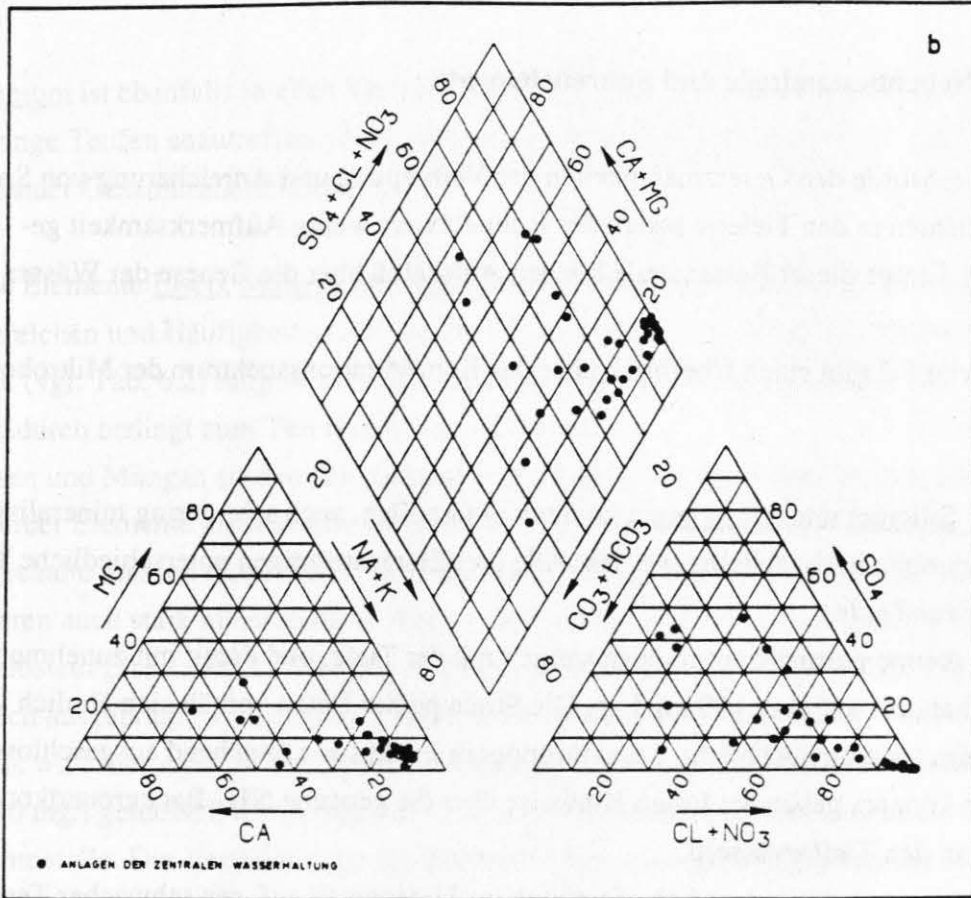
Hydrogenkarbonat ist in nahezu allen Proben in Konzentrationen zwischen 100 mg/l und 200 mg/l zu finden, wobei die Gehalte zur Tiefe tendenziell abnehmen. Die maximalen Werte sind auf Wässer aus geringeren Tiefen beschränkt.



**Abb. 6.8:** Summenkurven der Häufigkeitsverteilung der Haupt-, Neben- und einiger Spurenbestandteile in den Tiefenwässern. Erfasst sind Karbon-Wässer und Wässer des tieferen Deckgebirges.



**Abb. 6.9:** Darstellung der Proben aus betriebenen Bergwerken (a), den Anlagen der Zentralen Wasserhaltung (b), Bohrungen und alten Bergbaustollen (c) in PIPER-Diagrammen. Die Kationen und Anionen sind in meq% angegeben, so daß direkt der Wasser-Typ nach der Mineralwasser-Nomenklatur abgelesen werden kann.





### 6.1.3. Nebenbestandteile und Spurenelemente

Bisher wurde den Gesetzmäßigkeiten der Verbreitung und Anreicherung von Spurenelementen in den Tiefenwässern des Ruhr-Reviers wenig Aufmerksamkeit geschenkt. Einige dieser Bestandteile können Aufschluß über die Genese der Wässer geben.

Tabelle 6.2 gibt einen Überblick über das Konzentrationsspektrum der Mikrokomponenten.

Bor, Silicium und Ammonium konnten in fast allen, auch sehr gering mineralisierten Wasserproben nachgewiesen werden. Alle drei Elemente zeigen unterschiedliche Tendenzen zur Teufe.

Die Ammoniumkonzentrationen steigen mit der Tiefe, und damit mit zunehmendem Salzgehalt, bis auf über 100 mg/l an. Die Streuung der Daten verhält sich ähnlich wie z.B. beim Calcium (Abb.6.6). Da anthropogene Einflüsse weitgehend ausgeschlossen werden können, geben die Daten Hinweise über die geogene  $\text{NH}_4$ -Backgroundkonzentration in den Tiefenwässern.

Bor hingegen weist eine hohe Streuung im Tiefenprofil auf, mit schwacher Tendenz zu höheren Werten in geringeren Teufen (Abb. 6.10). Der Maximalgehalt von 13 mg/l stammt aus einer Probe in -285 m NN Tiefe.

Das Element Silicium besitzt zwar ähnliche Minimum- und Maximumwerte wie Bor, doch ist die Schwankungsbreite wesentlich geringer. Der Mittelwert von 4,4 mg/l mit einer Standardabweichung von 2 mg/l verteilt sich nahezu gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet unabhängig von der Tiefe.

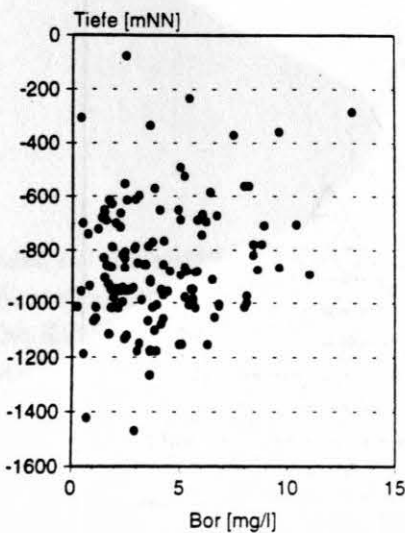


Abb. 6.10: Borkonzentrationen in den Tiefenwässern in Abhängigkeit von der Teufe.

Lithium ist ebenfalls in allen Tiefenwässern, z.T. in erheblichen Konzentrationen, bis in geringe Teufen anzutreffen. Die Li-Konzentrationen steigen mit der Tiefe und zunehmender Gesamtmineralisation an.

Die Elemente Eisen, Mangan und Zink treten in sehr unterschiedlichen Konzentrationsbereichen und Häufigkeiten auf. An dieser Stelle sei auf die jeweilige Nachweisgrenze (vgl. Tab. 6.2) hingewiesen, die von der Höhe der Gesamtmineralisation abhängt und dadurch bedingt zum Teil relativ hoch sein kann.

Eisen und Mangan sind in den meisten Proben nachweisbar, wobei die Konzentrationen beider Elemente nicht immer im gleichen Verhältnis auftreten. Das bedeutet, hohe Eisengehalte müssen nicht immer auch mit hohen Mangangehalten verbunden sein. Es existieren auch stark mineralisierte Wässer ohne und sehr gering mineralisierte Wässer mit gelöstem Eisen. Die Verbreitung von Eisen und Mangan im Tiefenprofil zeigt schwach ausgeprägte Tendenzen zu höheren Konzentrationen in größeren Tiefen.

Zink wird hier nicht zu den Spurenmetallen gerechnet, da Maximalkonzentrationen über 10 mg/l gemessen wurden und es häufiger in den Tiefenwässern auftritt als die Spurenmetalle. Die Verteilung der Zn-Konzentrationen ist unabhängig von der Herkunftstiefe.

Von den 11 untersuchten Spurenmetallen (Al, As, Cd, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Se, V) wurden Quecksilber und Vanadium bei einer Nachweisgrenze von 0,001 mg/l bzw. 0,01 mg/l in keiner Wasserprobe nachgewiesen. Die übrigen analysierten Spurenmetalle finden sich nur in wenigen Proben unabhängig von der Höhe der Gesamtmineralisation und der Entnahmetiefe in den angegebenen Konzentrationsbereichen (Tab. 6.2).

Die wenigen Wasserzutritte, die in der Nähe oder direkt an Störungen (Auguste Victoria, Probe AV3, Vererzung am Blumenthaler Sprung) beprobt werden konnten, zeigten sowohl hinsichtlich der Spurenmetalle als auch hinsichtlich Eisen, Mangan und Zink keine Zusammenhänge mit vorhandenen oder vermuteten Vererzungen.

Zu den verbreitetsten Spurenelementen in den Tiefenwässern gehört Brom. Dieses mit der Tiefe und der Gesamtmineralisation zunehmende Element erreicht Maximalgehalte von über 200 mg/l. In allen, auch den am geringsten mineralisierten Proben konnte Brom nachgewiesen werden.

	B	Si	NH <sub>4</sub>	Li	Br	J	NO <sub>3</sub>
Minimum	<0,05	<0,5	<0,01	<0,1	0,4	<0,05	0,13
Maximum	13	15	111	62	256	50	174
NWG	0,05 0,1	0,5	0,01 0,5	0,1	0,1	0,05 0,1	0,1 10

	Fe	Mn	Zn
Minimum	<0,01	<0,01	<0,01
Maximum	160	91	32
Mittel	18	2,7	1,0
Median	8	1,2	0,14
Modus	12	1,2	0,1
z	136	160	85
NWG	0,01 0,5	0,01 0,05	0,01 0,1

	Al	As	Cd	Cr	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Se	V
Min	<0,01	<0,001	<0,001	<0,01	<0,005		<0,01	<0,02	<0,01	<0,005	
Max	1,0	0,007	0,02	0,26	0,30		0,48	0,62	0,6	0,01	
Mittel	0,65	0,004	0,008	0,09	0,12		0,43	0,11	0,20	0,007	
Median	0,65	0,004	0,005	0,06	0,12		0,43	0,07	0,04	0,006	
Modus	0,6	0,007		0,06	0,12			0,05		0,006	
z	16	8	4	11	28	0	2	28	7	10	0
NWG	0,01 0,5	0,001 0,005	0,001 0,05	0,01 0,1	0,005 0,01	0,0005 0,001	0,01 0,05	0,02 0,05	0,01 0,5	0,005 0,01	0,01 0,05

**Tab. 6.2:** Minimum- und Maximumkonzentrationen (alle Angaben in mg/l) der Nebenbestandteile und Spurenelemente in den Tiefenwässern aus einer Tiefe unterhalb NN. Proben oberhalb NN sind hier nicht berücksichtigt. Mittelwerte sind nur für die Spurenmetalle sowie Fe, Mn und Zn angegeben. Bei den anderen Komponenten liegt entweder eine tiefenabhängige Verteilung vor oder die Schwankungsbreite der Daten ist so hoch, daß Mittelwerte den tatsächlichen Durchschnittswert verfälschen würden. Es wurden keine rechnerischen Ersatzgrößen für Ergebnisse kleiner der Nachweisgrenze (NWG) eingeführt, so daß die Mittelwerte nur aus den vorhandenen Daten über der NWG gebildet wurden, die alle in einem engen Bereich schwanken.

z = Anzahl der Proben, in denen das jeweilige Spurenmetall nachgewiesen wurde, von insgesamt 208 Proben.

NWG= Nachweisgrenze, abhängig von der Höhe der Salzmatrix.

Jod ist nicht in gleichem Maße verbreitet und folgt auch keiner einheitlichen Anreicherungstendenz mit der Teufe. Die Konzentrationen schwanken zwischen  $< 0,05$  mg/l und 50 mg/l. Dieser Maximalwert wurde in einer Probe festgestellt. Hingegen sind J-Gehalte zwischen 10 mg/l und 20 mg/l häufig. Der arithmetische Mittelwert beträgt 6 mg/l. Die Jodkonzentrationen liegen damit in einem Konzentrationsbereich, wie sie ansonsten nur von Ölfeldwässern beschrieben werden (WHITE 1957).

Das Auftreten von Nitrat in fast allen Wasserproben ist nicht tiefegebunden, sondern streut über einen weiten Bereich bis auf Konzentrationen von 170 mg/l.

In Abhängigkeit der Herkunft von Tiefenwässern können verschiedene Spurenelemente in unterschiedlich hohen Konzentrationen auftreten. Salinare Reliktlösungen z.B. enthalten hohe Bromkonzentrationen ( $> 1000$  mg/l) (u.a. CARPENTER 1978, SANDERS 1991, VOIGT 1977), während diese in Ablaugungslösungen niedrig sind (MÜLLER 1969). Bei Tiefenwässern magmatischen Ursprungs stehen wieder andere Spurenstoffe, wie z.B. F, S, Si, B, im Vordergrund (WHITE 1957). Deshalb ist es ohne die genaue Kenntnis über die Herkunft und Genese der Tiefenwässer schwierig, die relative Höhe der Spurenelementgehalte zu beurteilen.

Gegenüber Meerwasser (vgl. Anhang I.1) sind in den Tiefenwässern im Ruhr-Revier alle Spurenelemente (und ab einer bestimmten Tiefe auch alle Hauptelemente, bis auf Magnesium) angereichert. Die Konzentrationen von Jod und Lithium können als relativ hoch angesehen werden, während die Bromgehalte im Verhältnis zum Chlorid niedrig sind. Über geogene Nitratanteile in Tiefenwässern ist bisher wenig veröffentlicht (z.B. WHITE et al. 1963). Verglichen mit anthropogenen Nitratbelastungen durch landwirtschaftliche Nutzung, die bis zu 700 mg/l erreichen können (MATTHESS 1990), sind die vorliegenden Werte relativ niedrig. Unter Berücksichtigung, daß anthropogene Einflüsse auszuschließen sind, sind Konzentrationen über 100 mg/l, wie sie in stark mineralisierten Proben auftreten, jedoch als hoch zu bewerten.

#### 6.1.4. Zeitliche Veränderungen des Grubenwasserchemismus

Die einmalige hydrochemische Untersuchung eines Aquifersystems kann immer nur einen jeweiligen Ist-Zustand repräsentieren. Dauerbeobachtungen sind notwendig, um eventuelle Veränderungen in der hydrochemischen Zusammensetzung zu dokumentieren. Im Ruhr-Revier ist dies aus technischen Gründen (z.B. Abwerfen von Abbaufeldern bzw. Zechenstillegungen) nicht immer möglich.

Aus der hydrochemischen Entwicklung lassen sich fallweise Rückschlüsse auf die Herkunft der Wässer ziehen. Zuflüsse, die aus einem karbonischen Sandstein zusitzen,



fließen erfahrungsgemäß selten länger als ein bis zwei Jahre, meistens weniger, während der sie ihren Chemismus nicht verändern. Bei Wässern, die über lange Zeiträume dem Grubengebäude zusitzen und einen anfangs abnehmenden, später sich auf niedrigerem Niveau einpendelnden Mineralisationsgrad zeigen, handelt es sich oft um aus dem Deckgebirge nachströmende Wässer mit einem nahezu unbegrenzt zur Verfügung stehenden Reservoir.

Da viele der beprobten Zufußstellen nach relativ kurzer Zeit versiegen, bieten sich in den Bergwerken zur Mehrfachbeprobung nur Dauerzuflüsse an. Solche Lokalitäten können über lange Zeiträume hohe Wassermengen bringen. Allerdings schränkte dies die Möglichkeiten einer Mehrfachanalyse auf wenige Beispiele ein. Einige Vergleichsmöglichkeiten boten sich auch zwischen den eigenen und von den Schachtanlagen zur Verfügung gestellten früheren Analysen derselben Zuflußstellen an.

Eine Lokalität, die 30 Jahre lang ca. 1 bis 2 m<sup>3</sup>/min Wasser brachte, konnte nur einmalig 1993 beprobt werden, da der Zulauf 1994 unerwartet versiegt war. Von der Schachtanlage stand eine ältere Vergleichsanalyse (1988) dieser Stelle zur Verfügung, die nahezu den gleichen Chemismus, wie 1993, aufwies. An diesem Beispiel ließ sich anhand von geologischen Karten und Schnitten die Herkunft aus dem Deckgebirge bestätigen.

Andere Vergleiche brachten keine einheitlichen Trends in der Entwicklung des Chemismus bei geogenen Grubenwasserzuflüssen, sondern schwankende Konzentrationen der einzelnen Bestandteile, z.T. unter Beibehaltung der Summe gelöster Bestandteile. Derartige Schwankungen können auf relativ kurzzeitig ablaufende Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen zurückgeführt werden.

Bei den Anlagen der Zentralen Wasserhaltung bestand, bis auf wenige Ausnahmen, nicht die Möglichkeit einzelne geogene Gebirgszuflüsse, sondern nur die Wässer ganzer Provinzen zu beproben. Der Vergleich dieser Analysen mit älteren Archivdaten von einzelnen Grubenwasserzuflüssen der gleichen Bergwerke zeigt, daß damals, als die Bergwerke noch in Betrieb waren, die Mineralisation der Einzelzuflüsse wesentlich höher gewesen ist, als die des heutigen Gesamtwassers.

An einem Beispiel einer an der Ruhr gelegenen Zeche mit zutage tretendem Karbon konnte folgende Entwicklung des Grubenwasserchemismus beobachtet werden. 1966 setzten sich die Grubenwässer aus Na-SO<sub>4</sub>-Wässern zusammen, während heute Na-HCO<sub>3</sub>-Wässer gehoben werden. Die Begründung liegt in der nahezu vollständigen Oxidation der vorhandenen Sulfide und deren Austrag, so daß sich beim Durchströmen des meteorischen Wassers durch das Gebirge keine SO<sub>4</sub>-Wässer mehr bilden können.

Ein weiteres Beispiel über die hydrochemische Entwicklung einer "Wasserstelle" stellen die Beobachtungen an den in den Schächten 1 und 2 der ehemaligen Schachtanlage Hermann V anstehenden Grubenwassersäulen dar. 1994 wurden Salinitäts- und Temperaturmessungen in beiden Schächten durchgeführt. In beiden Wassersäulen ergaben die Messungen eine Unterteilung anhand der Temperaturen und Leitfähigkeiten in zwei bzw. drei Teufenabschnitte mit jeweils nahezu konstanten Verhältnissen. Vier Jahre zuvor wurden in einem der beiden Schächte die gleichen Messungen durchgeführt. Weder die Grenzen der drei unterschiedlich hoch mineralisierten Wasserkörper, noch die Chloridkonzentrationen (rd. 90 000 mgCl/l) haben sich in den vier Jahren verändert. Die Schichtgrenzen sind vermutlich durch unterschiedlich hoch mineralisierte Zuflüsse in den Schächten entstanden. Die über vier Jahre gleichbleibenden Verhältnisse zeigen, daß zum einen die Hydrochemie der Zuflüsse annähernd konstant bleibt und zum anderen keine Durchmischung der verschieden "schweren" Wässer stattfindet.

Die vergleichenden Betrachtungen zeigen, daß sich in Abhängigkeit von der Herkunft der Wässer und zusätzlich beeinflusst durch hydrogeochemische Vorgänge der Chemismus in verschiedene Richtungen entwickeln kann.

## 6.2. Isotopenzusammensetzung

Die stabilen Umweltisotope Deuterium (D) und Sauerstoff-18 ( $^{18}\text{O}$ ) wurden in das Standarduntersuchungsprogramm der Tiefenwässer aufgenommen, während das radioaktive Umweltisotop Tritium (T) nicht an allen Proben analysiert wurde.

Bisher beschränkt sich die Kenntnis über die isotopische Zusammensetzung der Tiefenwässer im Ruhr-Becken auf wenige Daten. JACOB SHAGEN & MÜNNICH veröffentlichten 1964 u.a. vier  $\delta\text{D}$ -,  $\delta^{18}\text{O}$ - und T-Werte von Grubenwässern des Ruhr-Reviers. Über die Mineralwässer in Ostwestfalen gibt es von GEYH und MICHEL (z.B. GEYH 1974, GEYH & MICHEL 1977) verschiedene Isotopenuntersuchungen.

Während Tritium zur Altersdatierung junger Wässer bis ca. 40 Jahre herangezogen wird, geben die Verhältnisse der stabilen Isotope von Wasserstoff und Sauerstoff Hinweise auf Herkunft und Genese. Es muß an dieser Stelle ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß Isotopendaten nicht losgelöst von hydrochemischen und hydrogeologischen Ergebnissen sowie einem Genesemodell interpretiert werden können.

Auf die Erläuterung der theoretischen Grundlagen der Isotopenhydrogeologie wird im folgenden weitgehend verzichtet, hierzu wird auf die allgemeine Fachliteratur verwiesen (z.B. MOSER & RAUERT 1980, FRITZ & FONTES 1980, 1986).

Für Niederschläge der nördlichen Hemisphäre folgt die Isotopenzusammensetzung der Beziehung

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10,$$

die die meteorische Wasserlinie (meteoric water line = MWL) beschreibt (Abb. 6.13). Die temperaturbedingte Variation von Deuterium und Sauerstoff-18 entlang dieser Geraden kann für Grundwässer durch verschiedene Effekte (Höhen-, Kontinental-, Mengeneffekt) erklärt werden.

Ältere, tiefe Grundwässer weichen häufig von dieser Beziehung ab, da z.B. bei höheren Temperaturen Isotopenaustauschprozesse mit dem Gestein zu einer Verschiebung des  $^{18}O$ -Gehaltes führen, während Deuterium hiervon weitgehend unbeeinflusst bleibt. Über 100 °C kann sich dieser Austausch bedeutend auswirken. Für tiefere Temperaturen gibt es wenig Informationen, doch kommt bei alten Tiefenwässern in großen Dimensionen der Faktor Zeit hinzu, so daß wahrscheinlich auch unter 100 °C Austauschvorgänge mit dem Gestein wirksam werden können.

Tritium, das radioaktive Isotop des Wasserstoffes, entsteht auf natürliche Weise in der höheren Atmosphäre durch kosmische Strahlung. Es besitzt eine Halbwertszeit von 12,43 Jahren und zerfällt in das Tochternuklid  $^3He$ . Für die Grundwasserdatierung junger Wässer nimmt man sich die Tatsache zur Hilfe, daß durch die atmosphärischen Kernwaffenversuche hauptsächlich in der Zeit von 1952 bis 1963 das natürliche Tritium durch künstliche Produktion stark erhöht worden ist. Der Zeitpunkt und die Höhe des künstlichen Tritiummaximums, das mit den Niederschlägen in die Bodenzone gelangt ist, sind bekannt, so daß über den radioaktiven Zerfall das Grundwasseralter bzw. eine mittlere Verweilzeit berechnet werden kann. Da das Tritium Bestandteil des Wassermoleküls (HTO) ist, haben hydrochemische Änderungen keine Einflüsse auf die Tritiumkonzentrationen.

In den Tiefenwässern der betriebenen Bergwerke ist eigentlich kein Tritium zu erwarten, da das Alter mehr als 40 Jahre betragen sollte. Die Tritiummessungen wurden durchgeführt, um Beimischungen junger Wässer zu erkennen und damit auch die Qualität der Proben beurteilen zu können, da geringe Anteile von jungen Oberflächenwässern oder Brauchwässern im Chemismus bei sehr hoher Mineralisation nicht identifiziert werden können.

Der Tritiumgehalt der Niederschläge ist jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen und beträgt im Sommer ca. 30 TU, im Winter ca. 10 TU, bezogen auf das Meßgebiet und den heutigen Zeitpunkt. Der gemessene Maximalwert erreicht  $28,7 \pm 1,3$  TU im Bergwerk Robert Müser (Zentrale Wasserhaltung). Bei den meisten Proben aus den Anlagen der Zentralen Wasserhaltung liegen die Daten in der Größenordnung von 20 TU. Da Brauchwasseranteile auszuschließen sind, handelt es sich um infiltriertes jüngeres Grundwasser. Aufgrund des geringmächtigen Deckgebirges im südlichen Revier, sind diese Tritiumgehalte durchaus erklärbar. In folgenden Anlagen wurde Tritium im Grubenwasser nachgewiesen: Sälzer-Amalie, Zollverein, Heinrich, Friedlicher Nachbar, Carolinenglück, Robert Müser, Germania Südschacht und bereichsweise Gneisenau. In den Wässern von Waltrop und Zweckel konnte kein Tritium nachgewiesen werden (Lage der Bergwerke s. Anlage 1).

Bei den drei Proben aus alten Bergbaustollen wurde auf eine Tritiumuntersuchung verzichtet, da diese Wässer zu 100 % aus rezentem, meteorischem Wasser regeneriert werden.

Geringe Tritiummengen in Wasserproben aus den Bohrungen können von Resten der verwendeten Bohrspülung stammen.

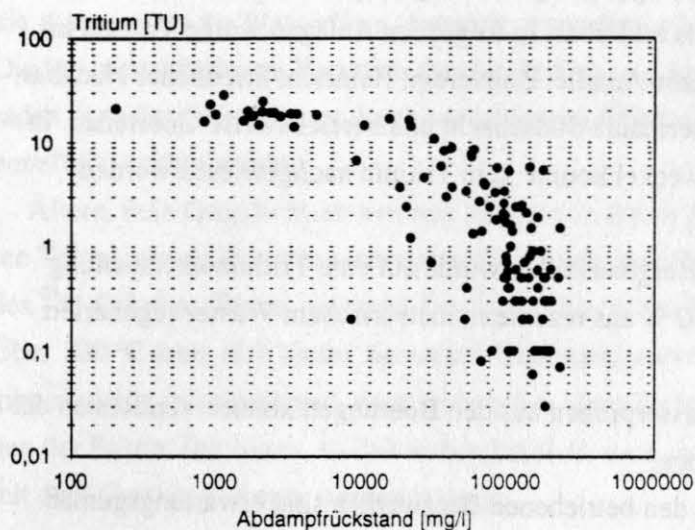
Die meisten Tiefenwässer aus den betriebenen Bergwerken sind erwartungsgemäß tritiumfrei. Einige Proben enthalten jedoch bis zu rd. 8 TU. Im Wasserdampf der Grubenluft sind je nach Stärke der Bewetterung, Feuchtigkeitsgrad und Jahreszeit unterschiedliche Tritiummengen enthalten. Durch Austausch mit dem Tritium der Grubenluft können auch reine geogene (tritiumfreie) Wässer mit Tritium kontaminiert werden. Die Tritiumaufnahme hängt u.a. von der Kontaktzeit mit der Grubenluft ab. Damit kann ein Grubenwasser, welches vor der Probennahme großflächig am Stoß entlang geflossen ist, mehr Tritium enthalten, als ein Zufluß, der direkt an der Austrittsstelle ohne Kontakt mit der Grubenluft beprobt wurde. Ein Vergleich der Art der Probennahmestellen mit der Höhe der Tritiumkonzentrationen bestätigt diesen Zusammenhang. Nahezu alle von der Firste tropfenden Zutrittsstellen enthalten Tritium. Über die Höhe der möglichen T-Kontamination beim Kontakt mit der Grubenluft bei solchen Beprobungsstellen kann wenig ausgesagt werden, da Brauchwasseranteile nicht immer ausgeschlossen werden können.

Hingegen ist infiltrierendes, tritiumhaltiges Oberflächenwasser in großen Tiefen aus hydrogeologischen Gründen in fast allen Fällen auszuschließen.

Abbildung 6.11 zeigt, daß es keine scharfe Grenze zwischen tritiumhaltigen, geringer mineralisierten Tiefenwässern und tritiumfreien Solen gibt. T-Konzentrationen größer 10 TU können mit großer Wahrscheinlichkeit den Rückschluß auf Anteile jüngeren Wassers zulassen, während zwischen 1 TU und 10 TU der Übergangsbereich liegt, bei



dem zwischen Brauchwasseranteilen und Kontamination mit der Grubenluft schwierig zu differenzieren ist. Junges meteorisches Wasser kann bei diesen Proben ausgeschlossen werden. Brauchwasseranteile kommen nur für wenige Proben mit Sicherheit in Frage, so daß der Rest tatsächlich auf Kontamination durch Grubenwetter zurückzuführen sein könnte. Weiterführende methodische Untersuchungen wären hierzu sicherlich sinnvoll.



**Abb. 6.11:** Tritiumgehalte der Tiefenwässer in Relation zur Gesamtmineralisation.

Die  $\delta D$ - und  $\delta^{18}O$ -Werte von heutigem Meerwasser liegen bei Null und variieren nur in engen Grenzen. Generell wird mit der Annahme gearbeitet, daß sich die D und  $^{18}O$ -Isotopengehalte des Ozeanwassers über geologische Zeiträume nicht verändert haben. Somit kann der SMOW-Wert als Ausgangswert für marin-sedimentogenes Porenwasser betrachtet werden.

Die Isotopenzusammensetzung der Tiefenwässer wird in Abbildung 6.13 im üblichen  $\delta D/\delta^{18}O$ -Diagramm wiedergegeben. Ein Teil der  $\delta D$ - und  $\delta^{18}O$ -Werte liegt auf der Niederschlagsgeraden im Bereich des rezenten, lokalen, meteorisch gebildeten Wassers. Von dort plotten die Daten zu positiveren Werten in Richtung des Ozeanwasser-Standards. Eine Differenzierung in die einzelnen Herkunftsbereiche (betriebene Bergwerke, Zentrale Wasserhaltung, Bohrungen) gibt Aufschluß über die Entwicklung der Isotopengehalte.

Bei den betriebenen Bergwerken liegt der Datenschwerpunkt rechts der Niederschlagsgeraden in der Nähe des SMOW. Einige im Bereich des meteorischen Wassers liegende Proben sind auf kontaminierte oder sehr gering mineralisierte Wässer zurückzuführen.

Aus den Bohrungen kommen Wasserproben des tieferen Deckgebirges, deren Isotopengehalte sich dicht an der Niederschlagsgeraden auf einer Linie zwischen meteor-

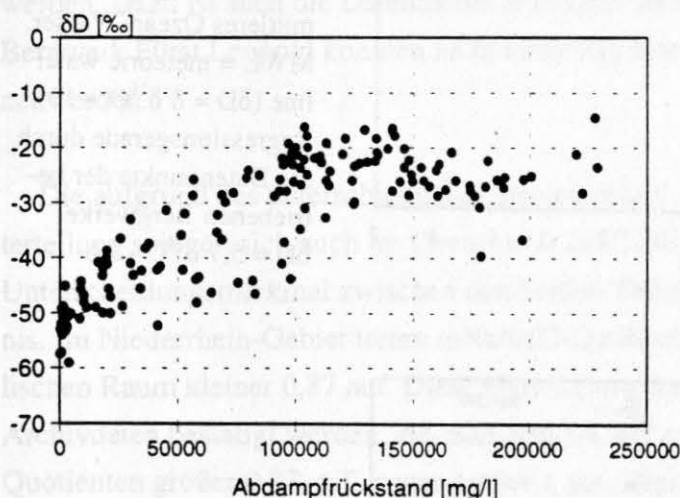
schem Wasser und Meerwasser orientieren. Die Probe mit den höchsten  $\delta D$ - und  $\delta^{18}O$ -Werten besitzt auch die höchste Gesamtmineralisation. Generell kann in den Bohrungen beobachtet werden, daß zur Tiefe mit zunehmender Mineralisation die Isotopenverhältnisse ansteigen. Dies trifft auch für alle anderen Proben zu.

Bei der Zentralen Wasserhaltung fallen drei Isotopenbereiche auf:

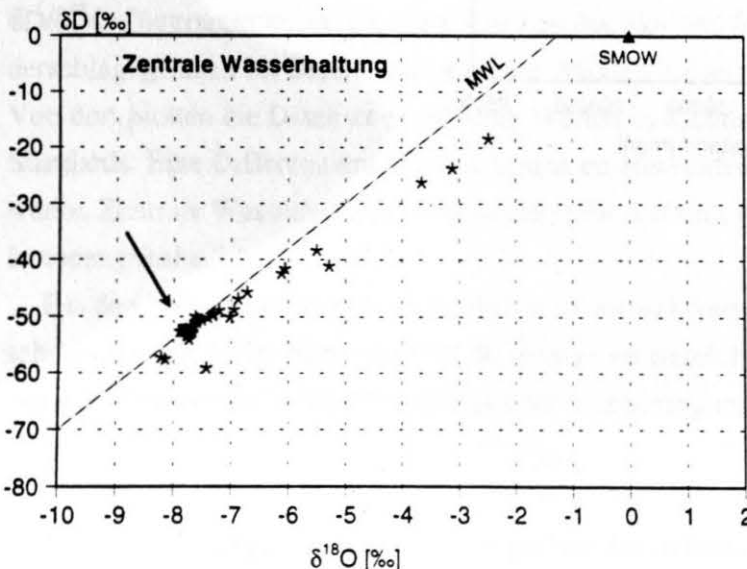
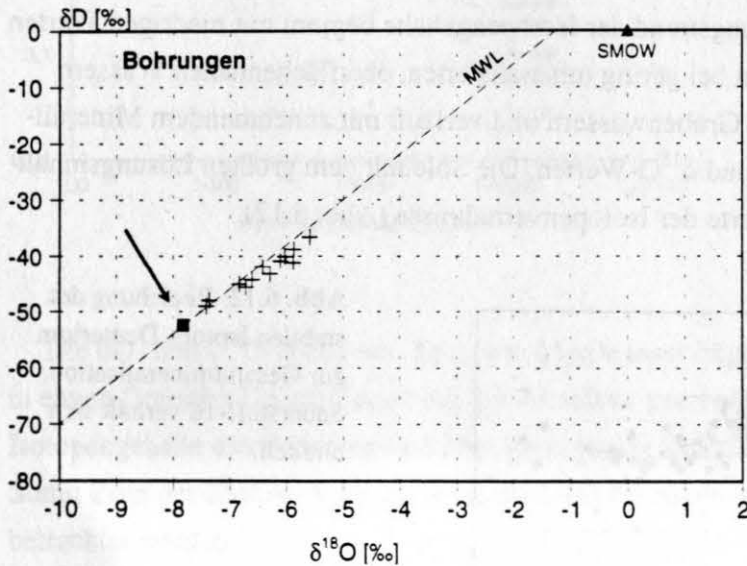
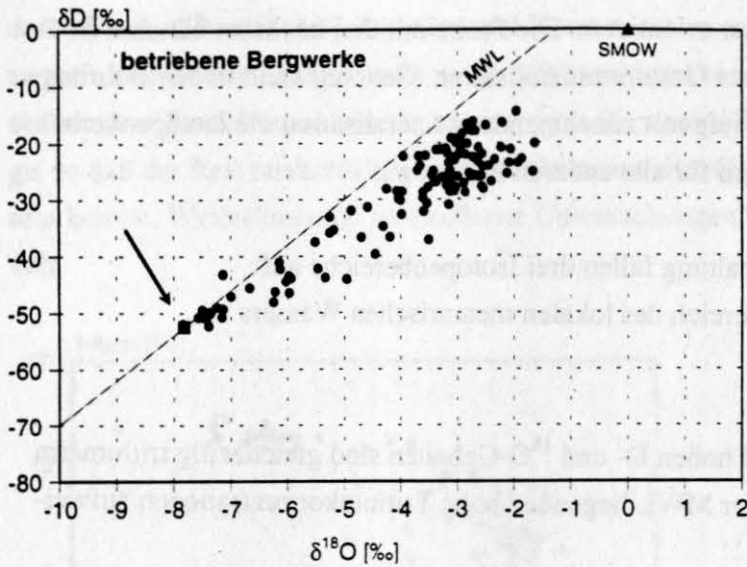
- Werte auf der MWL im Bereich des lokalen meteorischen Wassers
- mittlere Werte
- Werte nahe des SMOW.

Die Proben mit mittleren und hohen D- und  $^{18}O$ -Gehalten sind gleichzeitig tritiumarm bzw. -frei, während die auf der MWL liegenden hohe Tritiumkonzentrationen aufweisen.

Der allgemeine Entwicklungstrend der Isotopengehalte beginnt mit niedrigen Werten auf der Niederschlagsgeraden bei gering mineralisierten, oberflächennahen Wässern bzw. von solchen gespeisten Grubenwässern und verläuft mit zunehmendem Mineralisationsgrad zu höheren  $\delta D$ - und  $\delta^{18}O$ -Werten. Die Sole mit dem größten Lösungsinhalt besitzt auch die höchsten Werte der Isotopenverhältnisse (Abb. 6.12).



**Abb. 6.12:** Beziehung des stabilen Isotops Deuterium zur Gesamtmineralisation. Sauerstoff-18 verhält sich ähnlich.



**Abb. 6.13:**  $\delta$ Deuterium- und  $\delta$ Sauerstoff-18-Verteilung in den Tiefenwässern des Ruhr-Beckens, differenziert nach Herkunftsbereichen. Der Pfeil markiert den Isotopengehalt des rezenten meteorischen Wassers im Bereich des Ruhr-Gebietes ( $\delta D = -52,5$  ‰,  $\delta^{18}O = -7,82$  ‰). Grundwässer, die durch versickernde Niederschläge entstehen, liegen z.B. in diesem Bereich. Die Werte stammen von den alten Bergbaustollen-Wässern südlich der Ruhr (Proben ST1, ST2, ST3).

Der Korrelationskoeffizient liegt bei allen drei Wertemengen über 0,9. SMOW = Standard für mittleres Ozean-Wasser, MWL = meteoric water line ( $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ ). Regressionsgerade durch die Datenpunkte der betriebenen Bergwerke:  $\delta D = 5,7 \delta^{18}O - 7,6$

### 6.3. Regionale und stratigraphische Differenzierung

Bei der regionalen und stratigraphischen Auswertung der hydrochemischen Ergebnisse werden sowohl Verteilungen von Einzelkomponenten, als auch von Quotienten berücksichtigt.

Insbesondere stratigraphische bzw. teufenbedingte Unterschiede der hydrochemischen Zusammensetzung der Tiefenwässer können für Fragen der Herkunft von Grubenwässern für die Bergwerksbetriebe von Interesse sein.

#### 6.3.1. Regionale Gliederung

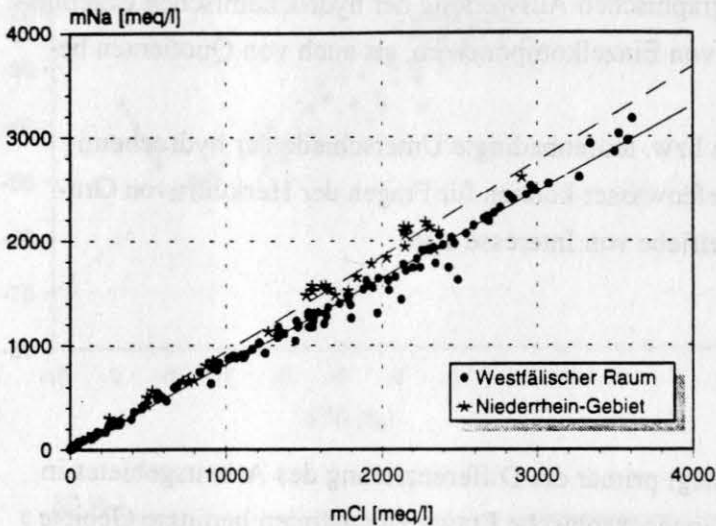
Der regionalen Auswertung liegt primär die Differenzierung des Arbeitsgebietes in zwei durch unterschiedliche paläogeographische Entwicklungslinien bedingte Gebiete zugrunde: das Niederrhein-Gebiet und der Westfälische Raum (vgl. Kap. 9.5). Die Trennlinie zwischen diesen beiden Gebieten verläuft etwa zwischen der Verbreitungsgrenze von Sedimenten des Tertiär einerseits und der Kreide andererseits (Abb. 4.2). Die in Anlage 1 angedeutete Begrenzungslinie soll nicht als exakte Grenze verstanden werden. Dazu ist auch die Datendichte in diesem Bereich zu gering. Die Proben aus dem Bergwerk Fürst Leopold konnten nicht eindeutig einem der beiden Teilgebiete zugeordnet werden.

Die aufgrund des unterschiedlichen geologischen Aufbaus getroffene regionale Unterteilung spiegelt sich auch im Chemismus der Tiefenwässer wieder. Das deutlichste Unterscheidungsmerkmal zwischen den beiden Teilgebieten ist das  $mNa/mCl$ -Verhältnis. Im Niederrhein-Gebiet treten  $mNa/mCl$ -Quotienten größer 0,87 und im Westfälischen Raum kleiner 0,87 auf. Diese Unterteilung konnte durch die Auswertung der Archivdaten bestätigt werden. An manchen Stellen im Westfälischen Raum treten auch Quotienten größer 0,87, z.T. sogar größer 1 auf. Diese Werte sind hauptsächlich in Proben aus dem Deckgebirge und bei Wässern vom Sulfat- oder Hydrogenkarbonat-Typ zu beobachten. Der  $mNa/mCl$ -Quotient hängt weder von der Gesamtmineralisation, noch von der Herkunftstiefe der Wasserprobe ab. Meerwasser besitzt einen  $mNa/mCl$ -Wert von ca. 0,87. Eine durch Ablaugung von Halit entstandene Sole hat ein  $mNa/mCl$ -Verhältnis von ca. 1 (u.a. LEHMANN 1974, ZHOU & LI 1992).

In Abbildung 6.14 sind die Äquivalentkonzentrationen von Natrium gegen Chlorid unter Berücksichtigung der beiden Teilgebiete aufgetragen. Deutlich plotten die Konzentrationen des "Niederrheins" oberhalb der Werte des Westfälischen Raumes, d.h. bei gleichen Chlorid-Äquivalentkonzentrationen existieren am "Niederrhein" die höheren



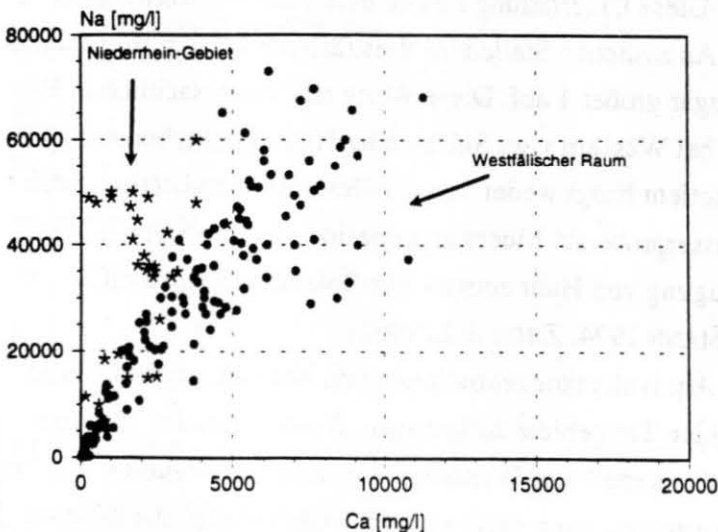
Na-Äquivalente. Eine Verschiebung der Na-Cl-Verhältnisse ist im allgemeinen auf Na-Ca-Ionenaustausch oder Lösungsvorgänge zurückzuführen (vgl. Kap. 7.1).



**Abb. 6.14:** Natrium- und Chlorid-Äquivalente [meq/l] der Tiefenwässer, differenziert in die beiden Teilgebiete. Bei den Linien handelt es sich um Regressionsgeraden durch die mNa/mCl-Verhältnisse des Westfälischen Raumes (durchgezogen) und des Niederrhein-Gebietes (gestrichelt).

Unter der Annahme, daß sich Chlorid gegenüber hydrogeochemischen Prozessen konservativ verhält, kommt für eine Variation des Na/Cl-Quotienten nur eine Veränderung der Natriumkonzentration in Frage, was für das Niederrhein-Gebiet eine relative Natriumanreicherung bzw. für den Westfälischen Raum eine Na-Abreicherung bedeutet.

Auch durch das Natrium/Calcium-Verhältnis heben sich die Tiefenwässer im Niederrhein-Gebiet hervor (Abb. 6.15). Es herrschen dort verhältnismäßig höhere Natriumkonzentrationen, bei gleichen Calciumwerten, gegenüber dem Westfälischen Raum vor. Das gleiche Bild ergibt sich aus der Natriumverteilung gegenüber dem Abdampfrückstand. Die Ca-Konzentrationen sind am Niederrhein, unabhängig von den Na-Gehalten, annähernd konstant.



**Abb. 6.15:** Natrium / Calcium-Korrelation unter Berücksichtigung der beiden Teilgebiete.

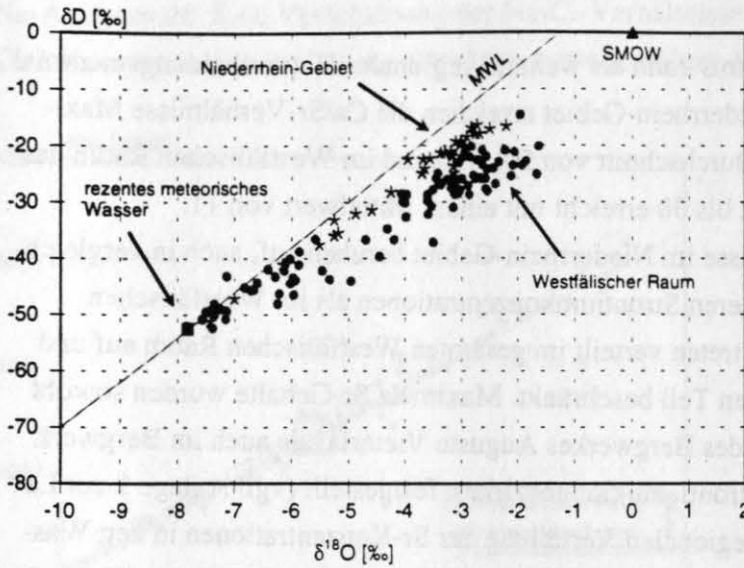
Das Ca/Sr-Gewichtsverhältnis kann als weiteres regionales Unterscheidungsmerkmal herangezogen werden. Im Niederrhein-Gebiet erreichen die Ca/Sr-Verhältnisse Maximalwerte bis 333 mit einem Durchschnitt von 50, während im Westfälischen Raum das Ca/Sr-Verhältnis Werte von 2 bis 38 erreicht mit einem Mittelwert von 11.

Die hohen Ca/Sr-Verhältnisse im Niederrhein-Gebiet beruhen auf, auch in vergleichbaren Tiefen, generell niedrigeren Strontiumkonzentrationen als im Westfälischen Raum. Die hohen Sr-Gehalte treten verteilt im gesamten Westfälischen Raum auf und sind nicht nur auf den östlichen Teil beschränkt. Maximale Sr-Gehalte wurden sowohl in Tiefenwässern im Bereich des Bergwerkes Auguste Victoria, als auch im Bergwerk Westfalen, in der Nähe des Strontianit-Gangbezirkes, festgestellt (vgl. Anlage 1 zur Lage der Bergwerke). Aus der regionalen Verteilung der Sr-Konzentrationen in den Wässern können keine unmittelbaren Zusammenhänge zu den Strontianit-Gängen (HARDER 1964) im Ost-Westfälischen Raum (nördlich Bergwerk Westfalen) abgeleitet werden.

Das gegenüber hydrogeochemischen Vorgängen sensibel reagierende Sulfat tritt in maximalen Konzentrationen im Niederrhein-Gebiet auf ( $\text{SO}_4_{\text{max}} = 4800 \text{ mg/l}$ ). Alle Proben im Bereich des Bergwerkes Fürst Leopold weisen ebenfalls hohe Sulfatgehalte auf. Im Osten beträgt hingegen die Maximalkonzentration nur  $1550 \text{ mg SO}_4/\text{l}$ . Die regionale Sulfatverteilung in den Tiefenwässern läßt einen Zusammenhang zur Gips- und Anhydrit-Verbreitung (Zechstein) am Niederrhein vermuten.

Dem ersten Anschein nach ist die Gesamtmineralisation im Niederrhein-Gebiet niedriger als im Westfälischen Raum, was aber darin begründet liegt, daß generell geringere Aufschlußtiefen erreicht werden. In vergleichbaren Tiefen zeigt sich hingegen, daß die "Niederrhein-Wässer" geringfügig höher mineralisiert sind.

Die stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 lassen ebenfalls eine regionale Variation erkennen (Abb. 6.16). Ähnlich wie bei Natrium und Chlorid liegen am "Niederrhein" bei gleichen Deuteriumgehalten niedrigere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als im Westfälischen Raum vor. Eine  $^{18}\text{O}$ -Isotopenverschiebung zu höheren Werten, die durch Sauerstoff-Isotopenaustausch mit dem Aquifergestein entsteht, könnte die Ursache für die Unterschiede zwischen diesen beiden Gebieten sein.



**Abb. 6.16:** Deuterium- und Sauerstoff-18-Verteilung in den Tiefenwässern, differenziert nach der regionalen Unterteilung. (Abkürzungen vgl. Abb. 6.13)

Anhand der beschriebenen Wasserinhaltsstoffe läßt sich anschaulich eine Differenzierung des Ruhr-Gebietes in zwei Teilgebiete durchführen. Die übrigen chemischen Parameter (z.B. Br,  $\text{NH}_4$ ) eignen sich weniger für eine regionale Auswertung. Einige Ionen (J, Fe) zeigen ebenfalls räumliche Variationen, wodurch sich allerdings die beiden Teilgebiete nur unscharf voneinander unterscheiden.

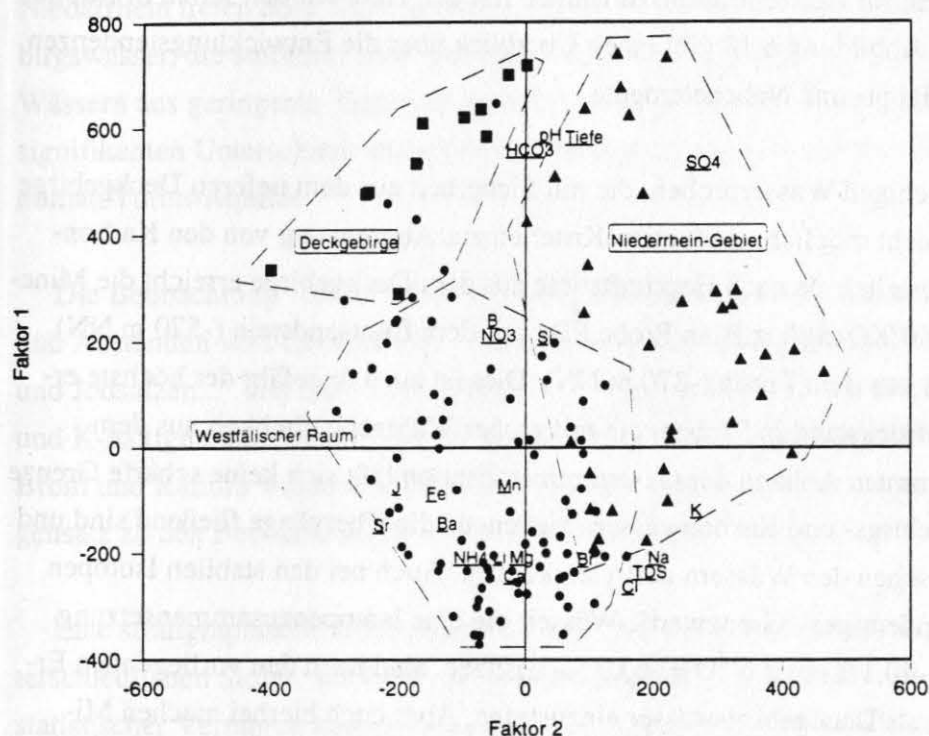
Auf die hohen Jodkonzentrationen ist bereits in Kapitel 6.1.3. hingewiesen worden. Auch deren Verteilung deutet eine räumliche Differenzierung an, die maximalen Gehalte beschränken sich auf den Westfälischen Raum. Allerdings sind die niedrigen Konzentrationen gleichmäßig auf beide Gebiete verteilt.

Ein ähnliches Verteilungsmuster ergibt sich auch bei den Eisenkonzentrationen, die im Niederrhein-Gebiet niedriger als im Westfälischen Raum sind. Eine Beziehung zu den bekannten Erz-Gängen (BUSCHENDORF et al. 1951, 1957, PILGER 1961) existiert nicht.

Mit Hilfe der Korrespondenzanalyse, bei der Proben und chemische Elemente gleichzeitig betrachtet werden, lassen sich Gruppierungen erkennen und darstellen. Die Zweiteilung des Untersuchungsgebietes kann hierbei bestätigt werden, wobei der Übergang zwischen dem Niederrhein-Gebiet und dem Westfälischen Raum bei den höher mineralisierten Proben ohne scharfe Trennung verläuft. In Abb. 6.17 ist die Projektion der Proben- und Elementpunkte auf die Ebene der ersten beiden Faktoren-Achsen dargestellt. Der Varianzanteil des Faktor 1 beträgt 38,3 % und der des Faktor 2 = 13,3 % (vgl. auch SIEHL & THEIN 1978). Mit dem höchsten Varianzanteil trennt der Faktor 1 die geringer von den stark mineralisierten Proben (vgl. dazu Kap. 6.3.2.). Die durch den Faktor 2 entstandene Gruppierung zeigt die Differenzierung zwischen Niederrhein-Gebiet und Westfälischem Raum. Im Bereich der hohen Salinitäten (TDS = Abdampf-

rückstand, Cl, Na) ist keine klare Grenze zwischen den beiden Gebieten zu ziehen. Im Überschneidungsbereich der beiden Umhüllenden liegen teilweise die Proben der Bergwerke Fürst Leopold und Westerholt (vgl. Anlage 1), die auch mit Hilfe der univariaten Elementverteilungen nicht eindeutig einem Teilgebiet zugeordnet werden konnten. Der einzige chemische Parameter, durch den sich das Niederrhein-Gebiet in dieser Darstellung hervorhebt, ist das Sulfat.

Eine weitergehende regionale Differenzierung mit Hilfe der Projektionen auf die Faktorebenen mit den nächstkleineren Varianzen ist nicht möglich.



**Abb. 6.17:** Korrespondenzanalyse von Proben mit eindeutiger Herkunft aus dem Deckgebirge (Quadrate), aus dem Westfälischen Raum (Punkte) und aus dem Niederrhein-Gebiet (Dreiecke). Dargestellt ist die Projektion auf die Ebene der ersten beiden Faktoren. Die Punkte im Areal der Wässer aus dem Deckgebirge gehören zu Proben aus Tiefen > -740 m NN mit zu geringer Salinität für die entsprechende Tiefe. Sie zeichnen sich durch Tritiumkonzentrationen > 9 TU aus. Entweder sind diese Proben mit Brauchwasser kontaminiert oder enthalten Anteile jungen Oberflächenwassers, was als unwahrscheinlich angesehen werden kann.

### 6.3.2. Stratigraphische Differenzierung

Der überwiegende Anteil der Wasserproben ist stratigraphisch betrachtet Gesteinen aus dem Westfal A bis C zuzuordnen. Eine weitaus geringere Probenmenge stammt mit Sicherheit aus dem tieferen Deckgebirge. Unter dem tieferen Deckgebirge sind Schich-



ten des Cenoman, Turon, z.T. auch unteren Emscher Mergels und im Westen zusätzlich Buntsandstein (eventuell auch Zechstein) zu verstehen.

Ebenso wie die Gesamtmineralisation der Tiefenwässer nehmen auch die meisten Haupt- und Nebenelemente mit der Tiefe zu. Eine vergleichbare tiefenabhängige Zunahme ist auch in anderen sedimentären Becken zu beobachten (z.B. RÓZKOWSKI & RÓZKOWSKI 1994). Abweichungen von diesem generellen Trend beruhen größtenteils auf Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen.

Einige Beispiele für Konzentrationszunahmen mit der Tiefe wurden schon in Kapitel 6.1. beschrieben. Abbildung 6.18 gibt einen Überblick über die Entwicklungstendenzen der wichtigsten Haupt- und Nebenelemente.

Anhand der wenigen Wasserproben, die mit Sicherheit aus dem tieferen Deckgebirge stammen, ist es nicht möglich, eindeutige Kriterien zur Abgrenzung von den Karbonwässern herauszustellen. Je nach Herkunftstiefe aus dem Deckgebirge erreicht die Mineralisation bis zu 50 000 mg/l, z.B. in Probe FD1 aus dem Buntsandstein (-570 m NN) oder in Probe M1 aus dem Turon (-370 m NN). Dies ist auch ungefähr der höchste ermittelte Abdampfrückstand in Proben, die mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Deckgebirge stammen. Anhand der Gesamtmineralisation läßt sich keine scharfe Grenze zwischen Deckgebirgs- und Karbonwässern ziehen, da die Übergänge fließend sind und Mischungen zwischen den Wässern auftreten können. Auch bei den stabilen Isotopen gibt es keinen eindeutigen "Grenzwert". Wässer, die eine Isotopenzusammensetzung kleiner als  $\delta D = -40,1 \text{ ‰}$  und  $\delta^{18}O = -6,03 \text{ ‰}$  besitzen, sind nach den vorliegenden Ergebnissen sicher als Deckgebirgswässer einzustufen. Aber auch hierbei machen Mischungen oder Einwirkungen von Prozessen, die die Isotopenverhältnisse verändern, eine eindeutige Grenzziehung schwierig.

Wichtigstes Hilfsmittel zur Klärung der Herkunft eines Zuflusses bleibt die detaillierte Auswertung der geologischen Unterlagen auf mögliche Verbindungen zum Deckgebirge. Solche Verbindungen können z.B. Störungen oder auch an der Karbonoberfläche austreichende mächtigere Sandsteinspartien sein. Notwendig ist ein Vergleich mit Grubenwasseranalysen aus der Umgebung und eine Einordnung der fraglichen Probe in eine tiefenorientierte Darstellung der wichtigsten hydrochemischen Parameter. Hieraus kann in vielen Fällen entschieden werden, aus welchem Tiefenbereich die Probe kommen kann und ob damit eine Herkunft aus dem Deckgebirge möglich ist. Ist eine Kontamination durch Betriebswässer auszuschließen, gibt es wenige hydrochemische Bestandteile, die Hinweise auf Deckgebirgsherkunft geben. Generell sind die Deckgebirgswässer durch hohe Borkonzentrationen (8 mg/l bis 13 mg/l) und hohe B/Cl-Verhältnisse ( $> 0,0002$ ) gekennzeichnet. Die negative Borkorrelation mit der Tiefe unterstreicht diese

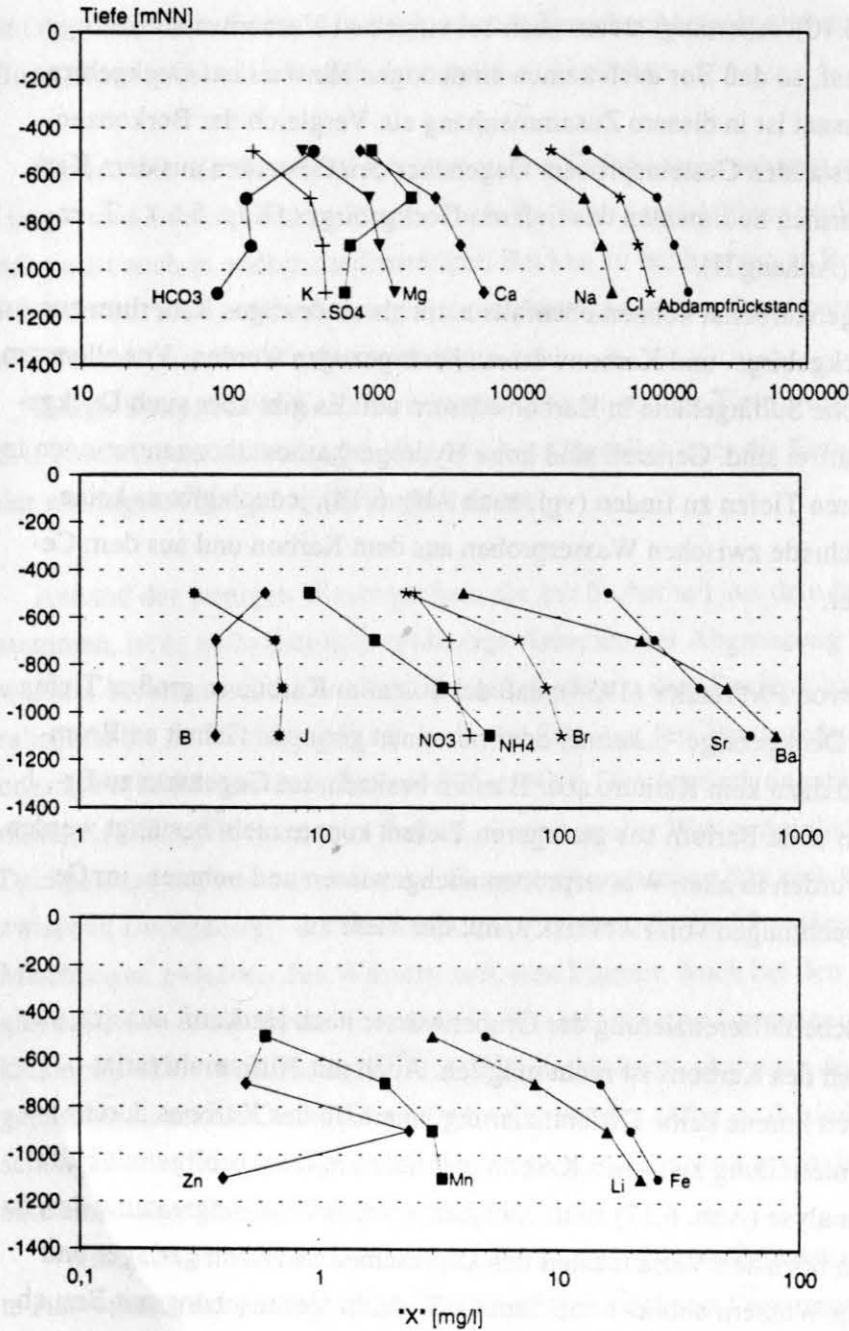
Beobachtung (Abb. 6.10). Allerdings treten auch bei einzelnen Karbonwässern Borgehalte von rd. 8 mg/l auf, so daß Bor auch keinen eindeutigen Hinweis auf Deckgebirgswasser liefert. Interessant ist in diesem Zusammenhang ein Vergleich der Borkonzentrationen in den untersuchten Gesteinsproben. Gegenüber den Gesteinen aus dem Karbon ist Bor in den marinen Sedimenten des tieferen Deckgebirges (Kap. 5.6.) z.T. erheblich angereichert (Anhang II).

Sulfat und Hydrogenkarbonat können ebenfalls nicht als eindeutiges Kriterium zur Abgrenzung von Deckgebirgs- und Karbonwässern herangezogen werden. Vor allem am Niederrhein treten hohe Sulfatgehalte in Karbonwässern auf. Es gibt aber auch Deckgebirgswässer, die sulfatfrei sind. Generell sind hohe Hydrogenkarbonatkonzentrationen in Wässern aus geringeren Tiefen zu finden (vgl. auch Abb. 6.18), jedoch gibt es keine signifikanten Unterschiede zwischen Wasserproben aus dem Karbon und aus dem Cenoman/Turon-Aquifer.

Die Beobachtung von PATTEISKY (1954), daß die Solen im Karbon in großen Tiefen und Abständen vom Deckgebirge "...keinen oder nur einen geringen Gehalt an Brom- und Jodsalzen..." und dazu kein Kalium, aber Barium besitzen, im Gegensatz zu Br-, J- und K-haltigen Solen ohne Barium aus geringeren Tiefen, konnte nicht bestätigt werden. Brom und Kalium wurden in allen Wasserproben nachgewiesen und nehmen, im Gegensatz zu den Beobachtungen von PATTEISKY, mit der Tiefe zu.

Eine stratigraphische Differenzierung der Grubenwässer nach Herkunft aus den unterschiedlichen Stufen des Karbons ist nicht möglich. Auch mit Hilfe multivariats-statistischer Verfahren konnte keine Differenzierung innerhalb des Karbons durchgeführt werden. Die Unterteilung zwischen Karbon und tieferem Deckgebirge mit Hilfe der Korrespondenzanalyse (Abb. 6.17) stellt ebenfalls keine präzise Abgrenzung dar, da der Faktor 1 mit dem höchsten Varianzanteil den Unterschied zwischen geringer und höher mineralisierten Wässern abbildet und damit z.B. durch Vermischung mit Brauchwasser verdünnte Tiefenwässer den Proben aus dem Deckgebirge zuordnet. Erkennbar sind solche vermischten Tiefenwässer an erhöhten Tritiumkonzentrationen, die ansonsten nur durch Anteile jungen Oberflächenwassers zu erklären sind, was aber in Tiefen > -800 m NN äußerst unwahrscheinlich ist.

Die Anordnung der chemischen Elemente in Abb. 6.17 ergibt hinsichtlich der Deckgebirgswässer keine signifikanten Merkmale. Die Beziehung zwischen der Variablen-gruppierung -  $\text{HCO}_3$ , pH, Tiefe [m NN] - und den Wasserproben aus dem Deckgebirge beruht auf der Tatsache, daß die pH-Werte sowie die Hydrogenkarbonatkonzentrationen in geringen Tiefen am größten sind.



**Abb. 6.18:** Entwicklungstendenzen der wichtigsten Haupt- und Nebenelemente gegenüber der Tiefe. Dargestellt sind Mittelwerte von vier ausgewählten Tiefenintervallen [in m NN]: 0 bis -600, -601 bis -800, -801 bis -1000, -1001 bis -1470. Die Symbole in den Entwicklungskurven stellen den jeweiligen Mittelwert dar.

## 7. Entstehung und Entwicklung der Mineralisation der Tiefenwässer

### 7.1. Hydrogeochemie

Die hydrochemische Zusammensetzung von Tiefenwässern wird nicht nur durch deren primäre Herkunft, sondern auch durch vielfältige hydrogeochemische Wechselwirkungen bestimmt. Schon PLINIUS erkannte: "Tales sunt aquae qualis terra per quam fluunt." (Die Wässer sind so beschaffen, wie das Erdreich, durch das sie fließen.). Damit sind Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen angesprochen.

Im folgenden Kapitel werden Kontrollmechanismen, die die Hydrochemie der Tiefenwässer beeinflussen können, beschrieben. Als Ausgangsprodukt der salinaren Lösungen wird zunächst Meerwasser angenommen, unabhängig davon, ob Eindunstungsprozesse oder Salzablaugungsvorgänge stattgefunden haben.

Die ausgeprägte Konzentrationszunahme der meisten Wasserinhaltsstoffe mit der Tiefe (vgl. Abb. 6.18) zeigt eine Überschreitung der Meerwasserkonzentration (vgl. Anhang I.1) ab einer Tiefe von rd. -600 m NN.

Dieses nahezu lineare Profil gelöster Salze setzt sich nach oben bis in das Grundwasser des tieferen Deckgebirges fort und reicht bis ca. -200 m NN bis -400 m NN. Dieses Niveau kann nicht exakt festgelegt werden, da zu wenig Proben aus dem tieferen Deckgebirge zur Verfügung stehen. Der oberste Bereich ist durch Grundwasserzirkulation geprägt, was eine kontinuierliche Verdünnung bzw. Vermischung bewirkt. Das lineare Salzprofil deutet einen stationären Stofftransport in porösen Medien durch molekulare Diffusion von den stark mineralisierten Tiefenwässern in das oberflächennahe, süße Grundwasser an (SONNTAG 1992). Durch diesen Diffusionsvorgang werden Konzentrationsunterschiede ausgeglichen, auch wenn keine konvektive Strömung vorhanden ist. Notwendig ist lediglich ein deutliches Konzentrationsgefälle, das durch die gering mineralisierten oberflächennahen Grundwässer gegeben ist.

Natrium als Hauptbestandteil der Kationen ist generell schon ab ca. -400 m NN gegenüber Meerwasser angereichert. Wegen der hohen Löslichkeit der Natriumsalze kann es in großen Mengen angereichert werden. Die maximal erreichten Na-Sättigungen gegenüber NaCl betragen in den Tiefenwässern ca. 50 %. Solche hohen Na-Konzentrationen können nur durch konzentriertes Meerwasser oder durch Solen, die im Zusammenhang mit Salzlagerstätten stehen (Mutterlaugen, Subrosionssolen), entstehen. Während der Diagenese der Tiefenwässer führen hauptsächlich Ionenaustauschprozesse zwischen der Porenlösung und Tonmineralen zu Veränderungen des Na-Anteils.

In einigen Proben erreichen die Calciumkonzentrationen bis zu 20 % der Kationen-zusammensetzung, was durch Austausch von Natrium aus der Lösung gegen Calcium



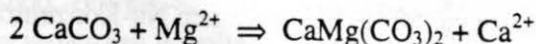
aus Tonmineralen erklärt werden kann (MATTHESS 1990). Umgekehrt besteht die Möglichkeit, daß Calcium gegen Natrium, das an den Oberflächen neu gebildeter Tonminerale gebunden ist, ausgetauscht wird. Durch Verwitterung von Na-reichen Plagioklasen kann es ebenfalls zur Erhöhung der Na-Konzentration im Grundwasser kommen (WEDEPOHL 1978).

Das Natrium liegt in den Solen mit über 99 % als  $\text{Na}^+$ -Ion vor, in den sulfathaltigen Wässern treten zusätzlich mit geringem Anteil  $\text{NaSO}_4^-$ -Komplexionen auf.

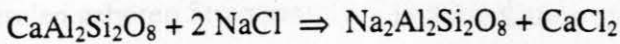
Die Kaliumkonzentrationen steigen, wie z.B. auch Natrium, mit zunehmender Gesamtmineralisation an. Die gute positive Korrelation mit dem Abdampfrückstand oder auch mit Natrium weist auf den gleichen Anreicherungsmechanismus hin. Gegenüber Meerwasser ist Kalium weitaus geringer als Natrium angereichert. Der Meerwassergehalt wird nur um das drei- bis vierfache bei maximalen Salzkonzentrationen überschritten. Das Na/K-Verhältnis des Meerwassers von rd. 28 ist in allen Tiefenwasserproben z.T. erheblich größer. Kalium wird relativ leicht an Tonminerale adsorbiert und sogar in Mineralgitter eingebaut, so daß es der Lösung schnell wieder entzogen werden kann. Durch Bildung von Illit kommt es zur Kaliumabnahme (WEDEPOHL 1978). Illit konnte in allen untersuchten Gesteinsproben röntgendiffraktometrisch nachgewiesen werden.

Nach Berechnungen der Speziesverteilung mit dem Programm PHREEQE liegt Kalium in den Solen fast ausschließlich als  $\text{K}^+$ -Ion vor. Bei Anwesenheit von Sulfat kann rd. 1 % der K-Spezies als  $\text{KSO}_4^-$  komplexiert sein.

Die Tiefenwässer unterscheiden sich von Meerwasser durch einen geringeren Magnesium-Anteil. Das Calcium/Magnesium-Verhältnis beträgt in den Tiefenwässern rd. 3 bis 4 und hat sich damit gegenüber dem Ozeanwasser (0,32) umgekehrt. Während Calcium generell in hohen Konzentrationen auftritt, unterschreitet Magnesium in vielen Proben den Meerwassergehalt. Eine wichtige zur Ca-Anreicherung und gleichzeitig Mg-Abnahme führende Reaktion ist die Dolomitisierung von Calcit im späten Stadium der Diagenese, wobei Calcium durch Magnesium ersetzt wird (u.a. CARPENTER 1978, WEDEPOHL 1978):



Der bereits beim Natrium erwähnte Kationenaustausch führt zur Erhöhung der Calciumkonzentrationen. Eine Zunahme von Calcium auf Kosten von Natrium mit zunehmender Tiefe ist nicht zu erkennen. Die Albitisierung der Anorthit-Komponente in Plagioklasen kann ebenfalls zur Erhöhung der Calciumkonzentration führen (LAND 1992, KREITLER 1989):

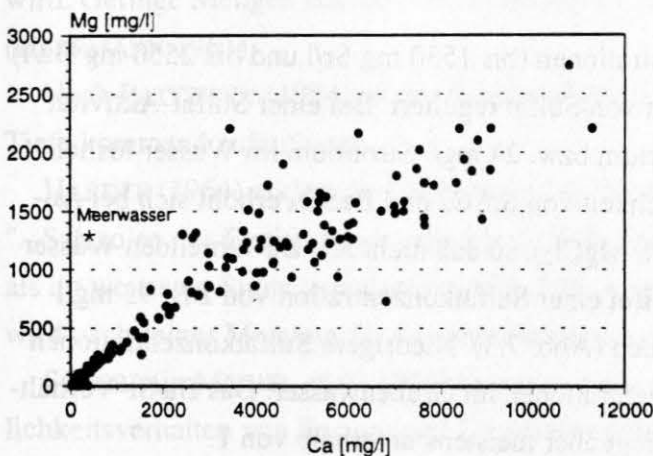


Magnesium kann neben der spätdiagenetischen Entstehung von Dolomit auch durch Mg-Chlorit-Bildung und Austausch gegen Calcium an Tonmineraloberflächen aus der Lösung entfernt werden (WEDEPOHL 1978).

Generell wird der Ca-Gehalt in Grundwässern durch das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht gesteuert. Die Löslichkeit von Calcium steigt mit sinkender Temperatur und steigendem  $\text{CO}_2$ -Gehalt. Bei Entweichen des freien  $\text{CO}_2$  aus auf Klüften oder Störungen zirkulierenden Wässern kann dort  $\text{CaCO}_3$  ausfallen. Calcitische Kluftbeläge können häufiger beobachtet werden (Abb. 4.6, oberstes Foto).

In den Tiefenwässern mit relativ niedrigen Hydrogenkarbonatkonzentrationen liegt Calcium überwiegend als  $\text{Ca}^{2+}$ -Ion und mit einem Anteil von unter 1% der Ca-Spezies als  $\text{CaHCO}_3^+$  vor. Bei Anwesenheit von Sulfat bildet Calcium zusätzlich  $\text{CaSO}_4$ -Komplexe, die rd. 25 % der Ca-Aktivität ausmachen können. Für Magnesium gelten ähnliche Verteilungen.

Die gute positive Korrelation zwischen Calcium und Magnesium spricht für einen in die gleiche Richtung wirksamen Kontrollmechanismus, wobei Calcium überproportional gegenüber Magnesium angereichert wird (Abb. 7.1).



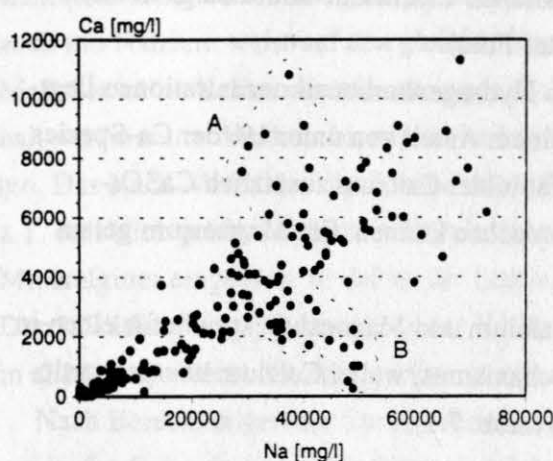
**Abb. 7.1:** Calcium- und Magnesium-Verteilung in den Tiefenwässern.  
Der Korrelationskoeffizient beträgt  $r = 0,93$ .

Calcium hat in den Tiefenwässern gegenüber Meerwasser eine erhebliche Anreicherung erfahren, die sicher nicht ausschließlich durch Kationenaustausch oder durch einen der anderen vorher beschriebene Prozesse erklärt werden kann. Gegen Dolomitbildung als alleinigen Prozeß der Ca-Zufuhr und gleichzeitigen Mg-Entfernung spricht die positive Ca-Mg-Beziehung. Eine primäre Ca-Zufuhr ist in einem engen Zusammenhang mit dem Ursprung der Tiefenwässer zu sehen (Kap. 9.1.).

Die positive Korrelation von Calcium und Magnesium sowohl mit Chlorid, als auch mit dem Abdampfrückstand läßt den Vorgang der Molekulardiffusion, der die mit der

Tiefe zunehmende Salinität erklärt, erkennen. Abweichungen von diesem Trend sind auf lokale, hydrogeochemische Vorgänge zurückzuführen.

Gegenüber Natrium - das gleiche gilt auch für Chlorid - gibt es einen Bereich, in dem Calcium verstärkt angereichert ist (Abb. 7.2, A). Diesen Proben liegt weder eine regionale, noch eine stratigraphische Anordnung, wie z.B. Deckgebirgsherkunft, zugrunde. Eine andere Probengruppe (Abb. 7.2, B) zeichnet sich durch Calciumabreicherung gegenüber Natrium aus. Dieses lokale Phänomen ergab bei näherer Identifikation der Werte eine Zugehörigkeit dieser Proben zum Niederrhein-Gebiet (vgl. auch Abb. 6.15). Die Streuweite der Daten nimmt generell mit steigender Mineralisation zu.



**Abb. 7.2:** Natrium/Calcium-Korrelation.

A: Bereich mit Calciumanreicherung, B: Bereich mit Calciumabreicherung.

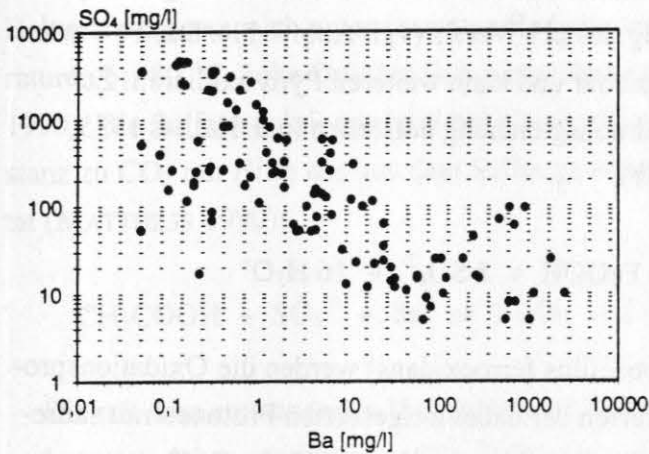
Die Strontium- und Bariumkonzentrationen (bis 1530 mg Sr/l und bis 2550 mg Ba/l) im Wasser werden durch das Angebot von Sulfat reguliert. Bei einer Sulfat-Aktivität von 100 mg/l sind nur 0,014 mg/l Barium bzw. 24 mg/l Strontium im Wasser löslich (MATTHESS 1990). Die geringe Löslichkeit von  $\text{SrSO}_4$  und  $\text{BaSO}_4$  erhöht sich bei Anwesenheit bestimmter Chloride ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ), so daß nicht alle Ba-führenden Wässer völlig sulfatfrei sind und umgekehrt. Bei einer Sulfatkonzentration von z.B. 95 mg/l konnten 920 mg Ba/l festgestellt werden (Abb. 7.3). Niedrigere Sulfatkonzentrationen ermöglichen höhere Ba- und Sr-Konzentrationen im Grubenwasser. Das Ba/Sr-Verhältnis variiert zwischen 0,001 und 6,6, liegt aber meistens unterhalb von 1.

Aufgrund der Barium/- und Strontium/Sulfat-Wechselwirkung ist es schwierig, die Ba- und Sr-Quellen z. B. durch regionale Untersuchungen zu lokalisieren, da sulfat-reiche Wässer kein Barium enthalten bzw. lösen können.

Als Möglichkeit der Sr-Herkunft wird häufig die Rekristallisation von Aragonit zu Calcit diskutiert, da Aragonit mehr Strontium in das Kristallgitter einbaut als Calcit, was bei der Rekristallisation freigesetzt wird (u.a. CARPENTER 1978). Strontium kann auch Calcium und Kalium in Silikaten ersetzen. Daher können insbesondere Feldspäte erheb-

liche Konzentrationen an Strontium enthalten (WEDEPOHL 1978). Zu den häufigsten Sr-Mineralen gehören Strontianit ( $\text{SrCO}_3$ ) und Coelestin ( $\text{SrSO}_4$ ).

Die untersuchten Karbongesteine enthalten generell relativ wenig Strontium (rd. 100 mg/kg) und etwas mehr Barium (200 mg/kg bis 300 mg/kg). In den Kalken und Mergeln des Deckgebirges liegen die Sr-Gehalte deutlich höher (bis 1 500 mg/kg; vgl. Anhang II).



**Abb. 7.3:** Abhängigkeit der Bariumkonzentrationen vom Sulfatgehalt in den hoch mineralisierten Solen des Ruhr-Reviers.

PUCHELT (1964) bezieht das Barium in den Tiefenwässern aus in den Karbonsedimenten enthaltenem Baryt ( $\text{BaSO}_4$ ), der durch bakterielle Sulfatreduktion aufgelöst wird. Geringe Mengen Barium sind vermutlich auch isomorph in Coelestin eingebaut (HERRMANN 1961).

Nach PATTEISKY (1954) ist der Bariumgehalt in den Tiefenwässern "...als aus der Tiefe kommend aufzufassen...".

HARDER (1964) erklärt die Entstehung der Strontianitgänge im Münsterland durch "...Salzsolen des Deckgebirges, die aus dem Zechstein stammen..." und bezeichnet dies als im weitesten Sinne lateralsekretionär. Eine hydrothermale Zufuhr des Strontiums wird nach seiner Meinung für unwahrscheinlich gehalten.

SCHERP (in MICHEL et al. 1974) hingegen sieht aufgrund des unterschiedlichen Löslichkeitsverhalten von Barium und Strontium einen genetischen Zusammenhang zwischen den Baryt-Gängen im Karbon und den Strontianit-Gängen im Deckgebirge. Es werden aufgestiegene Tiefenwässer angenommen, aus denen zunächst im Karbon Baryt und später im Deckgebirge Strontianit ausgefallen sind.

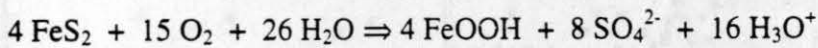
Die regionale Verteilung der Sr-Daten in den Tiefenwässern gibt keine näheren Hinweise zur Genese der Strontianit-Vorkommen.

Da maximale Strontiumkonzentrationen in Wässern aus großen Tiefen bei hoher Gesamtmineralisation auftreten, erscheint es eher unwahrscheinlich, Sr-reiche Lösungen aus dem Cenoman/Turon anzunehmen.



Als eine Hauptquelle für die z.T. hohen Sulfatkonzentrationen kann die Oxidation von Metallsulfiden, insbesondere von Pyrit angesehen werden. Pyrit steht in beträchtlichen Mengen in den Karbongesteinen zur Verfügung. Unterschiedliche Bergematerialien aus dem Ruhr-Revier weisen Sulfid-Schwefel-Anteile von 0,47 % (Waschberge) bis zu 2,24 % (Flotationsberge) auf (KLINGEL 1991).

Bei Kontakt mit Sauerstoff wird der Sulfidschwefel zum  $\text{SO}_4$  oxidiert,  $\text{Fe}^{2+}$ -Ionen gehen in Lösung und werden durch Reaktion mit Sauerstoff in die dreiwertige Form überführt. Dabei kommt es zur Senkung des pH-Wertes (vgl. Abb. 7.11). Das  $\text{Fe}^{3+}$  wiederum stellt ein starkes Oxidationsmittel dar und kann weiteren Pyrit oxidieren. Zusammenfassend läßt sich folgende Reaktionsgleichung aufstellen (u.a. HELMS 1995, KLINGER 1994, SCHÖPEL & THEIN 1991):



Durch Bakterientätigkeit (z.B. *Thiobacillus ferrooxidans*) werden die Oxidationsprozesse beschleunigt. Beim Zusammentreffen der dabei freigesetzten Protonen mit säureverbrauchenden Mineralen (z.B. Calcit) erfolgt bis zum Verbrauch der Puffersysteme eine Neutralisation des Sauerwassers.

Sulfat bildet in den Tiefenwässern überwiegend Komplexionen mit Ca, Na und Mg.

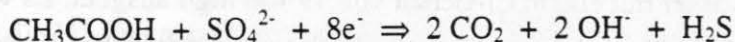
Eine weitere Möglichkeit der Sulfat-Herkunft besteht in der Subrosion von Evaporiten. Wie bereits erwähnt, wurden die höchsten Sulfatgehalte in den Wässern im Niederrhein-Gebiet, bzw. generell im Bereich der Verbreitung von Zechstein-Evaporiten gefunden. Im Grubenfeld des Bergwerkes Fürst Leopold wurden Zuflüsse beprobt, die mit großer Wahrscheinlichkeit einem oberhalb liegenden Zechstein-Riff entstammen und die hohe Sulfatkonzentrationen führen.

In Abhängigkeit vom pH-Wert ist Sulfat unter reduzierenden Bedingungen nicht mehr stabil. Demnach ist primär, unter der Annahme reduzierender Bedingungen, von sulfatfreien Tiefenwässern auszugehen, die erst infolge bergbaulicher Aktivitäten und damit verbundener Pyritoxidation (Sauerstoffzufuhr) eine Sulfatzufuhr erfahren. Ein Teil des Sulfates wird durch Wässer aus dem Deckgebirge (Zechstein) zugeführt. Dieses Sulfat ist aber nur aufgrund der durch den Bergbau erzeugten oxidierenden Bedingungen stabil.

Demnach ist der unterhalb ca. -800 m NN zu beobachtende Rückgang der Sulfatgehalte (Abb. 6.7b) auf abnehmenden Bergbaueinfluß zurückzuführen, in dem weniger bzw. keine Sulfide oxidiert werden.

Generell wird die Sulfatreduktion durch die Tätigkeit sulfatreduzierender Bakterien (Gattung *Desulfovibrio*) gesteuert. Von PUCHELT (1964) wurden vereinzelt Desulfurikanten in den Grubenwässern nachgewiesen. Nach PUCHELT (1964) und WALLHÄUSSER & PUCHELT (1966) sind für den Rückgang der Sulfatgehalte ausschließlich Bakterien verantwortlich.

Auch in anderen, in Verbindung mit Kohlenwasserstoff-Lagerstätten stehenden Tiefenwässern, wurden Desulfurikanten festgestellt. Die in anaerobem Milieu existierenden Bakterien können auch unter extremen Bedingungen (NaCl-Gehalte bis 200 g/l, Temperaturen bis 80 °C, hohe Drücke) ihre Aktivitäten entfalten (PUCHELT 1969, MATTHESS 1990). Die Sulfatreduktion erfolgt bei gleichzeitiger Oxidation der organischen Substanz zu CO<sub>2</sub> mit Hilfe des aus dem Sulfat gewonnenen Sauerstoffes, wie z.B. für Acetat (MATTHESS 1990):



Die mit dem entstandenen H<sub>2</sub>S gebildeten Schwermetallsulfide sind schwer löslich und werden daher wieder ausgefällt. Daher sind in solchen Wässern selten Schwermetalle zu finden.

Bei der lokalen Verteilung der Sulfatgehalte läßt sich kein geregeltes Verteilungsmuster erkennen. Bei benachbarten, d.h. wenige 10er m entfernt liegenden, Beprobungsstellen auf gleichem Sohlenniveau kann ein Wasser Sulfat führen und das andere sulfat-frei sein. Dies läßt sich durch lokales Auftreten sulfatreduzierender Bakterien oder durch örtliche Pyritoxidation erklären.

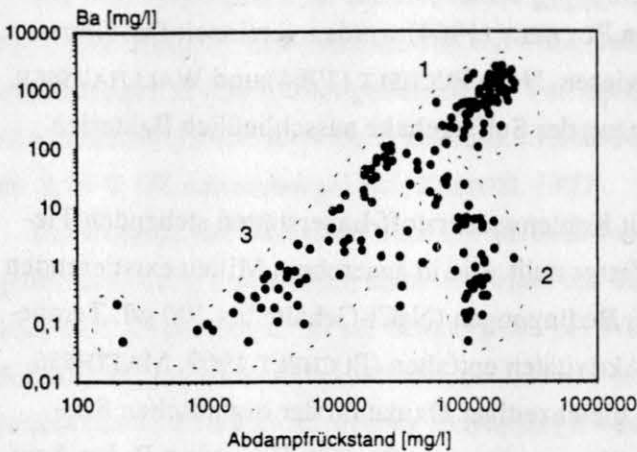
Bezüglich der Barium- und Sulfatgehalte lassen sich die Tiefenwässer in drei Gruppen einteilen (Abb. 7.4):

Gruppe 1: hoch mineralisierte Solen, Ba-haltig, SO<sub>4</sub>-frei

Gruppe 2: hoch mineralisierte Solen, Ba-arm bis Ba-frei, SO<sub>4</sub>-haltig

Gruppe 3: mittel bis gering mineralisierte Tiefenwässer, Ba-arm bis Ba-frei, SO<sub>4</sub>-haltig

Aufgrund dieser Einteilung ist ersichtlich, daß es auch Ba-freie bzw. Ba-arme, hoch mineralisierte Solen gibt (Gruppe 2). Ob diese Solen primär nur wenig Barium enthalten oder ob es durch sekundäre Sulfatzufuhr als Baryt ausgefallen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit klären. Letztere Möglichkeit ist wahrscheinlich, da Sulfat der empfindliche, limitierende Faktor ist. Die Tatsache, daß auch gering mineralisierte Tiefenwässer Barium enthalten (Probe FD7), spricht eher für generell zunehmende Bariumkonzentrationen mit der Tiefe.



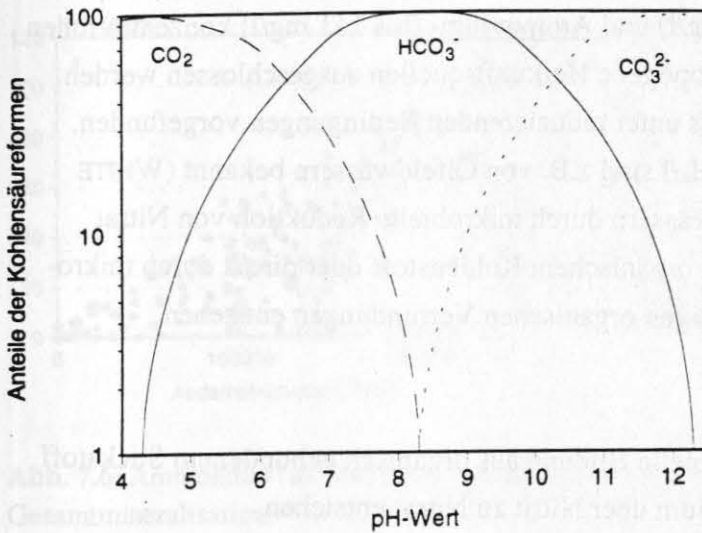
**Abb. 7.4:** Einteilung der Tiefenwässer in drei Gruppen in Abhängigkeit der Bariumkonzentration und der Salinität. Die Zahlen entsprechen der Einteilung im Text.

Die Herkunft der hohen Chloridkonzentrationen ist in jedem Fall schwierig zu erklären, wenn man von Meerwasser mit einem Cl-Gehalt von 19 400 mg/l ausgeht. Es wird angenommen, daß dieses Chlorid aus Entgasungen der Erdkruste in der frühen Erdgeschichte stammt (MATTHESS 1990). Eine weitere Aufkonzentrierung des Meerwassers, wie in den Ruhr-Revier-Solen auf ca. 130 000 mg Cl/l, bedarf einer massiven Chloridanlieferung und kann nicht durch einfache Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen erklärt werden. Neben einer externen Chloridzufuhr (Salzablaugung oder Mutterlaugen), werden häufig Tonmembraneffekte (z.B. PUCHELT 1964) als Erklärung für hohe Chloridgehalte in den Tiefenwässern der Sedimentbecken herangezogen. Die verschiedenen Entstehungsmöglichkeiten werden in Kapitel 9.1 näher diskutiert.

Die Membranfiltration beruht auf der Annahme, daß während der Kompaktion gelöste Salze durch die als semipermeable Membranen wirkenden Tongesteine zurückgehalten werden, während die Wassermoleküle durchfließen können. Dadurch wird eine Konzentrationserhöhung in den Porenlösungen bewirkt.

Wenn NaCl und andere Salze durch die Tonmembranen zurückgehalten und angereichert werden, müßte auch Bromid in ähnlich hohem Verhältnis wie Chlorid angereichert sein, vorausgesetzt Bromid verhält sich ebenso inert und wird nicht sorbiert. Bromid ist aber nur maximal um den Faktor 2 in den Tiefenwässern gegenüber Meerwasser erhöht, während Chlorid eine bis zu 7-fache Anreicherung erfahren hat.

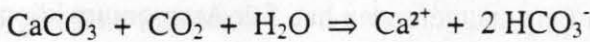
Hydrogenkarbonat-Ionen dominieren im pH-Wertbereich zwischen pH 7 und pH 9. Oberhalb von pH 11 liegen fast ausschließlich  $\text{CO}_3^{2-}$ -Ionen vor, unterhalb von pH 5 überwiegt  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . Bei einem pH-Wert von 6,4 sind die Konzentrationen an  $\text{HCO}_3^-$  und  $\text{CO}_2$  etwa gleich groß, die Konzentration an Carbonat-Ionen ist sehr gering, bei pH 10,4 hingegen ist die Konzentration an Kohlendioxid sehr gering und die Konzentration an  $\text{HCO}_3^-$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  etwa gleich groß (ROHMANN 1989, Abb. 7.5).



**Abb. 7.5:** Vereinfachte Darstellung der Anteile der "Kohlensäureformen"  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  an deren Konzentrationssumme in Abhängigkeit vom pH-Wert (nach ROHMANN 1989).

Die einzelnen Reaktionsgleichgewichte bei der Dissoziation der Kohlensäure werden durch die  $\text{H}^+$ -Ionenkonzentration bestimmt. Abb. 7.5 veranschaulicht diese pH-Abhängigkeit. Die mit zunehmender Tiefe tendenziell abnehmenden Hydrogenkarbonatgehalte sind durch die ebenfalls in dieser Richtung sinkenden pH-Werte zu erklären.

Bei der Freisetzung von Calcium und Hydrogenkarbonat durch Auflösung von Kalk wäre eine positive Korrelation zwischen beiden Komponenten zu erwarten (SIGG & STUMM 1994):



Die negative Beziehung zu Calcium spricht dafür, daß Karbonatlösung nicht als Hauptvorgang den Gehalt an Calcium- und Hydrogenkarbonat-Ionen in den Tiefenwässern steuert.

Die Ermittlung des "kalk-aggressiven" Kohlendioxids (aggressive Kohlensäure) nach dem klassischen Marmorlöseversuch ("HEYER-Versuch"), dient als Maß der Aggressivität, also der Fähigkeit  $\text{CaCO}_3$  zu lösen. Anders ausgedrückt ist ein Wasser kalk-aggressiv, wenn die analytisch bestimmte freie Kohlensäure größer als die errechnete Gleichgewichtskonzentration von  $\text{CO}_2$ , bezogen auf das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht, ist. Von rd. 190 Analysen enthalten nur 32 Proben aggressive Kohlensäure bis zu 48 mg/l, mit einem Mittelwert von 15 mg/l, der auch dem Median entspricht. Demnach können wenige Wässer Kalk lösen. Nahezu alle Proben enthalten gelöstes freies Kohlendioxid, durchschnittlich 29 mg/l (Median 25 mg/l), mit Maximalgehalten von 146 mg/l.



Für die hohen Nitrat- (bis 174 mg/l) und Ammonium- (bis 111 mg/l) Konzentrationen in den Tiefenwässern können anthropogene Herkunftsquellen ausgeschlossen werden. Hohe  $\text{NH}_4$ -Gehalte werden meistens unter reduzierenden Bedingungen vorgefunden, Konzentrationen größer 100 mg  $\text{NH}_4$ /l sind z.B. von Ölfeldwässern bekannt (WHITE 1957). Ammonium kann in Grundwässern durch mikrobielle Reduktion von Nitrat (Denitrifikation) bei Oxidation von organischem Kohlenstoff oder direkt durch mikrobielle Zersetzung von stickstoffhaltigen organischen Verbindungen entstehen (MATTHESS 1990).

Nitrat kann durch aerobe mikrobielle Bildung aus organisch gebundenem Stickstoff oder durch Oxidation von Ammonium über Nitrit zu Nitrat entstehen.

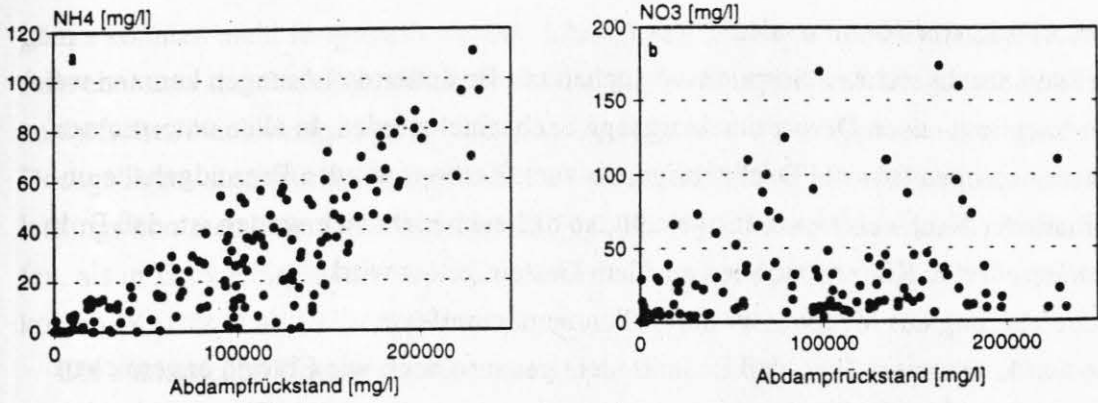
Über die Herkunft bzw. Entstehung dieser beiden Stickstoffverbindungen gibt die Beziehung zum Chloridgehalt oder zur Gesamtmineralisation erste Anhaltspunkte. Die Ammoniumkonzentrationen steigen mit zunehmender Gesamtmineralisation deutlich an, mit einem Korrelationskoeffizienten von  $r = 0,84$ , während die Nitratgehalte unabhängig vom Salzgehalt ( $r = 0,34$ ) verteilt sind (Abb. 7.6).

Die Konzentrationsverteilung von  $\text{NH}_4$  und  $\text{NO}_3$  in den Wässern zeigt keine Abhängigkeit vom pH-Wert. Auch untereinander besteht zwischen  $\text{NO}_3$  und  $\text{NH}_4$  keine deutliche Korrelation ( $r = 0,18$ ). Hieraus läßt sich ableiten, daß eine mikrobielle Umsetzung einer dieser beiden Verbindungen in die andere durch Oxidations- und Reduktionsprozesse nicht oder nur in begrenztem Umfang stattgefunden hat. Für Ammonium können als weitere Entstehungsmechanismen die direkte Bildung aus organisch gebundenem Stickstoff oder eventuell Ionenaustauschvorgänge in Betracht kommen.

Der Anstieg des  $\text{NH}_4$  mit zunehmendem Salzgehalt vollzieht sich auch mit zunehmender Tiefe, wie bei den Hauptelementkationen, was für Nitrat nicht zutrifft. Deshalb ist anzunehmen, daß der Vorgang der molekularen Diffusion, der beispielsweise die Verteilung der Chloridkonzentrationen steuert, auch die Verteilung Ammoniumgehalte kontrolliert.

MÜLLER (1969) führt hohe Ammoniumkonzentrationen auf salinare Restlösungen zurück. Inwieweit sich Ammonium bei der Evaporation anreichert, ist nicht ausreichend geklärt. Der Ammoniumgehalt des Meerwassers beträgt 1,2 mg/l (vgl. Anhang I.1). Demnach hat eine maximale  $\text{NH}_4$ -Anreicherung in den Tiefenwässern gegenüber Meerwassers um den Faktor 100 stattgefunden.

Beim Nitrat ist die Entstehung aus organischem Stickstoff wahrscheinlicher.



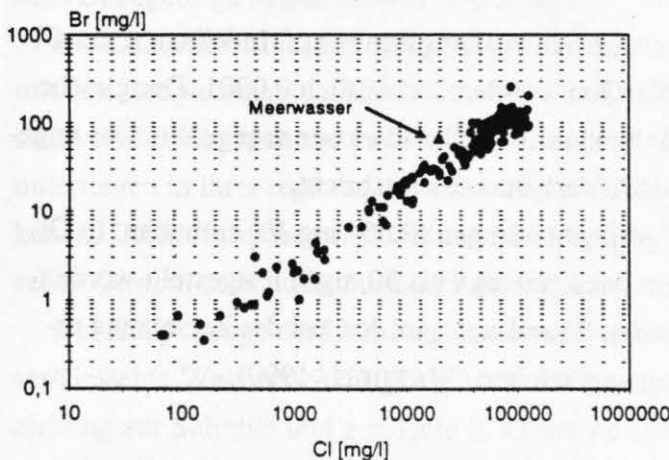
**Abb. 7.6:** Ammonium (a)- und Nitrat (b)-Konzentrationsverteilung in Abhängigkeit von der Gesamtmineralisation.

Bei den Halogeniden kommt besonders dem Brom (Konzentrationen von 0,4 mg/l bis 256 mg/l) entscheidende Bedeutung hinsichtlich genetischer Aspekte zu, die auf der Annahme basieren, daß es sich genauso konservativ wie Chlorid verhält, d.h. wenn beide Elemente in Lösung sind, sie nicht mehr an Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen teilnehmen.

Für Bromid können verschiedene Herkunftsmöglichkeiten diskutiert werden (CARPENTER 1978, RITTENHOUSE 1967, SANDERS 1991, VOIGT 1970, 1977 u.a.):

#### 1. Organische Substanz

Bestimmte marine Organismen konzentrieren Brom. Da diese Organismen auch Jod anreichern, sollten beide Elemente bei organischer Herkunft gut miteinander korreliert sein, was nicht zutrifft. Die gute Korrelation zwischen Br und Cl (Abb. 7.7) läßt ebenfalls vermuten, daß organische Substanz als Br-Quelle, wenn überhaupt, nur eine untergeordnete Rolle spielt.



**Abb. 7.7:** Bromid-Chlorid-Korrelation in den Tiefenwässern.

## 2. Desorption von Tonmineralen

Bei den durchgeführten Sorptionsversuchen mit Br-dotierten Lösungen konnten weder Sorptions- noch Desorptionsvorgänge beobachtet werden. In allen untersuchten Gesteinsproben (sowohl Deckgebirge, als auch Karbon) wurden Bromidgehalte unterhalb der Nachweisgrenze festgestellt, so daß auch nicht zu erwarten ist, daß Br in nennenswerten Konzentrationen aus dem Gestein gelöst wird.

## 3. Anreicherung aus Meerwasser durch Tonmembraneffekte

Es wurde schon erwähnt, daß Bromid nicht genauso hoch wie Chlorid angereichert ist. Eine gleich hohe Anreicherung wäre zu erwarten, wenn beide Elemente in gleichem Maße durch Tonmembraneffekte zurückgehalten würden und Bromid nicht durch andere Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen beeinflusst wird.

## 4. Evaporation von Meerwasser

Bei der Konzentration von Meerwasser durch Verdunstung bis in die Halit-Abscheidungsphase und darüber hinaus, reichert sich das besser als NaCl lösliche Bromid in der Mutterlauge an, mit entsprechend niedrigen Gehalten im ausgefallenen Salz.

Mutterlaugen werden die bei der Ausfällung von Halit übriggebliebenen, hoch salinaren Restlaugen eingedunsteten Oberflächenwassers genannt. Die salinaren Restlösungen besitzen demzufolge eine wesentlich höhere Br-Konzentration und ein höheres Br/Cl-Verhältnis als Meerwasser (Br ca. 67 mg/l, Br/Cl 0,0034) und als Halit.

## 5. Lösung von Halit

Bromid ersetzt nur geringe Mengen Chlorid im Gitter von Halit. Aus diesem Grund sind Wässer, die Halit abgelaugt haben, relativ verarmt an Bromid im Verhältnis zu Chlorid.

Über die Verteilung des Jods (Konzentrationen bis 50 mg/l) in Wässern, speziell in hoch mineralisierten Tiefenwässern, und den Korrelationen zu anderen Wasserinhaltsstoffen, gibt es wenig Untersuchungen.

Die J/Cl-Verhältnisse weisen eine weite Schwankungsbreite auf. In Wässern mit Cl-Gehalten > 50 000 mg/l beträgt der J/Cl-Quotient durchschnittlich 0,0001. Der gleiche Wert wird auch von WHITE (1957) für hoch salinare Ölfeldwässer angegeben, was ungefähr dem 30-fachen des Meerwasser-J/Cl-Verhältnisses entspricht.

Im Meerwasser ist Jod nur in sehr geringen Mengen (0,064 mg J/l) enthalten. In Ölfeldwässern sind höhere Jodkonzentrationen (10 mg/l bis 30 mg/l) festgestellt worden (WHITE 1957). Aufgrund seines biophilen Charakters wird Jod bei der Zersetzung organischer Substanz in der Porenlösung angereichert (MATTHESS 1990).

Bei den Sorptionsversuchen zeigte Jodid ein eher inertes Verhalten mit schwacher Tendenz zur Sorption bei Ausgangslösungen mit hohen Jodgehalten. Desorptionsvor-

gänge konnten nicht festgestellt werden. Lösung aus Gesteinen als Jod-Quelle ist ebenfalls eher unwahrscheinlich, da zumindest in den Karbongesteinen Jod unterhalb der analytischen Nachweisgrenze ( $< 10 \text{ mg/kg}$ ) liegt. In den Gesteinsproben des tieferen Deckgebirges sind erhöhte Jodgehalte ( $30 \text{ mg/kg}$  bis  $100 \text{ mg/kg}$ ) ermittelt worden. Allerdings kommen hohe J-Konzentrationen eher in den Wasserproben aus größeren Tiefen, als in Deckgebirgsnähe, vor. Untersuchungen über Spurenelementgehalte in Steinkohlen (KAUTZ et al. 1975) ergaben 1 bis  $4 \text{ mg/kg}$  Jod.

Die statistischen Untersuchungen hinsichtlich des Jodids konnten keinen entscheidenden Beitrag zu seiner Herkunft liefern. Gegenüber keiner der analysierten chemischen Komponenten zeichnete sich Jodid durch besonders hohe Korrelationen aus. Der höchste Korrelationskoeffizient ( $r = 0,48$ ) wurde in Beziehung zu Nitrat ermittelt. Dies könnte als Hinweis auf eine Herkunft aus organischer Substanz gedeutet werden.

Ebenso wie Bromid reichert sich auch Jodid bei der Verdunstung von Meerwasser in der Restlauge an (MÜLLER 1969). Evaporite enthalten durchschnittlich sehr wenig Jodid (WEDEPOHL 1978). Da in Gesteinen generell wenig Jodid enthalten ist, könnten die Jodmengen in den untersuchten Tiefenwasserproben auf Restlaugen zurückgeführt werden.

Die Lithiumkonzentrationen erreichen bis  $62 \text{ mg/l}$ . Das Li/Cl-Verhältnis beträgt in den höher mineralisierten Tiefenwässern durchschnittlich  $0,0002$  und liegt damit deutlich über dem Li/Cl-Wert ( $0,000009$ ) von Meerwasser. Aufgrund seiner guten Löslichkeit in Wasser reichert sich Lithium, ähnlich wie Bromid, jedoch in geringerem Maße, bei der Evaporation salinarer Lösungen in der gesättigten Restlauge an und wird nicht in Salzmineralien isomorph eingebaut (HERRMANN 1961). Deshalb weisen die abgeschiedenen Salze entsprechend geringe Lithiumgehalte auf. Generell ist Lithium in Evaporiten nur in relativ geringen Konzentrationen angereichert (WEDEPOHL 1978). Die Karbongesteinsproben enthalten bis  $76 \text{ mg Li/kg}$ , die Li-Gehalte der Karbonatgesteine aus dem Deckgebirge liegen darunter (Anhang II).

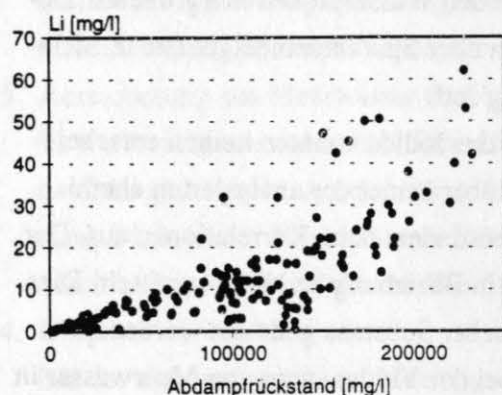
Die Lithiumkonzentrationen sind gut mit der Gesamtmineralisation (Abb. 7.8), sowie mit den Hauptelementen positiv korreliert. Die wenigen Probenpunkte in Abb. 7.8, die sich von der Hauptmenge der Analysendaten durch erhöhte Lithiumgehalte auszeichnen, unterliegen in ihrer regionalen und stratigraphischen Anordnung keinen Gesetzmäßigkeiten. Diese Anreicherung könnte durch lokale Wechselwirkungen mit dem durchflossenen Gestein (z.B. Ionenaustausch) verursacht worden sein.

Die Hauptmenge der Lithiumgehalte wird vermutlich nicht überwiegend durch Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen gesteuert. Dagegen spricht die annähernd lineare Beziehung zur Salinität und zur Tiefe (Lithium steigt mit zunehmender Tiefe an).

Durch Subrosion von Steinsalz lassen sich die erreichten Li-Gehalte nicht erklären, da nur wenig Li in Salz enthalten ist. Die hohen Konzentrationen können eher auf einen



Restanteil von Mutterlauge zurückgeführt werden. Durch Diffusion werden dann, wie z.B. auch bei Chlorid, die in den stark mineralisierten Tiefenwässern existierenden hohen Li-Konzentrationen annäherungsweise gleichmäßig verdünnt, wodurch das lineare Tiefenprofil erzeugt wird.



**Abb. 7.8:** Lithiumkonzentrationen in Abhängigkeit von der Gesamtmineralisation.

Bor ist in relativ geringen Konzentrationen (bis 13 mg/l) in den Tiefenwässern gelöst. Die B/Cl-Verhältnisse variieren von 0,00001 bis 0,002. Der aus der Schwankungsbreite errechnete Mittelwert (0,0001) liegt unter dem B/Cl-Verhältnis des Meerwassers (0,00024). Zu keinen der anderen Wasserinhaltsstoffe ergeben sich signifikante Beziehungen. Die Variation der Borgehalte vollzieht sich unabhängig von der Salinität. Die zu geringeren Tiefen leicht ansteigenden Borkonzentrationen sind nicht durch anthropogene Einflüsse zu erklären.

Einige Tiefenwasserproben sind an Bor bis maximal um den Faktor 3 gegenüber Meerwasser angereichert. Die Borkonzentrationen der meisten Wässer bewegen sich im Bereich des Meerwassergehaltes und darunter.

Aufgrund der geringen Boranreicherung in den Tiefenwässern verglichen mit Ozeanwasser, im Gegensatz zu einigen Ölfeldwässern (bis 100 mg B/l, WHITE 1957), werden keine Quellen für die Zufuhr von Bor benötigt.

Die Steuerung des Borgehaltes in den Tiefenwässern beruht in erster Linie auf Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen.

Petrographische und geochemische Untersuchungen im Westfal A der Zeche Westerholt (WEGEHAUPT 1962) ergaben, daß Bor besonders in marinen Schiefertönen angereichert ist. Diese Tatsache macht Bor als Faziesindikator für marine Horizonte im Ruhr-Karbon interessant. Bei diesen und anderen Untersuchungen (z.B. Ernst 1963, HARDER 1963, WEDEPOHL 1978, in SANDERS 1991) wurde ein Zusammenhang zwischen den Bor- und Illitgehalten beobachtet. Es wurde festgestellt, daß Bor sehr gut von Illit und anderen Glimmermineralen "aufgenommen" wird. Die Boraufnahme erfolgt in zwei Stufen: Zunächst findet eine schnelle Adsorption, wahrscheinlich in Form von Mg-Borat, an den Tonmineraloberflächen statt. Anschließend wird das Bor langsam in die

Kristallstruktur eingebaut. Versuche mit destilliertem Wasser zeigten, daß nur ein kleiner Anteil des Bor aus Tongesteinen entfernt werden kann. Der überwiegende Teil liegt in den Tonmineralen in nicht austauschbarer Form vor.

Illit konnte in allen Diffraktogrammen der untersuchten Karbon- und Deckgebirgs-  
gesteine als deutlicher Peak identifiziert werden.

Bei den geochemischen Gesteinsuntersuchungen fällt auf, daß Bor in wesentlich höheren Konzentrationen in den Gesteinen des tieferen Deckgebirges (Kalk, Mergel, Grünsand), als in den Karbonproben vorkommt. Der Borgehalt in den Kalken hängt hauptsächlich vom Tonanteil ab, während in den Grünsanden die Glaukonite sehr borreich sind (ERNST 1963).

Die Borkonzentrationen werden einerseits durch Einbau in Illite den Lösungen entzogen. Geringfügige Boranreicherungen können andererseits in begrenztem Umfang durch Desorption erklärt werden.

Die maximalen Borgehalte in den Tiefenwässern  $> 8$  mg/l können nur z.T. auf eine Herkunft aus dem tieferen Deckgebirge (Cenoman/Turon) zurückgeführt werden. Einige Borkonzentrationen um 8 mg/l treten auch in den karbonischen Schichten auf, ohne erkennbaren Zusammenhang zu marinen Horizonten oder zum Deckgebirge. Aus diesem Grund eignet sich Bor nur begrenzt als Indikator für Wasser mit Deckgebirgsherkunft.

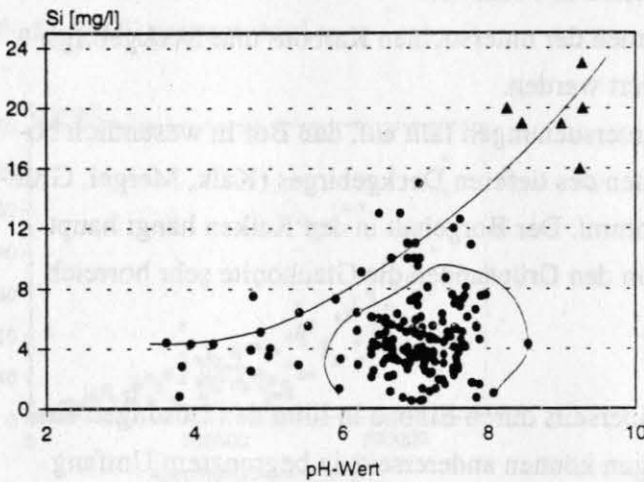
Silicium (bis 15 mg/l) ist in den Tiefenwässern unabhängig von der Gesamtmineralisation, der Tiefe und auch von den gelösten Bestandteilen gleichmäßig verteilt.

Die analysierten Si-Konzentrationen liegen im Bereich der Durchschnittswerte in natürlichen Grundwässern von bis zu 14 mg/l (MATTHESS 1990).

Aufgrund der allgemein geringen geochemischen Beweglichkeit und den bestehenden Temperaturen und pH-Werten sind keine größeren Si-Konzentrationen zu erwarten. Die Löslichkeit der amorphen  $\text{SiO}_2$  ist im pH-Bereich zwischen 2 und 9 hauptsächlich temperaturabhängig. Ab einem pH-Wert von 9 steigt die Löslichkeit abrupt an. Bei  $25^\circ\text{C}$  können beispielsweise bis rd. 140 mg/l amorphe  $\text{SiO}_2$  gelöst werden. Quarz ist hingegen in diesem Temperaturbereich nur sehr schlecht löslich. Bei  $25^\circ\text{C}$  beträgt die Löslichkeit gerade ca. 10 mg/l, bei  $50^\circ\text{C}$  25 mg/l (WEDEPOHL 1978, MATTHESS 1990).

Die gemessenen Wassertemperaturen sind sehr schlecht mit den Si-Konzentrationen korreliert. Gegenüber den pH-Werten lassen die Si-Gehalte zwei Probengruppen erkennen (Abb. 7.9). Eine Gruppierung bildet im pH-Bereich zwischen 6 und 8 eine richtungslose Punktwolke, während die andere Probengruppe ab pH 4 steigende Si-Gehalte aufweist. Die Dreiecke in Abb. 7.9 markieren die Proben aus dem Aachener Revier mit

pH-Werten > 8. Auch bei diesen Proben setzt sich der Trend, steigende Si-Gehalte mit steigendem pH-Wert, fort.



**Abb. 7.9:** Si-Konzentrationen in den Tiefenwässern in Abhängigkeit von den pH-Werten. Ausnahmsweise sind in dieser Abbildung die Proben aus dem Aachener Revier ebenfalls dargestellt (Dreiecke). Die eingezeichneten Kurven sollen nur ungefähr die beiden Gruppierungen verdeutlichen.

Die Metalle Eisen, Mangan und Zink wurden in den meisten Wasserproben nachgewiesen.

Die Eisengehalte variieren über einen weiten Konzentrationsbereich und erreichen Maximalkonzentrationen bis zu 160 mg/l. Der arithmetische Mittelwert aller nachgewiesenen Fe-Konzentrationen beträgt 18 mg/l.

Die häufigste gelöste Fe-Spezies in den Tiefenwässern ist das  $\text{Fe}^{2+}$ -Ion. Daneben kann in sulfatreichen Wasserproben das Ionenpaar  $\text{FeSO}_4$  auftreten. In sulfatfreien Wässern hingegen liegen neben  $\text{Fe}^{2+}$ -Ionen hauptsächlich  $\text{FeOH}^+$ -,  $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ - und  $\text{FeOH}_3$ -Komplexe vor. In einer für höher mineralisierte Wässer repräsentativen Probe (WF1: TDS 232 500 mg/l, pH 6,7) wurde mit dem Thermodynamikprogramm PHREEQE ein Aktivitätsanteil von rd. 37 % der gelösten Fe-Spezies für den Komplex  $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$  errechnet. Die übrigen Fe-Spezies verteilen sich folgendermaßen:

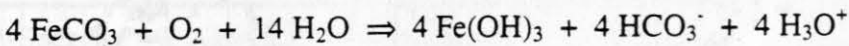
sulfathaltiges Grubenwasser		sulfatfreies Grubenwasser	
<u>Fe-Spezies</u>	<u>% Aktivität</u>	<u>Fe-Spezies</u>	<u>% Aktivität</u>
$\text{Fe}^{2+}$	75,3	$\text{Fe}^{2+}$	60,5
$\text{FeSO}_4$	24,7	$\text{FeOH}^+$	0,3
		$\text{Fe}(\text{OH})_2^+$	37,2
		$\text{FeOH}_3$	2,0

Während in sulfathaltigen Wässern nur  $\text{Fe}^{2+}$  und Fe(II)-Komplexe auftreten, bilden in sulfatfreien Wässern Fe(III)-Komplexe fast 40 % der Aktivität.

Die Löslichkeit des Eisens hängt im wesentlichen von den  $E_H$ -pH-Bedingungen sowie von den Karbonat- und Sulfatgehalten im Grubenwasser ab (MATTHESS 1990). Das

Stabilitätsfeld-Diagramm des Eisens (Abb. 7.11) verdeutlicht dessen Mobilität. Die einzelnen Stabilitätsgrenzen verschieben sich je nach Aktivität der beteiligten Spezies.

Eine wichtige Reaktion für die Freisetzung von Eisen-Ionen ist die bereits beschriebene Oxidation der zur Verfügung stehenden Eisensulfide, hauptsächlich des Pyrits. Als weitere eisenhaltige Mineralphase tritt häufig Siderit in den Sand-, Silt- und insbesondere in den Tonsteinen des Karbons auf (WEGEHAUPT 1962, HOLL & SCHÄFER 1992). Durch Sideritoxidation kann es, wie bei der Pyritoxidation, ebenfalls zur Säurebildung kommen (KLINGER 1994).



Durch Bakterientätigkeiten können die ablaufenden Oxidationsprozesse katalysiert werden.

Je nach Aktivität des gelösten Eisens und der die Mobilität durch Komplexbildung erhöhenden Sulfatgehalte ist das mobile  $\text{Fe}^{2+}$  unter oxidierenden Bedingungen bis etwa pH 6 stabil, im schwach oxidierenden Milieu sogar bis in den basischen pH-Bereich (Abb. 7.11). Bei  $E_H$ -Werten unterhalb der Sulfat-Sulfid-Stabilitätsgrenze fällt Eisen wieder als schwer lösliches Sulfid aus, während in sauerstoffreicheren Wässern ebenfalls schwer lösliche Oxide und Hydroxide gebildet werden.

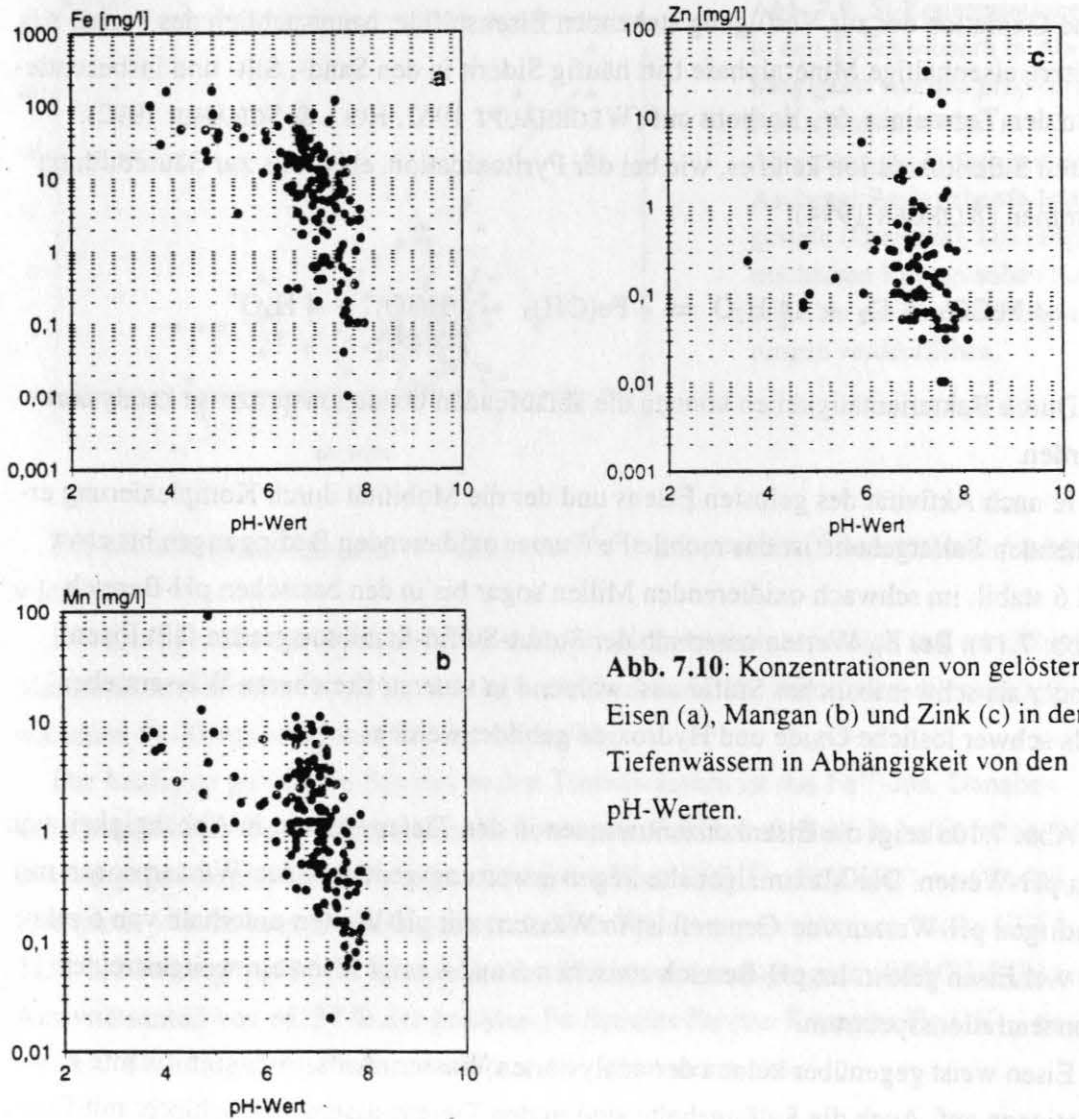
Abb. 7.10a zeigt die Eisenkonzentrationen in den Tiefenwässern in Abhängigkeit von den pH-Werten. Die Maximalgehalte liegen erwartungsgemäß in den Wasserproben mit niedrigen pH-Werten vor. Generell ist in Wässern mit pH-Werten unterhalb von 6 relativ viel Eisen gelöst. Im pH-Bereich zwischen 6 und 8 zeigt Eisen ein weitgestreutes Konzentrationsspektrum.

Eisen weist gegenüber keinen der analysierten Wasserinhaltsstoffe signifikante Korrelationen auf. Auch die Sulfatgehalte sind in den Tiefenwässern sehr schlecht mit Eisen korreliert. Daraus läßt sich ableiten, daß die Pyritoxidation nicht ausschließlich für die Freisetzung von Eisen verantwortlich ist. Die oxidative Sideritzersetzung könnte dabei auch eine Rolle spielen.

Wie bereits erwähnt, konnten aus wettertechnischen Gründen untertage keine  $E_H$ -Werte gemessen werden. Mit Hilfe des Stabilitätsfeld-Diagramms für Eisen können die möglichen Redoxbedingungen näher eingegrenzt werden. Wässer mit pH-Werten zwischen 6 und 8, die gelöstes Eisen enthalten, können im  $E_H$ -pH-Diagramm (Abb. 7.11) in einem schmalen Zwickel zwischen reduzierenden und oxidierenden Bedingungen liegen. Hingegen müßten Wässer mit niedrigen pH-Werten und hohen Gehalten an durch Oxidationsprozesse freigesetzten Eisens  $E_H$ -Werte im Bereich um 500 mV aufweisen.



Diese bipolare Eisenverteilung im Stabilitätsfeld-Diagramm konnte in Grubenwässern aus Eisenerzbergwerken häufiger beobachtet werden.



**Abb. 7.10:** Konzentrationen von gelöstem Eisen (a), Mangan (b) und Zink (c) in den Tiefenwässern in Abhängigkeit von den pH-Werten.

Die Verteilung der Mangankonzentrationen (Abb. 7.10b) in den Tiefenwässern ist der Fe-Verteilung sehr ähnlich. Allerdings sind die Mangangehalte deutlich geringer. Die sauren Wässer enthalten durchweg Mangan in Konzentrationen über 1 mg/l, während zwischen pH 6 und 8 ein breites Konzentrationsspektrum auftritt.

Insgesamt besitzen die Mangangehalte eine weite Schwankungsbreite mit einem Mittelwert von 1,2 mg/l. Maximal werden 91 mg Mn/l erreicht.

Anhand der Stabilitätsfeld-Diagramme (Abb. 7.11 und 7.12) wird deutlich, daß Mangan einen größeren Mobilitätsbereich besitzt als Eisen. Die dargestellten Stabilitätsgrenzen berücksichtigen jedoch nicht die hohen NaCl-Konzentrationen der Tiefenwässer, die die Löslichkeit des Mangans generell erhöhen.

Für die salzreichen Tiefenwässer ist zu beachten, daß Mangan Chloro-Komplexe bildet, wodurch die in Abb. 7.12 dargestellten Stabilitätsfelder verschoben werden und neue Stabilitätsbereiche auftreten.

In sulfatfreien Wässern bei geringer  $\text{HCO}_3^-$ -Aktivität überwiegen diese Chlorokomplexe, während  $\text{Mn}^{2+}$  dabei (bei pH 6,7) nur als untergeordnete Spezies auftritt. Bei Anwesenheit von Sulfat kommt zusätzlich das Ionenpaar  $\text{MnSO}_4$  vor. Je nach  $\text{HCO}_3^-$ -Konzentration kann auch das Komplexion  $\text{MnHCO}_3^+$  auftreten.

sulfathaltiges Grubenwasser		sulfatfreies Grubenwasser	
<u>Mn-Spezies</u>	<u>% Aktivität</u>	<u>Mn-Spezies</u>	<u>% Aktivität</u>
$\text{Mn}^{2+}$	28,5	$\text{Mn}^{2+}$	7,6
$\text{MnCl}^+$	53,3	$\text{MnCl}^+$	51,4
$\text{MnCl}_2$	6,7	$\text{MnCl}_2$	23,4
$\text{MnCl}_3^-$	1,4	$\text{MnCl}_3^-$	17,6
$\text{MnHCO}_3^+$	0,5		
$\text{MnSO}_4$	9,6		

Siderit kann bis zu 10 % Mangan enthalten (KLOCKMANN 1978), das bei der Oxidation freigesetzt werden kann. Aus den schlechten Korrelationen zu den anderen Metallen, insbesondere zu Eisen, kann jedoch über die Herkunft des Mangans keine Aussage getroffen werden.

Die Zinkkonzentrationen erreichen in den Tiefenwässern bis 32 mg/l, wobei der arithmetische Mittelwert 1 mg Zn/l beträgt. Im Gegensatz zu Eisen und Mangan wurde Zink nur in ca. 50 % aller untersuchten Wasserproben nachgewiesen.

Die Zinkgehalte (Abb. 7.10c) zeigen eine deutlich von Eisen und Mangan abweichende Verteilung in den Tiefenwässern. Die Wässer mit niedrigen pH-Werten enthalten nur geringe Zn-Konzentrationen, während die höheren Zn-Gehalte zwischen pH 6 und 8 auftreten.

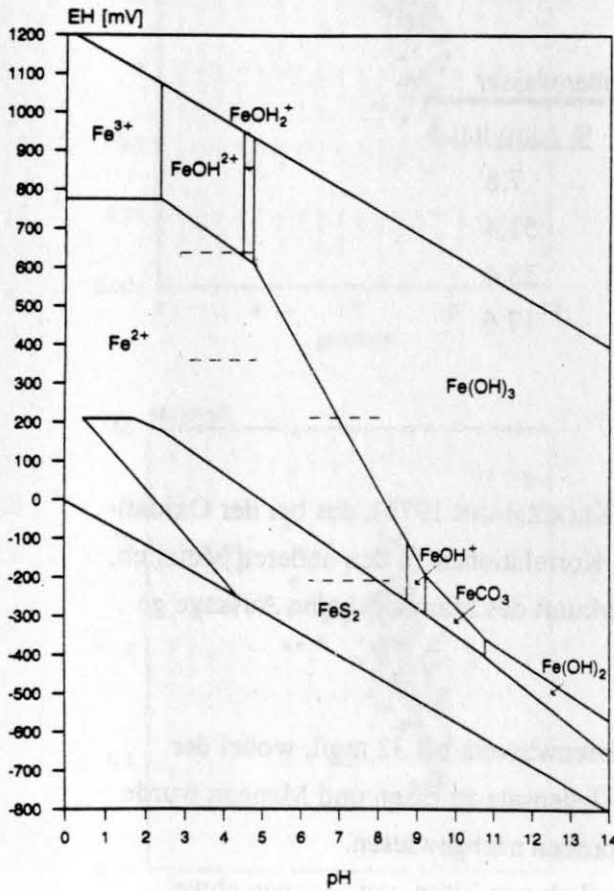
Wie auch Mangan bildet Zink in chloridreichen Wässern neben  $\text{Zn}^{2+}$  vermehrt Chlorokomplexe ( $\text{ZnCl}^+$ ,  $\text{ZnCl}_2$ ,  $\text{ZnCl}_3^-$ ,  $\text{ZnCl}_4^{2-}$ ,  $\text{ZnOHCl}$ ), die im dargestellten Stabilitätsfeld-Diagramm (Abb. 7.13) nicht berücksichtigt sind.

Pyrit enthält neben Eisen auch nennenswerte Mengen Zink. KIRSCH et al. (1980) geben 88 mg Zn/kg für Pyrit in einem Ruhrkohlenflöz an. In den untersuchten Karbongesteinen wurden Zinkgehalte bis 100 mg/kg ermittelt.

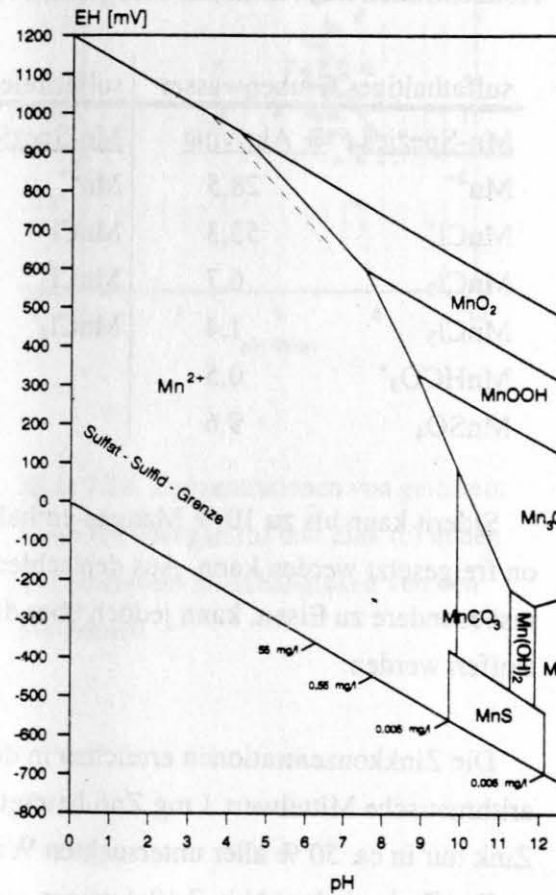
Aus der schlechten Korrelation zwischen Eisen und Zink, sowie Zink und Sulfat läßt sich kein Zusammenhang zwischen den Zinkgehalten im Wasser und der Pyritverwitterung ableiten.

rung erkennen. Die Tatsache, daß die Proben mit niedrigen pH-Werten nur relativ wenig Zink enthalten, spricht auch eher gegen Pyritoxidation als Hauptquelle der Zinkgehalte.

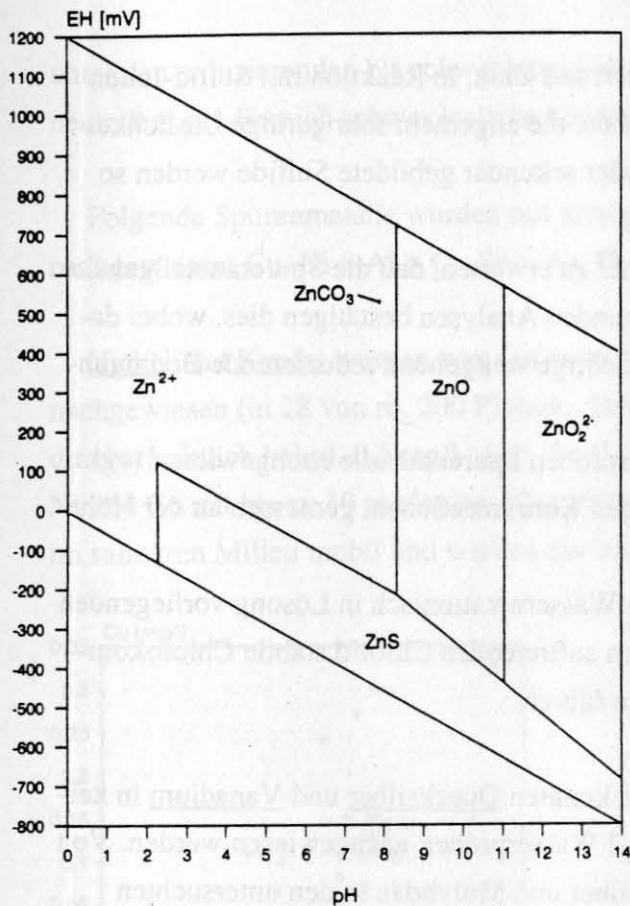
Die gute Sorptionsfähigkeit von Zink besonders an Tonminerale (KRAUSKOPF 1956, WEDEPOHL 1978) drückt sich in dem Anteil der Proben (s.o.), in denen kein Zink nachgewiesen wurde, aus. Durch Chlorokomplexbildung in salinaren Wässern kann Zink in den beobachteten Konzentrationen dennoch gelöst bleiben.



**Abb. 7.11:** Stabilitätsfeld-Diagramm des Eisens für Fe(II)- und Fe(III)-Spezies entsprechend einer Aktivität gelösten Eisens von 0,01 mg/kg. Das System enthält 100 mg  $\text{HCO}_3^-/\text{l}$  und 100 mg  $\text{SO}_4^{2-}/\text{l}$ . Für höhere Fe-Konzentrationen verschieben sich die Stabilitätsgrenzen nach links. Die leeren, gestrichelt umrissenen Felder markieren die möglichen geochemischen Milieubedingungen von Wässern, die durch Pyritoxidation versauert sind (links oben), sowie die Tiefenwässer, die größtenteils neutrale pH-Werte aufweisen. (nach MATTHESS 1990)



**Abb. 7.12:** Stabilitätsfeld-Diagramm des Mangans bei 25 °C und 101,3 kPa. Die Stabilitätsgrenzen gelten für 96 mg  $\text{SO}_4^{2-}/\text{l}$  und 61 mg  $\text{HCO}_3^-/\text{l}$ . Die Konzentrationsangaben im Diagramm entsprechen der Aktivität des gelösten Mangans (nach MATTHESS 1990).



**Abb. 7.13:** Stabilitätsfelder der Zn-Spezies für 0,07 mg Zn/l. Die  $SO_4$ - und  $HCO_3$ -Konzentrationen entsprechen denen in Abb. 7.12. (nach MATTHESS 1990).

Neben Eisen, Mangan und Zink interessieren insbesondere die geogenen Schwermetallkonzentrationen hinsichtlich möglicher Umweltauswirkungen des Grubenwassers. Deshalb wurden alle Wasserproben neben den bisher beschriebenen Elementen auch auf ihre Spurenmetallgehalte (Al, As, Cd, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Se, V) untersucht.

Neben den die Verfügbarkeit der Spurenmetalle beeinflussenden geogenen Gesteinskonzentrationen bzw. den Bindungsformen, bedingen die Milieuverhältnisse ( $E_H$ , pH) und die Sorptionsfähigkeit die Elementmobilitäten. Ferner spielt die Salinität aufgrund von Komplexbildungsreaktionen eine entscheidende Rolle für die Mobilisierbarkeit.

Die Spurenmetallgehalte der Tiefenwässer werden primär durch Wechselwirkungen mit den karbonischen Gesteinen beeinflusst.

Die Freisetzung von Spurenmetallen hängt auch von deren Bindungsformen in den Gesteinen ab. Während leicht lösliche Salze schnell ausgewaschen werden, können Veränderungen der Wasserzusammensetzung oder der geochemischen Milieubedingungen Mobilisationen von austauschbar gebundenen Metallen bewirken oder zur Freisetzung aus instabilen sich lösenden Mineralen (z.B. Pyritoxidation) führen. Einmal gelöste Spurenmetalle können in Abhängigkeit von den Milieubedingungen bei dem weiteren Transport wieder gefällt oder von den Gesteinen sorptiv fixiert werden.



Viele Spurenmetalle bilden, wie auch Eisen und Zink, in Reaktion mit Sulfid-Ionen unter reduzierenden Redoxbedingungen Sulfide, die allgemein sehr geringe Löslichkeiten besitzen. Primär bei der Sedimentation oder sekundär gebildete Sulfide werden so lediglich beim Kontakt mit Sauerstoff gelöst.

Unter reduzierenden Bedingungen ist daher zu erwarten, daß die Spurenmetallgehalte in den Wässern sehr gering sind. Die vorliegenden Analysen bestätigen dies, wobei davon ausgegangen wird, daß im unverritzten Gebirge weitgehend reduzierende Bedingungen vorherrschen.

Insgesamt wurden nur in wenigen Wasserproben Spurenmetalle nachgewiesen (vgl. Tab. 6.2) und diese treten dort in sehr geringen Konzentrationen, gemessen an der Höhe der Gesamtmineralisation, auf.

Die meisten der in gering mineralisierten Wässern kationisch in Lösung vorliegenden Metalle bilden mit dem in den Tiefenwässern auftretenden Chlorid stabile Chlorokomplexe, die zu einer Erhöhung der Mobilitäten führen.

Von den 11 untersuchten Spurenmetallen konnten Quecksilber und Vanadium in keiner, Cadmium und Molybdän nur in 4 bzw. 2 Wasserproben nachgewiesen werden. Von diesen 4 Elementen sind Cadmium, Quecksilber und Molybdän in den untersuchten Gesteinen ebenfalls in Konzentrationen unterhalb der Nachweisgrenzen,  $< 1 \text{ mg/kg}$  und  $< 0,1 \text{ mg/kg}$ , vorhanden. KIRSCH et al. (1980) ermittelten durchschnittlich  $2,1 \text{ mg Cd/kg}$  in Steinkohlen. Cadmium ist, wie Ni, Cu und As, auch in kleinen Mengen in Pyrit ("Ruhrkohle"-Pyrit  $0,76 \text{ mg Cd/kg}$ ) enthalten.

In Solen mit neutralem pH-Wert und schwach reduzierenden bis oxidierenden Bedingungen ist Cadmium relativ mobil und wird nur mäßig sorbiert. Wegen der geringen Gehalte in den Gesteinen ist Cd aber wahrscheinlich nur selten in den Grubenwässern zu finden. Die vier Proben, in denen Cadmium ( $0,001 \text{ mg/l}$  bis  $0,02 \text{ mg/l}$ ) nachgewiesen werden konnte, stammen aus Bohrungen und Anlagen der Zentralen Wasserhaltung mit Wässern geringer Salinität. Die stark mineralisierten Solen der aktiven Bergwerke enthalten Cd nur unterhalb der analytischen Nachweisgrenze.

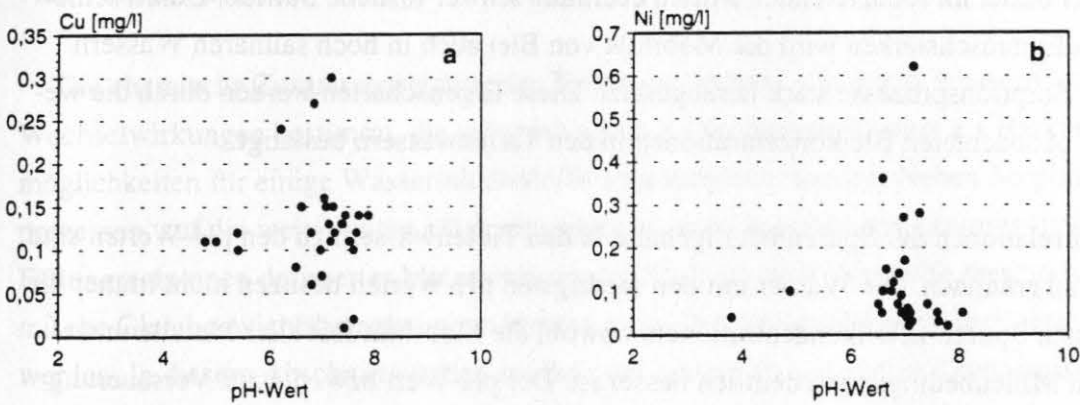
Ursache für die unterhalb der Nachweisgrenze liegenden Quecksilberkonzentrationen in den Tiefenwässern sind die geringe Löslichkeit (MATTHESS 1990) und vermutlich auch die geringen Gesteinskonzentrationen. Für Molybdän trifft das gleiche zu.

Vanadium ist als Spurenbestandteil in Silt- und Tonsteinen bis zu  $170 \text{ mg/kg}$  vorhanden. Da es in keiner Wasserprobe nachgewiesen wurde, ist zu vermuten, daß Vanadium in stabilen Bindungsformen in den Gesteinen vorliegt. Zudem bildet Vanadium

unter den reduzierenden bis schwach oxidierenden Bedingungen im Grubenwasser im neutralem pH-Bereich schwer lösliche Oxide (KRAUSKOPF 1956).

Folgende Spurenmetalle wurden mit abnehmender Häufigkeit in den Tiefenwässern nachgewiesen: Cu, Ni > Al > Cr, Se > As, Pb

Nickel und Kupfer wurden von den untersuchten Spurenmetallen am häufigsten nachgewiesen (in 28 von rd. 200 Proben). Die ermittelten Konzentrationen liegen durchschnittlich bei rd. 0,1 mg/l (Abb. 7.14). In den untersuchten Karbongesteinen sind Ni und Cu mit bis zu 30 mg/kg bis 40 mg/kg enthalten. Beide Elemente sind vor allem im salinaren Milieu mobil und werden nur mäßig sorbiert.



**Abb. 7.14:** Verteilung der am häufigsten in den Tiefenwässern nachgewiesenen Spurenmetalle Kupfer (a) und Nickel (b) in Beziehung zum pH-Wert.

Aluminium wurde in 16 Proben und damit als dritthäufigstes Spurenmetall in Konzentrationen von 0,01 mg/l bis 1 mg/l nachgewiesen. Die geringe Löslichkeit von z.B. Al-Hydroxiden und Tonmineralen im pH-Wertbereich von pH 5 bis pH 9 läßt nur geringe Al-Gehalte im Wasser erwarten.

Die Selenkonzentrationen schwanken in 10 Proben zwischen 0,005 mg/l und 0,01 mg/l. In den untersuchten Gesteinsproben konnte kein Selen nachgewiesen werden. Es ist im allgemeinen häufig an Sulfide gebunden und kann durch oxidative Prozesse als stabiles Selenit-Ion freigesetzt werden. Als solches wird es schnell und nahezu vollständig an Eisenoxide und -hydroxide, sowie an Tonminerale fixiert (WEDEPOHL 1978). Dies kann die geringen Konzentrationen in den Wässern erklären.

Arsen ist in den Karbongesteinen mit bis zu 6 mg/kg, Chrom mit bis zu 97 mg/kg enthalten. Arsen (0,001 mg/l bis 0,007 mg/l) und Chrom (0,01 mg/l bis 0,26 mg/l) liegen im Wasser über den gesamten pH-Bereich als Arsenate bzw. Chromate vor und sind relativ mobil. Aufgrund von spezifischen Bindungspositionen können sie gut an Eisenhydroxide adsorbiert werden. Chrom gehört zu den wenigen Metallen, die keine Sulfide bilden (KRAUSKOPF 1956).

Blei wurde nur in 7 Proben in Konzentrationen über der Nachweisgrenze, die bedingt durch die größtenteils hohen Salzgehalte bei 0,1 mg/l bzw. bei 0,5 mg/l lag, ermittelt. Dabei ist Blei in 3 Proben mit 0,3 mg/l und 0,6 mg/l und in 4 geringer mineralisierten Proben mit 0,01 mg/l und 0,04 mg/l enthalten.

Blei bildet im reduzierenden Milieu ebenfalls schwer lösliche Sulfide. Durch seine hohen Eintauschstärken wird die Mobilität von Blei auch in hoch salinaren Wässern durch Sorptionsprozesse stark herabgesetzt. Diese Eigenschaften werden durch die wenigen beobachteten Bleikonzentrationen in den Tiefenwässern bestätigt.

Korrelationen der Spurenmetallgehalte in den Tiefenwässern zu den pH-Werten sind nicht zu erkennen. Die Wässer mit den niedrigsten pH-Werten besitzen nicht immer die höchsten Spurenmetallkonzentrationen, obwohl die Mobilität fast aller Metalle unter diesen Milieubedingungen deutlich besser ist. Der pH-Wert bzw. die zur Versauerung führenden Prozesse spielen demnach nur eine untergeordnete Rolle für die Mobilisierung. Bei Blei und Nickel zeigt sich andeutungsweise, daß bei pH-Werten  $> 8$  nur noch geringe Gehalte auftreten.

Sowohl die Tiefenlage der Proben als auch die Gesamtmineralisation haben im allgemeinen keinen direkten Einfluß auf die Höhe der Metallkonzentrationen. Nur bei Blei kommen die höchsten Konzentrationen in Wässern mit den höchsten Salinitäten vor.

Aufgrund der geringen Anzahl von Spurenmetallkonzentrationen über der Nachweisgrenze konnten keine Beziehungen der Metalle untereinander aufgezeigt werden. Es ist zu berücksichtigen, daß die beobachteten Elementkonzentrationen sehr gering sind und eine nur geringe Variationsbreite besitzen, sodaß Milieuabhängigkeiten und die Herkunft aus geochemischen Prozessen kaum abgeleitet werden können.

Die geochemische Elementhäufigkeit spiegelt sich nur z.T. in den Wassergehalten wieder. Wichtiger für die Verfügbarkeit sind die Bindungsformen der Metalle. Obwohl einige Spurenmetalle (V, Cr) in größeren Konzentrationen in den Gesteinen vorhanden sind, finden sie sich nicht in den Wasserproben in nachweisbaren Konzentrationen wieder.

Nickel und Kupfer bilden in den Wässern die mobilsten Spurenmetalle. Aber auch sie werden nur in rd. 10 % der analysierten Wasserproben nachgewiesen.

Anhand der vorliegenden Ergebnisse lassen sich Aussagen über die geogene Grundbelastung der Tiefenwässer bezüglich der Spurenmetalle ableiten. Bei neutralen und auch bei schwach sauren pH-Werten und bei hohen Salzgehalten sind die Spurenmetalle im wesentlichen immobil. Es läßt sich jedoch nicht differenzieren ob nur geringe Mengen mobilisiert werden oder ob gelöste Anteile aus den Wässern durch Sorptions- und Fällungsprozesse wieder fixiert worden sind.

## 7.2. Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen

Die chemische Zusammensetzung der Tiefenwässer wird u.a. durch Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen bestimmt, die teilweise schon im vorherigen Kapitel als Herkunftsmöglichkeiten für einige Wasserinhaltsstoffe angesprochen wurden. Neben Sorptionsprozessen, auf die weiter unten näher eingegangen wird, beeinflussen Lösungs- und Fällungsreaktionen definierter Mineralphasen die Hydrochemie. Mit Hilfe thermodynamische Gleichgewichtsberechnungen können diese Wechselwirkungen näher untersucht werden. In diesem Abschnitt werden am Beispiel einiger ausgewählter Tiefenwasseranalysen Sättigungen bezüglich einiger häufig auftretender Minerale aufgezeigt.

Dazu sind Kenntnisse über die mineralogische Zusammensetzung des "Aquifers", im weiteren Sinne, notwendig. Bei der langen, komplexen Entwicklungsgeschichte der Ruhr-Revier-Solen gibt es nicht nur einen Aquifer mit definierter Petrographie und Mineralogie. Als realistische Näherung sind für die Tiefenwässer in erster Linie die karbonischen Schichten als Aquifer anzunehmen. Der Mineralbestand wurde qualitativ sowohl röntgendiffraktometrisch, als auch mikroskopisch, bestimmt. Die untersuchten Gesteine sind in Kapitel 5.6 aufgelistet.

- Karbon-Sandstein aus den unteren Bochumer Schichten, mit einem hohen Anteil an Gesteinsfragmenten:
  - a) röntgendiffraktometrisch: Quarz, Tonminerale, Feldspat, Illit, Muskovit, Siderit, Chlorit/Kaolinit;
  - b) mikroskopisch: Quarz als Hauptbestandteil mit ca. 50 %;  
Gesteinsfragmente ca. 30 % bis 40 %: vulkanisches Gesteinsfragment mit Plagioklasleisten, Granit-Gesteinsfragment, Phyllit, Glimmerschiefer, quarzementierter Arenit, Sandsteinfragment mit Tonzement, Silt-Gesteinsfragment mit Schwermineralen;  
Plagioklas mit Zwillingslamellen, leicht serizitisiert;



Hellglimmer;

detritischer Chlorit;

Zemente: Quarz-, Ton-, Karbonat-Zement, Pseudomatrix (zerdrückte Phyllite, Tongerölle), authigener Siderit;

– Karbon-Sandschiefer aus den unteren Bochumer Schichten:

a) röntgendiffraktometrisch: Quarz, Tonminerale, Feldspat, Illit, Muskovit, Siderit, Chlorit/Kaolinit;

b) mikroskopisch: Quarz;

Phyllit-Gesteinsfragment;

Plagioklas;

Eisenoxid (Hämatit), Pyrit;

Ton-, Karbonat-Zement;

– Tonmergelstein (Emscher Mergel):

a) röntgendiffraktometrisch: Quarz, Calcit, Illit;

b) mikroskopisch: Quarz (häufig); Glaukonit; Eisenoxide (häufig); Karbonat;

– mergeliger Kalkstein (Oberturon):

a) röntgendiffraktometrisch: Quarz, Calcit, Illit;

– Kalkstein (Mittelturon):

a) röntgendiffraktometrisch: Quarz, Calcit;

b) mikroskopisch: Quarzkörner (vereinzelt); vereinzelt Glaukonitkörner; Schalenfragmente;

– Siltstein (Bochumer Grünsand):

a) röntgendiffraktometrisch: Quarz, Calcit, Tonminerale, Illit;

b) mikroskopisch: Quarz, gut gerundet; authigener Calcit; Glaukonit, gut gerundet; Plagioklas; Chlorit-Zement; insgesamt feinkörniger und höherer Karbonatanteil (als Porenraumfüllung) als Essener Grünsand;

– mergeliger Kalkstein (Unterturon):

a) röntgendiffraktometrisch: Quarz, Calcit, Illit;

b) mikroskopisch: wenig Quarz; Feldspat; karbonat-verheilte Klüfte;

– Siltstein (Essener Grünsand):

a) röntgendiffraktometrisch: Quarz, Calcit, Tonminerale, Illit;

b) mikroskopisch: Quarz, gut gerundet; authigener Calcit; Glaukonit, gut gerundet; Plagioklas; Chlorit-Zement;

Mit dem hydrogeochemischen Modellprogramm WATEQF wurden Sättigungsrechnungen bezüglich häufig in den karbonischen Gesteinen auftretender Minerale durchgeführt.

Der Sättigungsindex (SI) ist ein Maß für die Abweichung des Systems Wasser/Gestein vom Gleichgewichtszustand. Er errechnet sich aus dem Quotienten vom Logarithmus des Ionenaktivitätsproduktes (IAP) und dem Logarithmus des Gleichgewichtslöslichkeitsproduktes ( $K_{LP}$ ). Das Löslichkeitsprodukt ergibt sich aus den Aktivitäten der gelösten Spezies.

$$SI = \log \frac{IAP}{K_{LP}}$$

Der Sättigungsindex nähert sich Null, wenn das betreffende Mineral im Gleichgewichtszustand mit der Porenlösung steht. Positive Sättigungsindizes deuten eine Übersättigung an, was bedeutet, daß das entsprechende Mineral gefällt werden kann, negative Sättigungsindizes deuten entsprechend eine Untersättigung an, mit der Fähigkeit Minerale zu lösen.

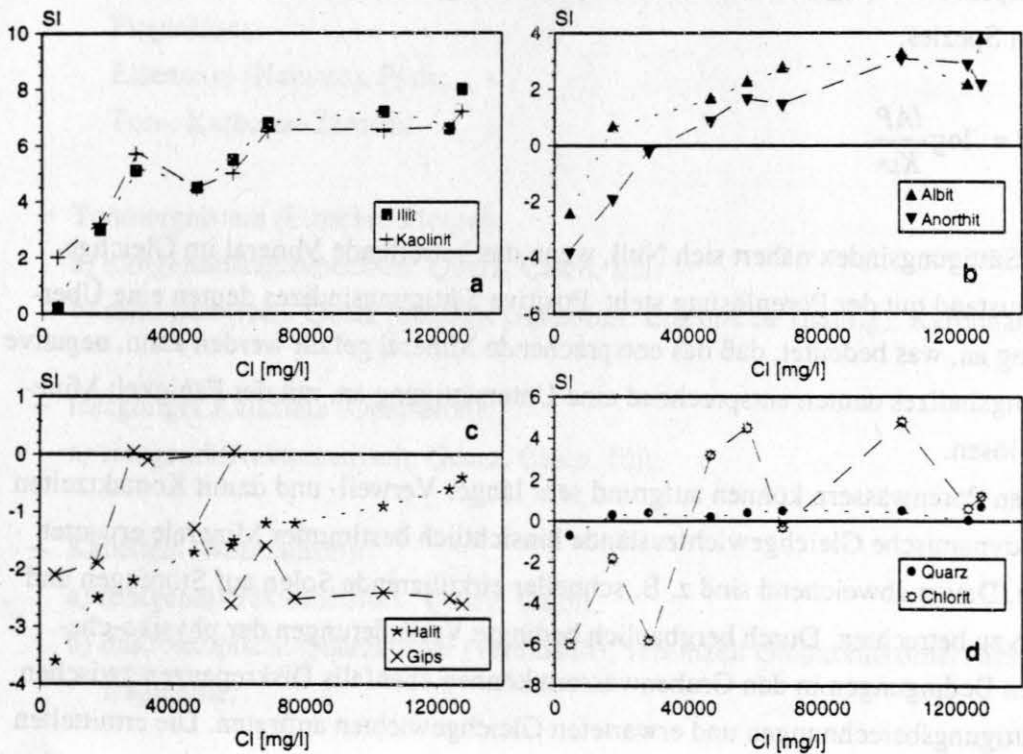
In den Porenwässern können aufgrund sehr langer Verweil- und damit Kontaktzeiten thermodynamische Gleichgewichtszustände hinsichtlich bestimmter Minerale erwartet werden. Davon abweichend sind z. B. schneller zirkulierende Solen auf Störungen und Klüften zu betrachten. Durch bergbaulich bedingte Veränderungen der physiko-chemischen Bedingungen in den Grubenwässern können ebenfalls Diskrepanzen zwischen den Sättigungsberechnungen und erwarteten Gleichgewichten auftreten. Die ermittelten Sättigungsindizes sollen nur als Sättigungstendenzen gewertet werden, zumal auch die Ionenstärken der untersuchten Grubenwässer teilweise > 1-molar betragen und dadurch Ungenauigkeiten bei der Berechnung der Aktivitätskoeffizienten auftreten können (GRONEMEIER et al. 1983, SPERLING & MERKEL 1992).

Aus den Berechnungen der Sättigungsindizes resultieren unterschiedliche Sättigungszustände hinsichtlich der ausgewählten Mineralphasen: Quarz, Albit und Anorthit, Illit, Kaolinit, Chlorit, Halit, Gips, Calcit und Dolomit.

Gegenüber Quarz (Abb. 7.15d) finden die untersuchten Wasserproben Annäherung an den Sättigungszustand, d.h. die Lösungen stehen mit Quarz im Gleichgewicht. Die analysierten Si-Konzentrationen in den Tiefenwässern sind demnach durch die Löslichkeit von Quarz unter den bestehenden Milieubedingungen begrenzt und können annähernd als Gleichgewichtskonzentration interpretiert werden.

Die meisten Proben sind ebenso gegenüber Dolomit und Calcit nahezu gesättigt bis schwach übersättigt, besitzen also nicht die Fähigkeit noch weiteren Calcit zu lösen, sondern eher zu fällen, wobei hier der  $\text{CO}_2$ -Partialdruck eine entscheidende Rolle bei der Steuerung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes spielt.

Die Sättigung der Wässer an Plagioklas, für den stellvertretend Albit und Anorthit betrachtet wurden, steigt mit zunehmender Salinität an (Abb. 7.15b). Bis etwa 30 000 mg Cl/l besteht noch Untersättigung, d.h. Albit und Anorthit können gelöst werden. Darüber sind die Wässer leicht an Albit und Anorthit übersättigt, d.h. thermodynamisch stabil.



**Abb. 7.15:** Mineralsättigungstendenzen der Tiefenwässer gegenüber einigen ausgewählten Mineralphasen in Abhängigkeit von der Salinität. SI = Sättigungsindex =  $\log (\text{IAP}/K_{\text{LP}})$ .

Die berechnete Illit- und Kaolinit-Übersättigung nimmt mit steigender Salinität und damit auch mit zunehmender Tiefe weiter zu (Abb. 7.15a). Die Sättigungstendenz von Illit und Kaolinit besitzt zudem eine deutlich ausgeprägte pH-Abhängigkeit zwischen pH 6 und pH 8. Sie sinkt in Richtung basischer pH-Werte.

Die Mineralsättigungsindizes von Chlorit sind größeren Schwankungen unterworfen, nähern sich aber tendenziell mit wachsender Salinität 0 bis zu positiven Werten (Abb. 7.15d).

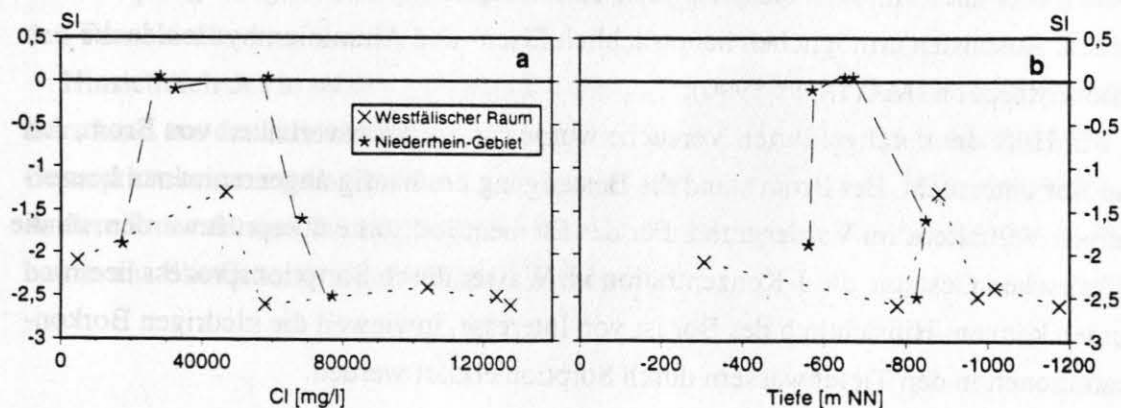
Generell sind die Wässer erwartungsgemäß hinsichtlich Halit untersättigt und nähern sich mit zunehmendem Cl-Gehalt der Sättigung (Abb. 7.15c). Anhand des Verlaufes dieser Sättigungskurve ist zu sehen, daß aufgrund der Ionenstärken  $>1$ -molar zumindest für Halit keine deutlichen Abweichungen der vom Programm berechneten Aktivitäten gegenüber den tatsächlich im Wasser wirksamen Konzentrationen auftreten.

Stellvertretend für ein  $\text{CaSO}_4$ -Mineral wurde der Sättigungszustand der Wässer hinsichtlich Gips überprüft (Abb. 7.15c). Bei einer ganzheitlichen Betrachtung der Sättigungsindizes in Abhängigkeit von den Cl-Konzentrationen schwanken die Resultate zwischen 0 und negativen Indexwerten.

Zur weiteren Auswertung der Sättigungsindizes wurde deren regionales Verteilungsmuster (Niederrhein-Gebiet, Westfälischer Raum) unter Berücksichtigung stratigraphischer Unterschiede, insbesondere hinsichtlich Deckgebirgsherkunft, untersucht.

Hierbei ergaben sich nur gegenüber der Mineralphasen Gips und Anhydrit signifikante Unterschiede (Abb. 7.16). Während in Wässern aus dem Westfälischen Raum die Gips-Sättigungsindizes generell negativ sind, existieren im Niederrhein-Gebiet neben Ungleichgewichten auch Gleichgewichtszustände hinsichtlich Gips. Anhand der Darstellungen in Abb. 7.16a,b wird deutlich, daß weder die Salinität, noch die Tiefe einen Einfluß auf die Gips-Sättigung ausübt. Das Charakteristikum der an Gips gesättigten Proben ist die Herkunft aus dem Deckgebirge (Zechstein, Buntsandstein) des Niederrhein-Gebietes. Die aus -300 m NN, im Westfälischen Raum, stammende Probe (Abb. 7.16b) kommt mit Sicherheit auch aus dem Deckgebirge (Cenoman/Turon), wobei keine Gips-Sättigung errechnet wurde.

Tiefenwässer im Niederrhein-Gebiet, die nicht aus dem Deckgebirge kommen, weisen, wie die Wässer in den übrigen Bereichen, eine Untersättigung bezüglich Gips auf.



**Abb. 7.16:** Sättigung einiger Tiefenwässer aus dem Niederrhein-Gebiet und aus dem Westfälischen Raum gegenüber Gips in Abhängigkeit von der Salinität und der Tiefe.

SI = Sättigungsindex =  $\log(IAP/K_{LP})$ .



Da die wenigsten Wasserproben Untersättigungen hinsichtlich der betrachteten Minerale, mit Ausnahme von Halit, zeigen, kann angenommen werden, daß ein Großteil der Wasserinhaltsstoffe in den Tiefenwässern nicht auf Lösung von Mineralen beruht.

Wenige Wässer befinden sich im Gleichgewichtszustand mit den Mineralphasen (z.B. Quarz), sondern weisen vielmehr die Tendenz zur Übersättigung auf. Während bei sehr alten, stagnierenden Porenwässern Gleichgewichte vermuten werden können, sind Ungleichgewichte bei schneller zirkulierenden Kluftwässern zu erwarten. Die Einstellung von Mineralgleichgewichten hängt neben der Zirkulationsgeschwindigkeit der Wässer auch von der Reaktionskinetik und der Größe der reaktiven Oberflächen (z.B. Kristallgröße) ab, so daß auch metastabile Zustände zwischen den Tiefenwässern und Mineralen über geologische Zeiträume existieren können (OHSE et al. 1983).

### Sorptionsversuche

Ein Mechanismus, der bei Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen die chemische Zusammensetzung der Porenlösungen beeinflussen kann, ist die Ad- bzw. Absorption gelöster und Desorption gebundener Stoffe. Die häufig nicht zu trennende Bindung gelöster Stoffe an den Oberflächen und im Inneren fester Körper wird allgemeiner als Sorption bezeichnet. In den Gesteinen stehen als Sorbenten hauptsächlich Tonminerale, Eisen-, Mangan- und Aluminiumhydroxide sowie organische Substanzen zur Verfügung. Gute Sorptionseigenschaften werden auch den in den Grünsanden und Mergeln des Deckgebirges häufig auftretenden Glaukoniten zugeschrieben. Aufgrund ihrer negativen Oberflächenladung sorbieren Tonminerale bevorzugt Kationen aus der Lösung. Sie können aber auch Anionen beispielsweise zum Ausgleich positiver Ladungsüberschüsse binden. Ansonsten ermöglichen hauptsächlich Eisen- und Aluminiumhydroxide die Anionensorption (MATTHESS 1990).

Mit Hilfe der durchgeführten Versuche wurde das Sorptionsverhalten von Brom, Jod und Bor untersucht. Bei Brom stand die Bestätigung des häufig angenommenen konservativen Verhaltens im Vordergrund. Für das Element Jod sollte überprüft werden, ob die silikatischen Gesteine die J-Konzentration im Wasser durch Sortptionsprozess beeinflussen können. Hinsichtlich des Bor ist von Interesse, inwieweit die niedrigen Borkonzentrationen in den Tiefenwässern durch Sorption erklärt werden.

Bei den Batchversuchen (Abb. 7.17) wurden in den mit Brom angereicherten Gleichgewichtslösungen größtenteils leicht erhöhte Br-Konzentrationen gegenüber den Stammlösungen festgestellt. Bei einem angewandten Wasser/Feststoff-Verhältnis von

25 entspricht eine Konzentrationsanhebung in der Gleichgewichtslösung von 3 mg/l einer Lösung von Brom aus dem Gestein von 75 mg/kg. Da Br-Gehalte in den Gesteinen unterhalb der analytischen Nachweisgrenze von 200 mg/kg liegen, können durchaus 75 mg Br/kg aus dem Gestein gelöst werden.

In den Lösungen 5, 6 und 7, mit hohen Ausgangsgehalten an Brom liegen die Ergebnisse im Bereich der analytischen Meßgenauigkeit.

Das bei den Batchversuchen verwendete, feingemahlene Gesteinsmaterial besitzt aufgrund der vergrößerten Oberfläche eine bessere Reaktionsfähigkeit, als das Kompakte Gestein im Bohrkernversuch. Bei dieser Versuchsanordnung zeigten sich ebenfalls keine Hinweise auf sorptive Bindung.

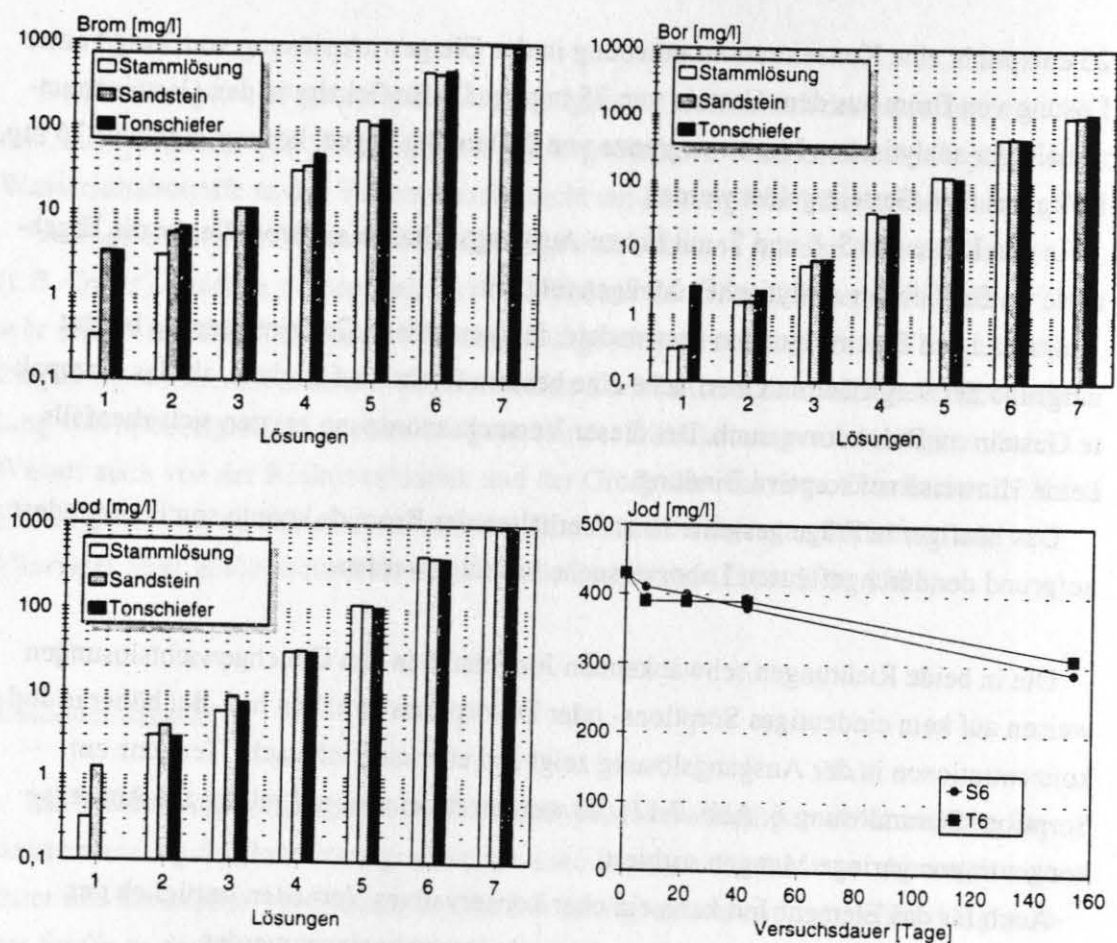
Das häufiger in Frage gestellte Inert-Verhalten des Bromids konnte somit zumindest aufgrund der durchgeführten Laborversuche bestätigt werden.

Die in beide Richtungen schwankenden Jodgehalte in den Gleichgewichtslösungen weisen auf kein eindeutiges Sorptions- oder Desorptionsverhalten hin. Bei höheren Jodkonzentrationen in der Ausgangslösung zeigt Jod eher eine schwache Tendenz zur Sorption (Stammlösung 6, Abb. 7.17). Es werden dabei aber nur relativ zur Anfangskonzentration geringe Mengen sorbiert.

Auch für das Element Jod kann ein eher konservatives Verhalten bezüglich der Sorptionseigenschaften aus den Versuchsergebnissen abgeleitet werden.

In beiden Versuchsanordnungen zum Sorptionsverhalten des Bor werden weder signifikante Bor-Mengen sorbiert noch gelöst. Die geringen Konzentrationsanhebungen von rd. 1 mg B/l in den drei Stammlösungen mit geringen B-Gehalten entsprechen einer Lösung von 25 mg/kg Bor aus den Gesteinen. In den zu den Versuchen verwendeten Gesteinsproben liegen die Borgehalte bei 34 mg/kg für den Sandstein bzw. 83 mg/kg für den Tonschiefer.

Hinsichtlich des in relativ geringen Konzentrationen im Tiefenwasser auftretenden Bors kann aus den durchgeführten Versuchen abgeleitet werden, daß Sorption und Desorption keine entscheidenden Auswirkungen auf die Gehalte im Wasser ausüben. Andere Prozesse sind für die Kontrolle der Borgehalte in den Grubenwässern (z.B. Einbau in das Illit-Gitter) von vorrangiger Bedeutung.



**Abb. 7.17:** Ergebnisse der Sorptionsversuche von Br, J, B mit karbonischem Sand- und Tonstein. Die Säulendarstellungen stammen von den Batchversuchen. Es wurden 7 verschieden hoch konzentrierte Stammlösungen angesetzt. In der Legende ist mit Sandstein und Tonschiefer die jeweilige Gleichgewichtslösung beschrieben. Die Graphik unten rechts zeigt ein Beispiel von den Bohrkernversuchen mit Jod an einem Sand- und Tonstein der Stammlösung 6. S6 = Sandstein, T6 = Tonstein.

## 8. Tiefenwässer in anderen Steinkohlenvorkommen

### 8.1. Aachener Revier

Das Aachener und das Erkelenzer Revier (Abb. 1.2) gehören, wie das Ruhr-Revier, zum paralischen Kohlegürtel Nordwesteuropas, der sich über Holland, Belgien und Nordfrankreich nach England erstreckt.

Die Bergbaugeschichte hat im Aachener Revier wahrscheinlich schon in der römischen Kaiserzeit begonnen. Es zählt damit zu den ältesten Steinkohlerevieren in Europa. Während des Mittelalters wurde, wie auch im südlichen Ruhr-Revier, z.B. im Wurm-Tal übertage Steinkohle gebrochen. Im 19. Jahrhundert, mit zunehmendem Einsatz von Dampfmaschinen bei der Förderung, Wasserhaltung und Bewetterung, setzte der Abbau in größeren Umfang ein. In den 60iger Jahren hatte die Förderung ihren Höhepunkt erreicht, heute sind alle Bergwerke dieser Region stillgelegt.

#### 8.1.1. Geologischer Aufbau und Stratigraphie

Das Aachener Revier läßt sich in zwei räumlich voneinander getrennte Regionen unterteilen, das Wurm- und das Inde-Revier (Abb. 8.1). Auf niederländischer Seite schließt sich das Südlimburger Revier als westliche Fortsetzung an das Wurm-Revier an.

Das Wurm-Revier liegt im Nordteil des Aachener Reviers und besteht aus einer stark asymmetrischen Mulde (Wurm-Mulde), dessen steiler Südflügel gleichzeitig dem Nordflügel des Aachener-Sattels entspricht, der durch die Aachener-Überschiebung stark zerschert ist (Abb. 8.2). Südlich daran schließt sich das Inde-Revier (Inde-Mulde) als weitere, erzgebirgisch streichende Einmuldung an. Im Süden wird das Aachener Revier durch die Venn-Überschiebungszone begrenzt. Die südlich dieser tektonischen Begrenzung anstehenden devonischen und altpaläozoischen Sedimente gehören zum Venn-Sattel.

Der Faltenbau ist deutlich nordvergent und durch Spezialfaltung weiter gegliedert. Eine deutlich ausgeprägte Stockwerkstektonik, vergleichbar mit den Verhältnissen im Ruhr-Revier, kennzeichnet den tektonischen Aufbau in vertikaler Richtung.

Die Überschiebungstektonik ist wie im Ruhr-Revier zeitgleich mit der Faltung entstanden. Durch eine Vielzahl von Quer- und Diagonalstörungen sind beide Reviere stark in Schollen unterteilt (WREDE & ZELLER 1988).





Die oberkarbonische Schichtenfolge (Tab. 8.1) reicht vom Namur, wovon bisher der untere Teil nicht bekannt ist, bis zum Westfal B. Bauwürdige Flöze treten im oberen Westfal A und B auf. Die stratigraphische Gliederung erfolgt abweichend vom Ruhr-Revier in Stolberger, Kohlscheider und Alsdorfer Schichten. Auch hier werden vorzugsweise marine Horizonte zur Abgrenzung herangezogen. Die Grenze Westfal A / B z.B. wird durch den marinen Katharina-Horizont fixiert.

### Inde-Revier

Die gesamte Karbonmächtigkeit beträgt hier maximal 2000 m. Die oberkarbonische Schichtenfolge, die ca. 1800 m mächtig ist, besteht aus klastischen Sedimenten des Namur A bis zum obersten Westfal A. Das untere Westfal B ist nicht eindeutig nachgewiesen. Eine Besonderheit ist die schon im Namur A einsetzende Flözföhrung.

Im Wurm-Tal und teilweise im Inde-Gebiet streicht das Oberkarbon übertage aus. Im Südwesten des Inde-Synklinoriums und im übrigen Wurm-Gebiet bedeckt Oberkreide die paläozoischen Sedimente. Darüber folgen im gesamten Aachener Raum marine tertiäre und quartäre Ablagerungen in wechselnden Mächtigkeiten. Die Tertiär-Mächtigkeit nimmt nach Norden und Nordosten zu. Die Deckgebirgsmächtigkeiten erreichen im Aachener Revier bis maximal rd. 400 m.

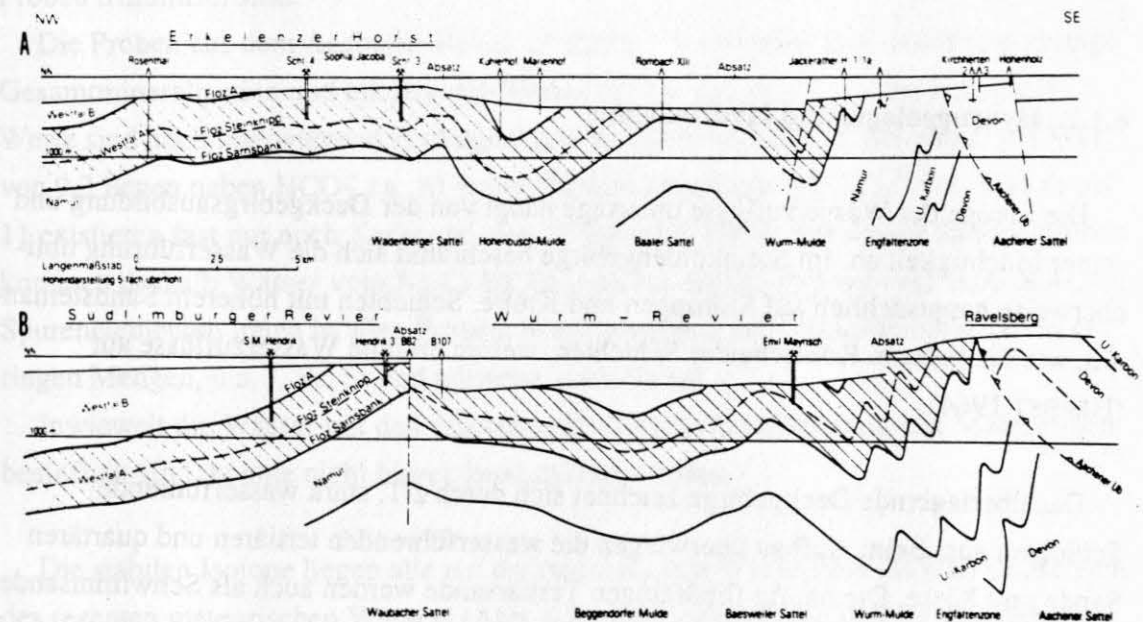


Abb. 8.2: Profil durch das Erkelenzer (A) und Aachener (B) Revier (aus DROZDZEWSKI et al. 1985).

	Aachener Revier	Erkelenzer Revier	Ibbenbürener Revier	Ruhr-Revier
Westfal D			Rote Sch.	
Westfal C			Obere Ibbenbürener Sch.	
			Untere Ibbenbürener Sch.	Lembecker Sch.
Westfal B	Merksteiner Sch.		Altstedder Sch.	Dorstener Sch.
	Alsdorfer Sch.	Alsdorfer Sch.		Horster Sch.
Westfal A	Kohlscheider Sch.	Kohlscheider Sch.		Essener Sch.
	Obere Stolberger Sch.	Obere Stolberger Sch.		Bochumer Sch.
Narnur C	Untere Stolberger Sch.	Untere Stolberger Sch.		Wittener Sch.
Namur B				Sprockhöveler Sch.
Namur A				

**Tab. 8.1:** Stratigraphische Gliederung des Oberkarbons der Reviere von Aachen, Erkelenz und Ibbenbüren. Schichtparallelisierung zum Ruhr-Revier. (zusammengestellt nach DOMALSKI 1988 und WREDE & ZELLER 1988).

### 8.1.2. Hydrogeologie und Hydrochemie

Die Menge der Wasserzuflüsse untertage hängt von der Deckgebirgsausbildung und seiner Mächtigkeit ab. Im Steinkohlengebirge beschränkt sich die Wasserführung üblicherweise hauptsächlich auf Störungen und Klüfte. Schichten mit höherem Sandsteinanteil, wie die tieferen Kohlscheider Schichten, weisen erhöhte Wasserzuflüsse auf (HERBST 1964).

Das überlagernde Deckgebirge zeichnet sich durch z.T. stark wasserführende Schichten aus. Beim Aufbau überwiegen die wasserführenden tertiären und quartären Sande und Kiese. Die häufig fließfähigen Tertiärsande werden auch als Schwimmsande bezeichnet. Diese Schichten treten in Wechsellagerung mit wasserstauenden Tonen und Lehmen auf. Als Grundwasserstauer kommt besonders dem Ratinger Ton (Oligozän) große Bedeutung zu, der die Grubenbaue an den Stellen, wo Oberkreidebedeckung fehlt und der Ton direkt auf dem Karbon lagert, vor Schwimmsand- und Wassereintrüben

schützt. Allgemein werden die tonigen Ablagerungen verschiedenen Alters im bergmännischen Sprachgebrauch als "Baggert" bezeichnet.

Das Oberkreide-Deckgebirge ist größtenteils aus wasserführenden Kalk- und Sandsteinen (z.B. Aachener Sand) aufgebaut. Z.T. ist an der Basis der Hergenrather Ton als wasserundurchlässige Schicht ausgebildet (HOLLMANN & JANDA 1964).

Die Deckgebirgswässer setzen sich aus gering mineralisierten  $\text{Ca-Mg-HCO}_3$ -Wässern, mit geringem Sulfat- und Chlorid-Anteil, zusammen. Dieser Wassertyp tritt unabhängig von der Stratigraphie der Deckgebirgsschichten auf.

Die Grubenwässer in größeren Tiefen bestehen aus fast reinen  $\text{Na-Cl}$ -Wässern mit geringem  $\text{HCO}_3$ -Anteil. Sulfat konnte in den meisten Proben nicht nachgewiesen werden. Die maximalen Chloridkonzentrationen erreichen bis rd. 20 000 mg/l (in ca. 800 m Teufe) und liegen damit im Konzentrationsbereich von Meerwasser.

Wo die abdichtenden Schichten über dem Karbon zurücktreten, erfolgt eine zunehmende Aussüßung der Tiefenwässer von der Oberfläche her. Deshalb wurden je nach hydrogeologischer Situation auch Hydrogenkarbonat-Wässer untertage angetroffen (HERBST 1964).

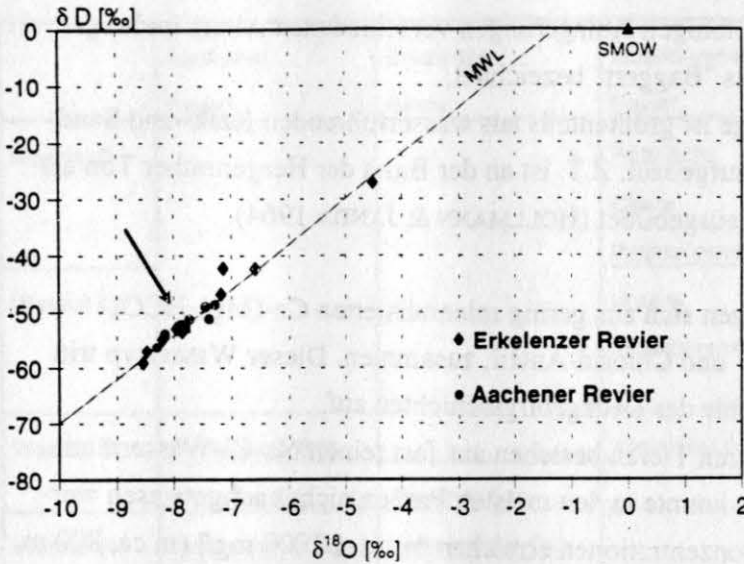
Da im Aachener Revier der Abbaubetrieb bereits eingestellt war, konnten nur noch Sammelzuflüsse geogener Wässer beprobt werden. Eine Vermischung dieser Proben mit Brauchwasser oder jungem Oberflächenwasser kann ausgeschlossen werden, da alle Proben tritiumfrei sind.

Die Proben aus dem Aachener Revier (Anhang I.3) zeichnen sich durch eine geringe Gesamtmineralisation und erhöhte pH-Werte (ca. 8 bis 9) aus. Trotz der hohen pH-Werte sind noch überwiegend Hydrogenkarbonationen vorhanden. Bei einem pH-Wert von 9,3 liegen neben  $\text{HCO}_3^-$  ca. 10 % der "Kohlensäureform" als  $\text{CO}_3^{2-}$  vor. Erst ab pH 11 existieren fast nur noch Karbonationen (ROHMANN 1989). Bei diesen Sammelproben kommen deshalb Wässer vom  $\text{Na-Cl-HCO}_3$ - und  $\text{Na-HCO}_3$ -Typ vor (vgl. Abb. 8.4). An Spurenelementen treten in allen Proben, in entsprechend der Gesamtmineralisation geringen Mengen, u.a. J, Br, Sr und teilweise auch Ba auf.

Inwieweit die Wässer mit den erhöhten pH-Werten durch bergbauliche Maßnahmen beeinflusst sind, konnte nicht hinreichend geklärt werden.

Die stabilen Isotope liegen alle auf der meteorischen Wasserlinie (MWL) im Bereich des rezenten meteorischen Wassers (Abb. 8.3). Die vorliegenden Proben sind demnach alle durch meteorisches Wasser beeinflusst, aber älter als ca. 40 Jahre.





**Abb. 8.3:** Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte der Tiefenwässer aus dem Aachener und Erkelenzer Revier. Der Pfeil weist auf die Isotopenwerte des lokalen, rezenten, meteorischen Wassers hin.

Aus den hydrogeologischen Verhältnissen wird deutlich, daß die gering mineralisierten Grubenwässer direkt aus dem Deckgebirge gespeist werden. Die marinen Formationswässer, die ursprünglich mit den Kreide- und Tertiär-Sedimenten abgelagert wurden, sind teilweise in tiefere Schichten abgewandert und teilweise durch meteorische Wässer ausgetauscht worden.

Die Grubenwässer, die bis zur Meerwasserkonzentration mineralisiert sind, können als fossiles marines Wasser angesehen werden. Ob es sich dabei um Kreide- oder Tertiär-Meerwasser handelt, ist durch diese vergleichenden Untersuchungen nicht zu klären.

Einerseits besteht aufgrund der relativ geringen Gesamtmineralisation (Meerwasserkonzentration) der Tiefenwässer keine Notwendigkeit, Ablaugungssolen vom Zechstein des Niederrheins als Ursache für die Mineralisation der Grubenwässer heranzuziehen, andererseits ist eine Migration der Solen vom Niederrhein in das Aachener und Erkelenzer Gebiet aus hydraulischen Gründen nicht möglich. Die Umgebung von Aachen liegt rd. 100 m oberhalb des Niederrheins, wodurch die Ablaugungssolen entgegen dem hydraulischen Gradienten wandern müßten.

Auch ANTONOW (1941) äußerte die Vermutung, daß es sich bei den untertage angetroffenen Salzwässern um fossiles Meerwasser handeln könnte. Als maximalen Kochsalzgehalt gibt er 29 800 mg/l an.

HERBST (1964) sieht für die Aachener Tiefenwässer eine Herkunft vom Zechstein am Niederrhein als unwahrscheinlich an und begründet dies mit der Entfernung (60 km bis 80 km) und der Lage des Salzvorkommens in einer "...ganz anderen tektonischen Einheit." Das Fehlen einer Konzentrationsabnahme von N nach S spricht seiner Meinung nach auch gegen eine Herkunft der salinaren Tiefenwässer von Norden, wobei dies nicht unbedingt gegen Zechstein-Herkunft sprechen würde. Auch die Entfernung kann nicht als Argument gegen Zechstein-Herkunft der Solen gewertet werden.

## 8.2. Erkelenzer Revier

Das Erkelenzer Revier liegt ca. 15 km nördlich des Aachener Reviers und ca. 35 km südwestlich des westlichen Ruhr-Reviers (Abb. 1.2). Diese Steinkohlenlagerstätte wurde erst 1894 durch F. HONIGMANN entdeckt.

Das Bergwerk Sophia Jacoba ist die einzige, heute noch aktive Schachtanlage im Aachen-Erkelenzer Revier.

### 8.2.1. Geologischer Aufbau und Stratigraphie

Die Lagerstätte liegt tektonisch auf dem Erkelenzer Horst (Abb. 8.2), der im Norden durch den Venloer Graben und im Südwesten vom Rur-Graben am Rurrand-Sprung begrenzt wird (Abb. 8.1). Auf niederländischer Seite setzt sich der Horst als Peel-Horst fort.

Die karbonischen Schichten sind in größtenteils flache Mulden und Sättel mit variszisch streichenden Achsen gegliedert. Es lassen sich drei tektonische Zonen ausgliedern, im Südwesten eine etwas stärker ausgebildete Faltenzone, daran anschließend eine Überschiebungszone mit schwächerer Faltung und im Nordosten eine Zone mit weit-spännigen Falten. Neben der Falten tektonik erlangt die Bruchtektonik größere Bedeutung, wodurch der Erkelenzer Horst in zahlreiche Schollen unterteilt wird.

An einigen der tiefreichenden Sprünge wurden Blei-Zink-Vererzungen beobachtet.

Die untersten, aufgeschlossenen flözführenden Schichten gehören dem Westfal A an, flözarme Ablagerungen des Namur C sind nur aus Bohrungen bekannt. Für das Westfal A wird eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1 150 m angegeben (WREDE & ZELLER 1983), für das Westfal B ca. 270 m bis 360 m. Die stratigraphische Gliederung erfolgt in Anlehnung an das Aachener Revier (vgl. Tab. 8.1).

Der Inkohlungsgrad der Flöze im Bereich des Erkelenzer Horstes ist besonders hoch, was durch einen in der Tiefe befindlichen basischen Intrusivkörper verursacht wurde (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1971), der auch geophysikalisch nachgewiesen werden konnte. Die Steinkohle liegt hier als qualitativ hochwertiger Anthrazit vor.

Die oberkarbonischen Sedimente werden von einem durchschnittlich 200 m mächtigen Deckgebirge aus Oberkreide, Tertiär und Quartär im Bereich des gesamten Erkelenzer Horstes überlagert (KLAUSER et al. 1993).

### 8.2.2. Hydrogeologie und Hydrochemie

Im Unterschied zum Aachener Revier ist hier das größtenteils mächtigere und vollständiger ausgebildete Deckgebirge generell als mäßig ergiebiger Grundwasserleiter ausgebildet. Die quartären Schichten stellen allerdings einen sehr ergiebigen Grundwasserleiter dar. Durch gering durchlässige Schichten, wie z.B. die Lintforter und Ratinger Schichten wird das Deckgebirge in mehrere Grundwasserstockwerke unterteilt. Aufgrund der tektonischen Schollengliederung bestehen Verbindungen zwischen diesen Stockwerken (DOMALSKI 1988).

Von den Niederschlägen zeigen die Grubenwasserzuflüsse keine Abhängigkeit. Sie stammen teilweise aus dem Deckgebirge und teilweise aus den karbonischen Schichten, hier in Form von höher mineralisierten Formationswässern.

Die Deckgebirgswässer sind erwartungsgemäß, wie im Aachener Revier, vom  $\text{Ca-HCO}_3$ -Typ. Der Chloridgehalt wächst mit zunehmender Tiefe an. Im Walsumer Meeresand wurde z.B. ein Wasser mit einer Cl-Konzentration von 500 mg/l angetroffen (DOMALSKI 1988). Die im Oberkarbon auftretenden Na-Cl-Wässer enthalten rd. 13 000 mg Cl/l (HERBST 1964). Dieser Wert konnte bei der durchgeführten Beprobung als maximaler Cl-Gehalt bestätigt werden. Diese Probe stammt aus einer Tiefe von rd. -700 m NN. Bei DOMALSKI (1988) sind zwei Grubenwasseranalysen mit rd. 20 000 mg Cl/l angegeben, was sich mit den Untersuchungsbefunden aus dem Aachener Revier deckt.

Bei den eigenen Proben aus dem Erkelenzer Revier (Anhang I.3) handelt es sich um geogene Zuflüsse direkt aus dem Gebirge. Bis auf eine Probe (E3), die 2 TU enthält, sind alle übrigen Wässer tritiumfrei, womit Brauchwasseranteile und Oberflächenwas-

serzuflüsse ausgeschlossen werden können. Die Gesamtmineralisation reicht von 2 600 mg/l bis 23 000 mg/l. Alle Proben liegen also unterhalb der Meerwasserkonzentration.

Die Verteilung der Hauptelemente ist im Piper-Diagramm in Abb. 8.4 dargestellt. Es kommen hauptsächlich Na-Cl-HCO<sub>3</sub>- und untergeordnet Na-Cl-Wässer vor. Die meisten Proben enthalten geringe Mengen Sulfat, was vermutlich nicht auf Pyritoxidation zurückzuführen ist, da in den meisten sulfathaltigen Wässern kein Eisen vorkommt. Hydrogenkarbonat ist in unterschiedlich hohen Konzentrationen mit bis zu 3 250 mg/l analysiert worden.

Die Spurenelemente Sr, Ba, B, Si, Br, J und Li konnten in allen Proben, wenn auch in geringen Mengen, nachgewiesen werden. Die Probe mit der höchsten Gesamtmineralisation enthält 104 mg Ba/l. Die Lithiumkonzentrationen variieren, im Gegensatz zu den Ruhr-Revier-Solen, unabhängig von der Höhe der Gesamtmineralisation. Außer geringen Spuren von Nickel in vier Proben konnten keine anderen Spurenmetalle nachgewiesen werden.

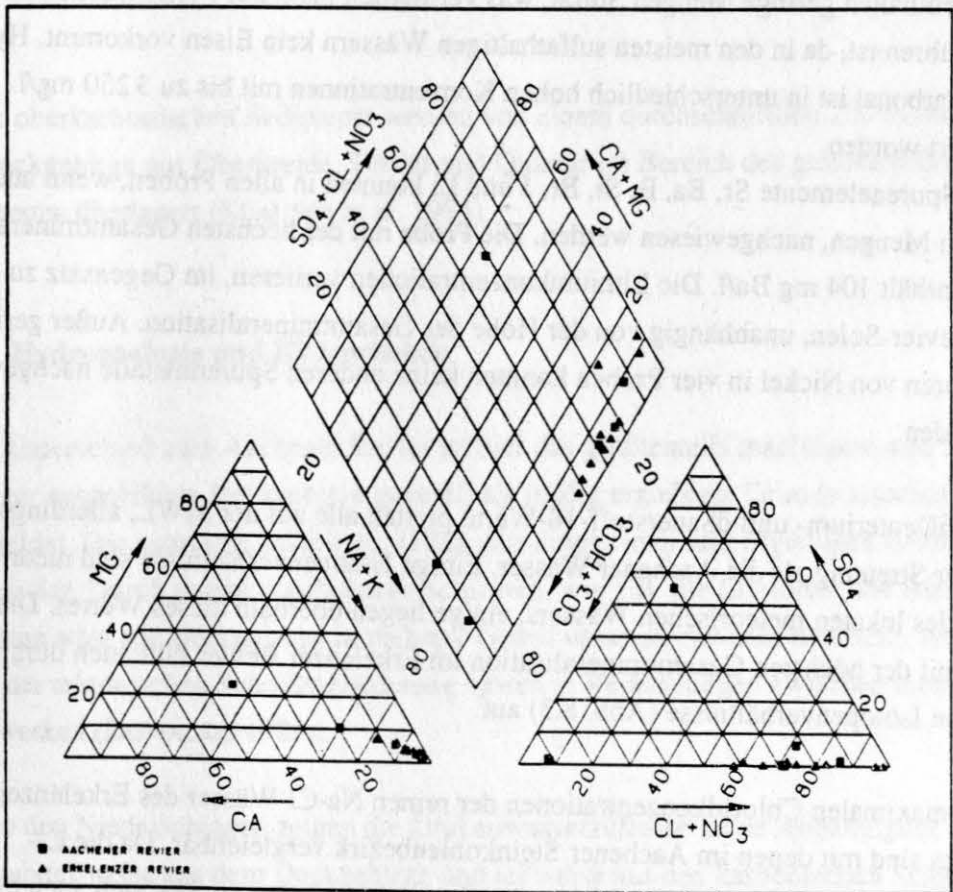
Die  $\delta$ Deuterium- und  $\delta$ Sauerstoff-18-Werte plotten alle auf der MWL, allerdings mit stärkerer Streuung als die Aachener Wässer. Einige Isotopenverhältnisse sind niedriger als die des lokalen meteorischen Wassers, einige liegen oberhalb dieses Wertes. Die Probe mit der höchsten Gesamtmineralisation im Erkelenzer Revier fällt auch durch die höchsten Isotopenverhältnisse (Abb. 8.3) auf.

Die maximalen Chloridkonzentrationen der reinen Na-Cl-Wässer des Erkelenzer Revieres sind mit denen im Aachener Steinkohlenbezirk vergleichbar. Da die Cl-Gehalte ebenfalls im Bereich der Meerwasserkonzentration liegen, läßt sich auch hier auf fossiles marines Wasser als Ursprung der Salzwässer schließen. Gegen Zechstein-Herkunft sprechen auch hier die hydraulischen Verhältnisse (vgl. 8.1.2.).

Die Na-Cl-HCO<sub>3</sub>-Wässer sind durch Mischung von geringer mineralisierten Wässern aus dem Deckgebirge und den marinen Formationswässern zu erklären.

Diagenetische Veränderungen haben den ursprünglichen Meerwasserchemismus beeinflusst. Bei den reinen, höher mineralisierten Na-Cl-Wässern (im Bereich Meerwasserkonzentration) ist das Natrium/Chlorid-Verhältnis des Meerwassers erhalten geblieben. Da keine Br-Daten von den höher mineralisierten NaCl-Wässern vorliegen, kann nichts über das genetisch bedeutende Br/Cl-Verhältnis ausgesagt werden.





**Abb. 8.4:** PIPER-Diagramm der Proben aus dem Aachener und Erkelenzer Revier.

Bei den Wässern aus dem Aachener Revier zeigt sich eine größere Variationsbreite im Chemismus, bedingt durch einen höheren Ca- und  $\text{HCO}_3$ -Anteil, als im Erkelenzer Revier. Im Aachener Revier konnten nur noch Sammelzuflüsse mit wahrscheinlich größerem Deckgebirgswasseranteil beprobt werden.

Die hoch mineralisierten NaCl-Wässer aus dem Ibbenbürener Revier liegen in den Dreiecken ähnlich wie im Ruhr-Revier (vgl. Abb. 6.7) in der Cl- bzw. Na-Ecke, mit Ca-Anteilen bis ca. 20 meq%. Zur besseren Übersicht wurden diese Punkte weggelassen.

Die Kationen und Anionen sind in meq% angegeben.

### 8.3. Ibbenbürener Revier

Die Steinkohlenlagerstätte im Ibbenbürener Revier (Schafberg) wird von der Preußag AG abgebaut. Dieses Karbonvorkommen (Abb. 1.2) umfaßt insgesamt eine Fläche von ca. 55 km<sup>2</sup>, das derzeitige Betriebsfeld mißt 19,5 km<sup>2</sup> (Stand: 1994).

Das im Ruhr-Revier unter das Münsterländer Becken abtauchende Karbon steht im Raum Osnabrück, nördlich von Münster, an drei Lokalitäten übertage an: Hüggel, Piesberg und Schafberg. Der auf der herzynisch streichenden Piesberg-Pyrmonter Achse liegende Schafberg, hebt sich auch morphologisch deutlich hervor.

#### 8.3.1. Geologischer Aufbau und Stratigraphie

Die Aufwölbung der Ibbenbürener Karbonscholle wird im allgemeinen mit dem Aufdringen des oberkretazischen Bramscher Plutons in Verbindung gebracht (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1985, HENNINGSEN & KATZUNG 1992). Dieser Intrusivkörper ist auch für die höhere Inkohlung der Lagerstätte und für Vererzungen der randlichen Zechsteinkalke verantwortlich. Von DROZDZEWSKI et al. (1985) wird die Hebung der Karbonscholle eher in Verbindung mit der Aufwölbung des Osning-Sattels gesehen, dessen Faltenachse am Südrand des Karbonvorkommens verläuft.

Tektonisch wird die Ibbenbürener Karbonscholle (Abb. 8.5) an den Rändern durch Störungen mit Verwurfsbeträgen bis ca. 2000 m begrenzt (BÄSSLER 1970).

In sich ist die Lagerstätte durch Querstörungen gegliedert und durch den Bockradener Graben in das West- und das Ostfeld unterteilt (Abb. 8.6).

Die 1800 m mächtige Oberkarbon-Abfolge reicht vom Westfal B bis D. Sie ist charakterisiert durch einen hohen Sandsteinanteil (bis 70 %) und hohen Inkohlungsgrad der Steinkohle (Anthrazit). Die Flöze fallen generell nur mit 0 bis 10 gon nach Nordosten ein, da die Faltung im späten Oberkarbon (asturische Phase) diesen Bereich nicht mehr erfaßt hat.

Die oberkarbonische Schichtenfolge wird in Altstedder (Westfal B), untere Ibbenbürener (Westfal C) und obere Ibbenbürener, sowie Rote Schichten (Westfal D) untergliedert (Tab. 8.1).

Während im Westteil der Lagerstätte das Karbon direkt ansteht, wird es im Ostteil durch Pleistozän (bis zu 30 m mächtig) überdeckt. Umrahmt wird der Schafberg durch

Ablagerungen des Zechstein, der Trias und des Jura. Aus dem Zechstein sind Kupferschiefer, Zechsteinkalk und -anhydrit nachgewiesen.

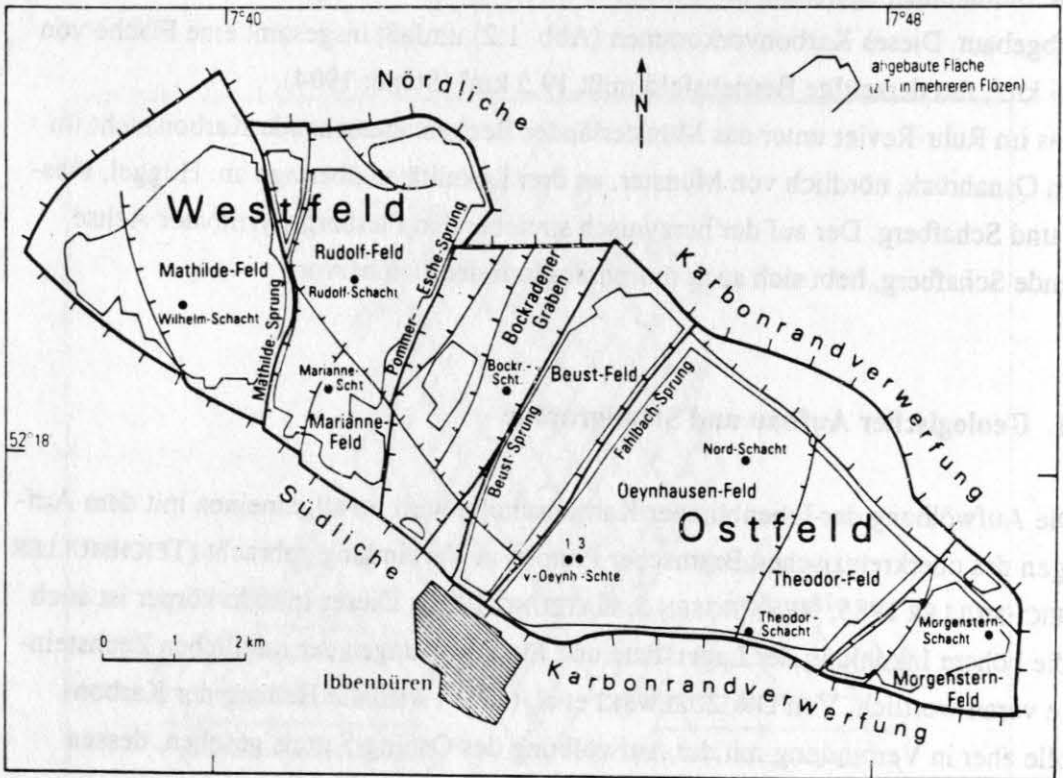


Abb. 8.5: Tektonische Übersichtskarte über das Ibbenbürener Revier (aus DROZDZEWSKI et al. 1985).

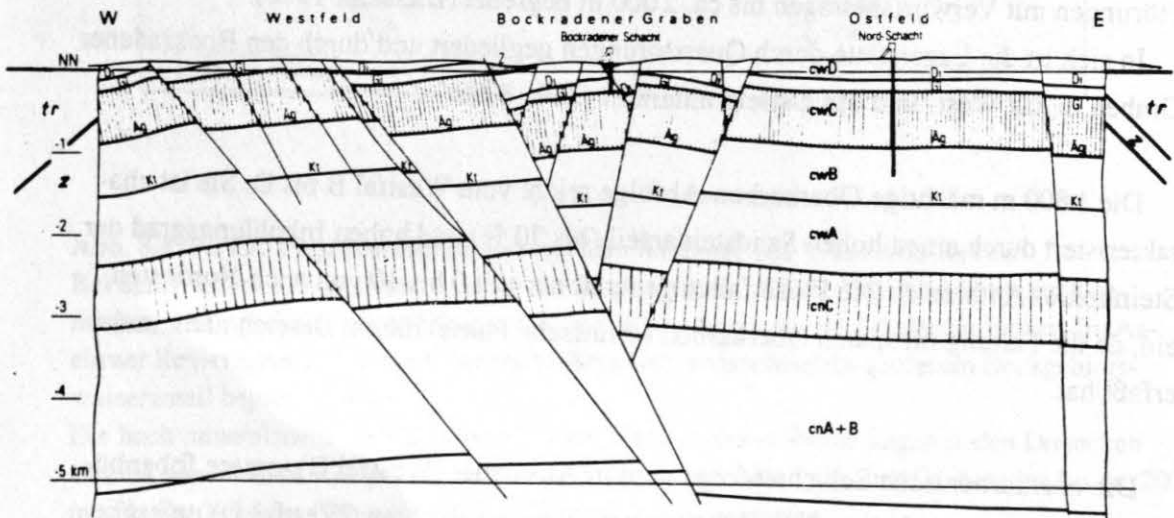


Abb. 8.6: W-E-Schnitt durch die Ibbenbürener Karbonscholle. Die westliche und östliche Begrenzung bilden die Karbonrandstörungen, die gegen Zechstein und Mesozoikum verwerfen. Erkennbar ist auch die geringere tektonische Beanspruchung des Ostfeldes. (nach DROZDZEWSKI et al. 1985). tr = Trias, z = Zechstein, Di = Fl. Dickenburg, Gl = Fl. Glücksburg, Äg = Fl. Ägir, Kt = Fl. Katharina.

### 8.3.2. Hydrogeologie und Hydrochemie

Da im Ibbenbürener Revier nicht auf eigene Proben zurückgegriffen werden kann, erfolgt eine zusammenfassende Darstellung aus den Arbeiten von KÖTTER & MAUSOLF (1962) und BÄSSLER (1970). Die von BÄSSLER angegebenen hydrochemischen Daten wurden speziell im Hinblick auf genetische Interpretation neu ausgewertet. In DOMALSKI (1988) findet sich u.a. ebenfalls eine Zusammenfassung aus o.g. Autoren über die Hydrochemie und Herkunft der Ibbenbürener Grubenwässer, sowie einige neuere Analysendaten.

Aufgrund der fehlenden Überdeckung im Westfeld, wird hier ein Großteil der Grubenwasserzuflüsse aus infiltrierenden Niederschlägen gebildet. Es besteht eine deutliche Abhängigkeit zwischen den anfallenden Grubenwassermengen und der Niederschlagsintensität. Im Ostfeld, mit bis zu 30 m Quartärmächtigkeit, ist dieser Zusammenhang nicht so deutlich ausgeprägt, da die Grundmoränen und Lößablagerungen wasserstauende Eigenschaften besitzen.

In größeren Abbautiefen treten die Einflüsse von Niederschlagswässern stark zurück. Im Ostfeld sind ab 770 m Teufe, im Westfeld ab ca. 900 m Teufe keine Tageswässer mehr festzustellen (BÄSSLER 1970). In diesen Tiefen stammen die Grubenwasserzuflüsse hauptsächlich aus den karbonischen Sandsteinhorizonten, deren Gefüge durch Abbaueinwirkung aufgelockert ist. Wie auch in den anderen Revieren sind die Störungszonen z.T. wasserführend.

Die Deckgebirgsschichten im Umfeld der Lagerstätte sind z.T. als ergiebige Kluftgrundwasserleiter (z.B. Zechsteinkalk), z.T. auch als Grundwassernichtleiter (z.B. Kupferschiefer) ausgebildet.

BÄSSLER (1970) unterscheidet drei bzw. vier Grundwassertypen innerhalb der Ibbenbürener Karbonscholle:

1. Gering mineralisiertes, oberflächennahes Wasser im Quartär und Karbon vom Ca-Mg-Na-SO<sub>4</sub>-Cl-HCO<sub>3</sub>-Typ.
2. Aus oberflächennahem Grundwasser, durch bergbaubedingte Sulfidoxidation entstandenes Sulfatwasser vom Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-Typ.
3. Hoch mineralisiertes Tiefenwasser (T- und <sup>14</sup>C-frei) aus den tieferen Lagerstätten teilen vom Na-Ca-(Mg)-Cl- und Na-Cl-Typ.

Die einzelnen Grundwassertypen sind durch unterschiedliche Mischung von meteorischem und salinarem Wasser, sowie durch Sulfidoxidation entstanden.



Entsprechend den geringeren Abbautiefen im Westfeld (1970 in -170 m NN) wurden hier geringer mineralisierte Grubenwässer angetroffen. Die maximale Cl-Konzentration lag bei 872 mg/l. KÖTTER & MAUSOLF (1962) vermuteten für die Grubenwässer im Westfeld, neben der Regeneration aus Niederschlägen, eine Herkunft von den salinaren Ablagerungen des Vorlandes der Karbonscholle. Subrosionserscheinungen sind aus diesen Ablagerungen bekannt.

Die reinen sulfatfreien, bariumhaltigen Na-Cl-Wässer treten im Ostfeld unterhalb -550 m NN auf. BÄSSLER gibt einen maximalen Cl-Gehalt von rd. 93 000 mg/l in -880 m NN an. Im größeren Tiefen erreichen die maximalen Cl-Konzentrationen 140 000 mg/l (DOMALSKI 1988).

Nach BÄSSLER (1970) treten bei den Nebenbestandteilen Sr (maximal 506 mg/l) und Ba (maximal 176 mg/l) in größeren Mengen auf. Untergeordnet wurden Li (maximal 22 mg/l), Br (maximal 40 mg/l) und J (maximal 5 mg/l) nachgewiesen. Aus den bisherigen Kenntnissen über das Bromid in den Tiefenwässern ist es verwunderlich, daß bei BÄSSLER einige Solen (z.B. mit 93 000 mg Cl/l) ohne Bromid gefunden wurden. Diejenigen Proben mit Bromid sind durch größtenteils sehr niedrige Br/Cl-Verhältnisse (0,0003 bis 0,0005) gekennzeichnet. Anhand des Br/Cl-Quotienten lassen sich die Grubenwasseranalysen bei BÄSSLER in zwei Gruppen (0,0003 - 0,0005 und 0,0010 - 0,0014) unterteilen, die aber nicht weiter regional oder stratigraphisch nach Herkunftsbereichen zugeordnet werden können.

Allein anhand der hydrochemischen Befunde konnte BÄSSLER "...stark mineralisierte Vorlandwässer..." (Subrosionssolen) in einigen Bereichen als Quelle für die salinaren Tiefenwässer nicht ausschließen. Erst aus seinen durchgeführten Schwefel-Isotopen-Untersuchungen folgte er, "...daß die Ibbenbürener Grubenwässer nachweisbare Anteile isotopisch homogener Auslaugungssolen der nahegelegenen Salzlagerstätten des Vorlandes heute nicht erhalten."

Die Herkunft der geringer mineralisierten Grubenwässer ist durch meteorische Wässer bzw. durch Mischung von Oberflächenwässern mit salinaren Formationswässern zu erklären.

Die Klärung des Ursprunges der salinaren Formationswässer wirft ähnliche Fragen wie im Ruhr-Revier auf. Fossiles Meerwasser müßte durch Diagenese eine 5- bis 7-fache Anreicherung des Cl-Gehaltes erfahren haben. Wo sind die 65 mg Br/l des ursprünglichen Meerwassers geblieben?

In Kapitel 9.7. werden einige ergänzende Aspekte zu BÄSSLER's Ergebnissen über die Genese der Ibbenbürener Tiefenwässer gegeben.

## 9. Herkunft und Genese der Tiefenwässer

### 9.1. Entstehungsmöglichkeiten

Für die Entstehung hoher Salinitäten in Tiefenwässern gibt es verschiedene Erklärungsmöglichkeiten, die nachfolgend vorgestellt werden.

#### 1. Evaporationsprozesse

Bei Evaporation von Meerwasser entstehen neben den, während der verschiedenen Konzentrationsstadien ausgefallenen Salze, salinare Relikt- oder Restlösungen (Mutterlaugen), die sich durch einen hohen Mineralisationsgrad auszeichnen. In ariden Gebieten kann es auch zur Verdunstung von meteorischen Wässern und damit zur Salzanreicherung im Grundwasser kommen.

In den Restlaugen reichern sich nicht alle Elemente in gleichem Maße an. Natrium z.B. erreicht sein Konzentrationsmaximum mit beginnender Halit-, Kalium mit Sylvin-Fällung. Bei den Nebenbestandteilen reichern sich u.a. Brom, Jod, Lithium und Bor in der Mutterlauge an. Bei der Identifikation von Mutterlaugen kommt dem Bromid entscheidende Bedeutung zu, da es nur geringfügig in Salzminerale eingebaut wird und keine eigenen Salze bildet, sondern bis zum eutonischen Punkt in der Lösung verbleibt. Unter der Annahme, daß sich Bromid inert verhält, kann aus der Br-Konzentration des Porenwassers das Stadium der Eindunstung rekonstruiert werden (CARPENTER 1978), sofern Evaporationsprozesse in Betracht gezogen werden.

#### 2. Ablaugung von Evaporiten

Infiltrierende meteorische Wässer oder auch Meerwasser können im Untergrund Evaporite, in den meisten Fällen Halit, ablaugen und auf diese Weise ihre Salinität erheblich erhöhen. Solche Subrosionslösungen sind durch charakteristische Ionenverhältnisse gekennzeichnet. Das Na-Cl-Molarverhältnis ( $m_{Na}/m_{Cl}$ ) und der Br/Cl-Quotient (Gewichtsverhältnis) sind dabei wichtige Genesemerkmale für Ablaugungswässer.

Zur Salzablaugung stehen im Westen am Niederrhein die Zechsteinsalze, deren mittlere Entfernung zum zentralen Ruhr-Becken nur grob ca. 30 km beträgt, und im Norden und Nordosten in weiterer Entfernung (ca. 60 bis 100 km) Zechstein-, Röt- und Malm-Salze zur Verfügung.

MICHEL (1983a) weist auf die Existenz von evaporitischen Sedimenten in tieferliegenden paläozoischen Schichten hin und deutet einen möglichen Zusammenhang mit den Solen an. Für die Region der Ardennen ist in der Bohrung St. Ghislain bei Mons eine 500 m mächtige unterkarbonische Anhydritfolge nachgewiesen worden.

An anderen Stellen gibt es ebenfalls Hinweise auf Relikte von Evaporiten im Unterkarbon. Aus der Bohrung Münsterland 1 (bei Münster) sind keine Evaporite in den nur ca. 70 m mächtigen Unterkarbon-Schichten oder im Devon bis zur Endteufe von ca. 6 000 m, bekannt geworden (KELCH 1963). Aus diesen Erkenntnissen erscheint es nicht sehr wahrscheinlich im Untergrund des Ruhr-Beckens Evaporite zu finden.

### 3. Konzentrierte Porenwässer

Bei der Sedimentation kommt es zum Einschluß von Porenwässern marinen Ursprunges, die auch als konnate Wässer bezeichnet werden. Infolge der Diagenese werden diese Porenlösungen, hauptsächlich aus den Tonen in die darüber liegenden Sandsteine, ausgepreßt und erfahren durch Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen (u.a. Sorption, Desorption, Fällung, Lösung, Ionenaustausch) vielfältige hydrochemische Veränderungen. Während der Kompaktion kommt es durch Tonmembraneffekte zur Konzentrierung des diagenetisch veränderten Porenwassers, wodurch nach Auffassung einiger Autoren hohe Salinitäten erklärt werden können (u.a. BREDEHOEFT et al. 1963, GRAF 1982, in KREITLER 1989). Auch PUCHELT (1964) und MICHEL et al. (1974) ziehen u.a. Ionenfilterwirkung heran, um die hohen Salzgehalte der "konnaten Wässer" im Ruhr-Revier zu erklären. Gering mineralisierte Grundwässer können ihren Chemismus beim Durchdringen einer Tonschicht verändern, ob dadurch aber bis 60 % gesättigte Solen erzeugt werden können, ist anzuzweifeln.

Unter terrestrischen Bedingungen können auch infiltrierte meteorische Wässer, nach Versenkung, durch Überlagerungsdruck ausgequetscht werden.

Da die Wirkung der Ionenfiltration, auch Membranfiltration genannt, vielfach kontrovers diskutiert wird, soll an dieser Stelle näher darauf eingegangen werden.

Als semipermeable Membranen oder Diaphragmen stehen Tonschichten zur Verfügung. Die Funktion beruht auf der negativen Oberflächenladung der Tonminerale, wodurch Ionen gleicher Ladung abgestoßen und positive Ladungen z.T. gebunden werden. Der Ionenradius spielt hierbei nur eine untergeordnete Rolle. Hauptsächlich Wassermoleküle vermögen das Diaphragma zu durchdringen. Auf diese Weise kann sich die Konzentration der Porenlösung auf der Innenseite der Membran gegenüber dem Filtrat erhöhen. Aufgrund der begrenzten Sorptionskapazität der Tone bereitet die Vorstellung, bis zu 60 % gesättigte Salzlösungen zu erzeugen, Schwierigkeiten. Laborexperimente (in SANDERS 1991) lassen außerdem vermuten, daß wachsende Temperaturen und steigende Salinitäten des Porenwassers die Effekte der Tonmembranfiltration zunehmend herabsetzen. In CARPENTER (1978) wird von einem Experiment berichtet, bei dem sich durch Membranfiltration die Na-Konzentration von



225 ppm auf 400 ppm erhöht, unter einem Druck von 330 bar. Die Ionenfiltration wird auch als Umkehrosmose bezeichnet.

Nun steht diesem Effekt die Wirkung der Osmose entgegen. Wassermoleküle diffundieren aufgrund des osmotischen Druckes durch die Tonmembranen in Richtung des höher konzentrierten Wassers und erreichen dort eine Verdünnung. Durch Vermehrung der Wassermoleküle erhöht sich gleichzeitig der Druck.

Um der Osmose entgegenzuwirken werden überhydrostatische Porenwasserdrücke benötigt. Solche anormal hohen Porenwasserüberdrücke können nur in Tonschichten mit mächtiger Überlagerung, bei sehr schneller Sedimentation und bei einer Durchlässigkeit von mindestens  $10^{-14}$  m/s, entstehen. Bei geringfügigen Leckagen, die schon bei Durchlässigkeiten von ca.  $10^{-12}$  m/s erreicht werden, würden solche Drücke schnell wieder abgebaut werden (mdl. Mitt. SONNTAG). Auch durch Hebung von Gebirgsschollen werden Überdruckverhältnisse beendet. In FÜCHTBAUER (1988) wird ein Beispiel angeführt, bei dem in einer 12 km mächtigen Tonsteinfole überhydrostatischer Druck herrscht, der Ionenfiltration möglich macht.

Nach GRAF (1982) überwiegt die Membranfiltration den Effekt der Osmose, während FÜCHTBAUER (1988) bei hydrostatischen Porenwasserdrücken einen Ausgleich zwischen Ionenfiltration und osmotischem Druck sieht.

Um die im Ruhr-Becken vorherrschenden hohen Salinitäten ausschließlich durch Tonmembraneffekte zu erzeugen, müßten enorme Mengen Porenwassers bevorzugt durch semipermeable Membranen gedrückt werden und dürften sich weniger auf Klüften in Sandsteinen oder auf Störungen bewegen.

Aufgrund der geologischen Randbedingungen im Ruhr-Becken erscheint es eher als unwahrscheinlich, daß die Verhältnisse für intensive Membranfiltration erfüllt sind. Tonschiefer stehen zwar als Membranen zur Verfügung, doch nur in Wechselagerung mit Sand- und Siltsteinen. Desweiteren ist die Sedimentation im Karbon durch periodisch auftretende Ruhephasen gekennzeichnet und somit keine schnelle Sedimentation gegeben.

Zumindest für die Tiefenwässer im Ruhr-Revier werden Tonmembraneffekte als Erklärung der hohen Mineralisation nicht als wahrscheinlich angesehen.

Eine intensive Auslaugung des Gesteins reicht alleine ebenfalls nicht aus, um die vorhandenen hohen Konzentrationen zu erzeugen.

Neben diesen drei wichtigsten Entstehungsmechanismen, kann es zum komplexen Zusammenwirken verschiedener Prozesse kommen, bei denen auch juveniles Wasser beteiligt sein kann.



## 9.2. Deutung der hydrochemischen Befunde

Wie bereits erwähnt, gehört Bromid zu den wichtigsten Genesemerkmalen stärker mineralisierter Tiefenwässer und kann deshalb auch als "hydrogenetisches" Element bezeichnet werden (VOIGT 1977). Die Absolutgehalte sagen zunächst nicht viel über die Herkunft aus. Erst im Verhältnis zu Chlorid wird deutlich, ob Bromid ab- oder angereichert ist. Der Br/Cl-Quotient schwankt in den Tiefenwässern zwischen 0,0007 und 0,0029. Mittelwert und Median stimmen gut überein und betragen 0,0014 bzw. 0,0013. Mischwässer (Tiefenwasser + Brauchwasser) und durch Oberflächenwasser beeinflusste Proben weichen von diesen mittleren Verhältnissen ab und fanden deshalb, da sie auch für die Genese nicht von Bedeutung sind, keine Berücksichtigung.

Folgende Br/Cl-Verhältnisse sind zu vergleichen:

Meerwasser: 0,0034

Mutterlaugen: > 0,0034

Ablaugungslösungen: < 0,0034

Ablaugungssalz: rd. 0,0001 bis 0,0004 (je nach Br-Konzentration, RITTENHOUSE 1967)

Ablaugungslösungen besitzen deshalb kleinere Br/Cl-Verhältnisse, als Meerwasser oder Mutterlaugen, da sich das Bromid in den Mutterlaugen anreichert und die abgelaugten Salze, insbesondere Halit, entsprechend wenig Br enthalten.

Höhere Br-Gehalte sind also nicht, wie MICHEL et al. (1974) vermuteten, als Anzeichen von Subrosionslaugen zu werten, sondern, im Gegenteil, geringe Bromkonzentrationen.

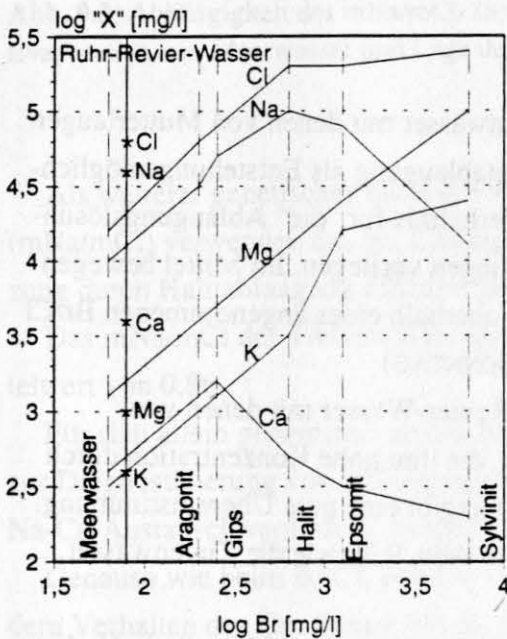
Die Gegenüberstellung der Br/Cl-Verhältnisse zeigt in den Tiefenwässern kleinere Quotienten, als im Meerwasser und vor allem als in Mutterlaugen. Das Br/Cl-Verhältnis paßt eher in die Größenordnung der Ablaugungslösungen. Auch die geringen Br-Absolutgehalte gegenüber den hohen Chloridkonzentrationen, lassen sofort an Salzablaugung denken.

In Abb. 9.1 sind die Konzentrationskurven der Hauptbestandteile in Relation zu Bromid bei der Evaporation, ausgehend von Meerwasser, dargestellt. Für das "Ruhr-Revier-Wasser" wurde eine mittlere Konzentration, wie sie ein Tiefenwasser in ca. -850 m NN besitzt, angenommen. Der Bromidgehalt würde auf einen geringen Eindunstungsgrad weit unterhalb der Aragonitfällung hinweisen. Jedoch liegt dafür auch schon der Chlorid-Wert zu hoch. Die Abweichungen der anderen Komponenten können durch

Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen verursacht worden sein. Der maximale Bromidwert der Tiefenwässer von 250 mg/l, entsprechend einem Logarithmus von 2,4, deutet auf das Aragonit-Stadium hin. Auch hier würde der zugehörige Cl-Gehalt (126 000 mg/l, entspricht log 5,1) oberhalb der Cl-Eindunstungskurve liegen.

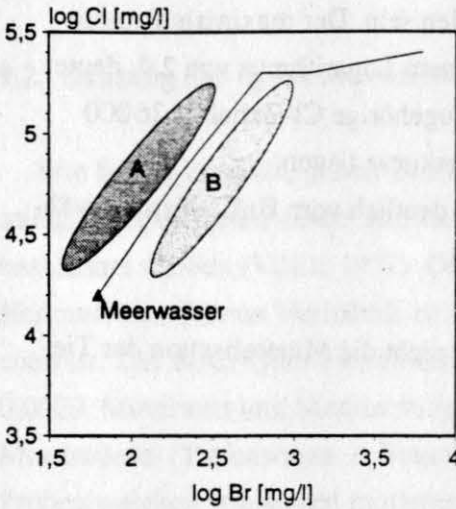
Das Br/Cl-Verhältnis der Wässer weicht ebenfalls deutlich vom Br/Cl-Verlauf während der Evaporation von Meerwasser ab (Abb. 9.3b).

Einfache Eindunstungsvorgänge können demnach nicht die Mineralisation der Tiefenwässer verursacht haben.



**Abb. 9.1:** Konzentrationskurven der Hauptbestandteile im Verhältnis zu Bromid während der Evaporation von Meerwasser. (nach SANDERS 1991, Evaporationsdaten aus ZHOU & LI 1992). Die gestrichelten, senkrechten Linien kennzeichnen den Bromidgehalt bei der Fällung von Aragonit, Gips, Halit, Epsomit und Sylvinat. Die durchgezogene Linie beschreibt ein Tiefenwasser mittlerer Zusammensetzung.

CARPENTER (1978) zeigt die Mischungseffekte zwischen Süß- und Meerwasser mit NaCl-gesättigten Lösungen auf. Aus dem Verlauf der Mischungslinien, die im Bereich der Fläche B in Abbildung 9.2 liegen, ist zu schließen, daß die Tiefenwässer auch nicht auf solche Mischungen zurückzuführen sind, da die Proben der Tiefenwässer links der Evaporationskurve im Bereich der Fläche A liegen, die nach RITTENHOUSE (1967) auf Lösung von Halit durch Meerwasser oder auch Süßwasser entstanden sein kann.



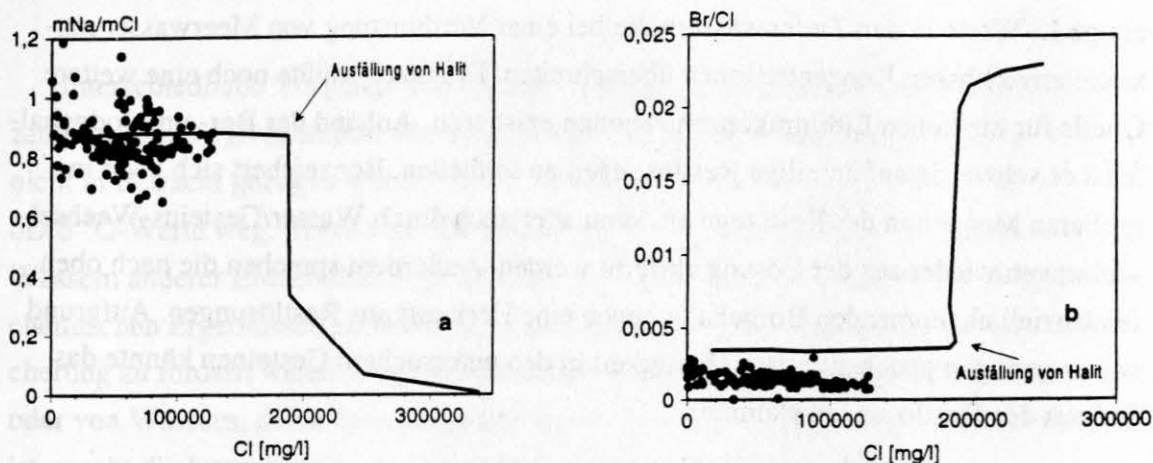
**Abb. 9.2:** Bromid- und Chloridkonzentration während der Evaporation von Meerwasser (durchgezogene Linie). Im Bereich A können Wässer liegen, die durch Halit-Ablaugung entstehen. Hierhin gruppieren sich auch die Tiefenwässer. Die Fläche B beschreibt Wässer, die ihren Br- und Cl-Gehalt durch Mischung von NaCl-gesättigten Lösungen mit Süß- oder Meerwasser erhalten haben können. (nach RITTENHOUSE 1967 und CARPENTER 1978)

Ein Vergleich der Br/Cl-Verhältnisse der Tiefenwässer mit denen von Mutterlaugen und Ablaugungslösungen deutet ebenfalls auf Halitablaugung als Entstehungsmöglichkeit hin. Es ist nicht möglich ein genaues Br/Cl-Verhältnis für "die" Ablaugungslösungen anzugeben, da immer unterschiedliche Mischungen vorliegen. Im Mittel bewegen sich die Quotienten der Tiefenwässer geringfügig oberhalb eines angenommenen Br/Cl von 0,0011 für Ablaugungslösungen (mdl. Mitt. SONNTAG).

Ein Vergleich der Br/Cl-Quotienten der Ruhr-Revier-Wässer mit denen von Schichtwässern des Rät, Jura und der Unterkreide, die ihre hohe Konzentration durch Halitablaugung erworben haben (LEHMANN 1974), ergibt eine gute Übereinstimmung. Diese Literaturdaten plotten im gleichen Bereich in Abb. 9.3b wie die Tiefenwässer.

Literaturdaten von Tiefenwässern (ZHOU & LI 1992, SANDERS 1991), die in Verbindung mit Evaporationsvorgängen gebracht werden, ergeben ein Br/Cl-Verhältnis von durchschnittlich ca. 0,012 und liegen damit eine Größenordnung über den in den Ruhr-Revier-Solen ermittelten Br/Cl-Verhältnissen.

Alleine auf der Basis der Br/Cl-Verhältnisse ist daraus für die Tiefenwässer eine Ablaugungssole mit einem geringen Restanteil von ursprünglicher Mutterlauge anzunehmen, da das Br/Cl-Verhältnis in den Tiefenwässern etwas zu hoch für reine Ablaugungslösungen ist.



**Abb. 9.3:** Abhängigkeit des  $mNa/mCl$ - (a) und  $Br/Cl$ - (b) Quotienten gegenüber Chlorid bei der Evaporation von Meerwasser und Lage der Tiefenwasserproben. (nach ZHOU & LI 1992).

Als weiterer genetischer Indikator wird das Molarverhältnis von Natrium und Chlorid ( $mNa/mCl$ ) verwendet, das bei Lösungen, die ihre Hauptkomponentenzusammensetzung durch Halitablaugung erhalten haben, den Wert 1 annimmt.

Das  $mNa/mCl$  der Tiefenwässer schwankt zwischen 0,65 und 1,19, mit einem Mittelwert von 0,86.

Für sich allein genommen ist das  $Na/Cl$ -Molarverhältnis kein beweiskräftiges Indiz zur Diagnostizierung von Ablaugungsolen, da Änderungen dieses Quotienten durch  $Na$ - $Ca$ -Austausch verursacht werden können.

Genauso wie beim  $Br/Cl$ , wurden auch die  $mNa/mCl$ -Werte der Tiefenwässer mit dem Verhalten des Quotienten bei der Eindunstung von Meerwasser verglichen. Abbildung 9.3a bestätigt zum einen den geringen Eindunstungsgrad der Wässer, zum anderen den Ablaugungscharakter beim Vergleich mit Subrosionslösungen aus LEHMANN (1974).

Die regionale Gliederung (Kap. 6.3.1) anhand des  $mNa/mCl$  kann als ein zusätzlicher Hinweis auf Zechsteinsalz-Ablaugung gewertet werden. Die größeren  $mNa/mCl$ -Werte häufen sich im Niederrhein-Gebiet und damit am dichten Kontakt zum Ablaugungssalz. Die höheren  $Na/Cl$ -Quotienten können durch einen stetigen  $Na$ -Nachschub vom Salzlager erklärt werden, während im Westfälischen Raum zunehmend  $Na$  durch  $Ca$  ersetzt wird.

Aufgrund der  $Br/Cl$ -Verhältnisse ist zu vermuten, daß neben den Ablaugungslösungen eventuell eine Restkomponente ursprünglicher Mutterlauge vorhanden ist. Neben  $Br$  reichern sich  $B$ ,  $Li$ ,  $J$  in der Restlösung bei der Evaporation an. Zumindest die hohen  $Li$ -Gehalte könnten, neben  $Br$ , einen zusätzlichen Hinweis auf Restlösung geben, obwohl



einige Li-Werte in den Tiefenwässern die bei einer Verdunstung von Meerwasser maximal erreichbaren Konzentrationen überschreiten. Demnach müßte noch eine weitere Quelle für die hohen Lithiumkonzentrationen existieren. Anhand der Bor- und Jodgehalte ist es schwierig auf anteilige Restlösungen zu schließen. Bor reichert sich zwar in größeren Mengen in der Restlauge an, kann aber auch durch Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen wieder aus der Lösung entfernt werden. Außerdem sprechen die nach oben tendenziell abnehmenden Borgehalte gegen eine Herkunft aus Restlösungen. Aufgrund seiner geringen geochemischen Häufigkeit in den untersuchten Gesteinen könnte das Jod aus den Restlösungen stammen.

Keine der untersuchten Komponenten in den Tiefenwässern geben direkte Hinweise auf juvenile Wässer. Erhöhte Schwermetallgehalte, die Anzeichen liefern könnten, sind nicht vorhanden. Für die Erklärung der Herkunft anderer Ionen (z.B. Li, Ba, Sr) sind keine juvenilen Wässer erforderlich. Einzige Anzeichen magmatischer Wässer könnten die Vererzungen im Ruhr-Revier darstellen, wobei heute die Vorstellung PILGER's (1956) über einen "erzbringenden Pluton" als überholt angesehen werden darf (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Anteile juveniler Wässer an den Tiefenwässern können mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden und somit kommt ihnen bei der Bildung der Porenwässer keine Bedeutung zu.

### 9.3. Isotopenzusammensetzung

Die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 können zusätzliche Hinweise bei der Klärung der Herkunft und Genese von Tiefenwässern geben.

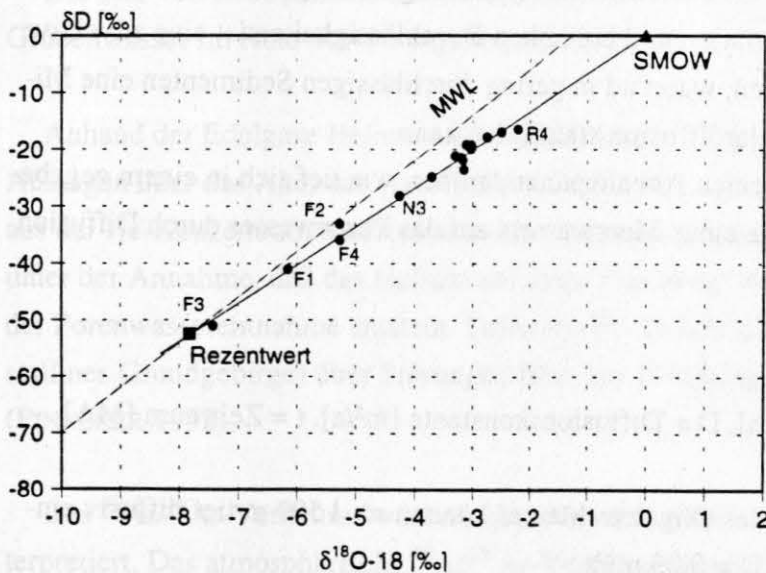
Die Lage der Isotopenwerte von den Ruhr-Revier-Solen im D/<sup>18</sup>O-Diagramm unterhalb der Niederschlagsgeraden (Abb. 6.13) ist typisch für viele Tiefenwässer in Sediment-Becken (z.B. KHARAKA & CAROTHERS in FRITZ & FONTES 1986, RÓZKOWSKI 1994), wobei die Lage der Isotopendaten noch nichts über die Genese aussagt. Formationswässer in Kristallingebieten hingegen plotten häufig oberhalb der MWL (FRAPE et al. 1984, FRITZ & LODEMANN 1990).

Die Isotopenzusammensetzung von Tiefenwässern kann durch verschiedene Prozesse beeinflusst bzw. verändert werden (KHARAKA & CAROTHERS in FRITZ & FONTES 1986):

- Isotopenaustausch zwischen Wasser und Gestein
- Verdunstung und Kondensation
- Fraktionierung durch Membraneffekte
- Isotopenaustausch zwischen Wasser und anderen Fluiden bzw. generell Mischung von verschiedenen Wässern

Unterschiedliche Vorgänge könnten die vorliegende Isotopenzusammensetzung erzeugt haben. Da Evaporation von Meerwasser aus hydrochemischer Sicht (Kap. 9.2.) nicht in Betracht gezogen werden kann, fällt dieser Prozeß für die Entwicklung der  $\delta D/\delta^{18}O$ -Werte weg. Ebenso ist eine Erklärung der Isotopendaten aus meteorischen Wässern anderer Erdzeitalter (vgl. BECHTEL in Vorb.) nicht in Einklang mit den hydrochemischen Ergebnissen zu bringen, da auch Verdunstungsvorgänge für die Salzanreicherung zu fordern wären. Bei der Mischung von Wässern unterschiedlicher Ursprünge oder von Wässern, deren Isotopengehalt durch mehrere o.g. Prozesse beeinflusst worden ist, macht die Interpretation der Isotopendaten besondere Schwierigkeiten.

Die Verteilung der Isotopengehalte auf einer annähernden Geraden zwischen rezentem meteorischem und marinem (konnatem) Wasser (SMOW) läßt auf eine isotopische Mischung zwischen diesen Komponenten schließen. Verschiedene Regressionsgeraden durch die Datenpunkte einzelner Bergwerke schneiden alle die MWL genau im Bereich der lokalen Niederschläge und verlaufen in unterschiedlich dichtem Abstand rechts neben dem SMOW-Wert. Bei den Niederrhein-Proben, speziell bei denen der Bergwerke Friedrich Heinrich, Rheinland und Niederberg, zieht die Ausgleichsgerade genau durch den Ozeanwasser-Isotopengehalt (Abb. 9.4).



**Abb. 9.4:** Isotopenzusammensetzung einiger Tiefenwässer aus dem Niederrhein-Gebiet (Bergwerke Friedrich Heinrich - F1, F2, F3, F4, Rheinland - R4 und Niederberg - N3). Die nicht beschrifteten Punkte gehören ebenfalls zu diesen genannten Bergwerken. Die Regressionsgerade verläuft exakt durch den Referenzwert des lokalen meteorischen Wassers (Rezentwert) und den SMOW.

Der Schnittpunkt der Mischungslinie mit der MWL im Bereich der lokalen meteorischen Wässer wird im folgenden als Rezentwert mit  $\delta D = -52,5 \text{ ‰}$  und  $\delta^{18}O = -7,82 \text{ ‰}$  bezeichnet.

Die Isotopendaten der Tiefenwässer im Westfälischen Raum (vgl. Abb. 6.16) zeigen eine deutliche Verschiebung nach rechts zu schwereren  $\delta^{18}O$ -Werten. Die Regressionsgerade durch diese Punkte schneidet ebenfalls den Rezentwert, verläuft aber rechts des SMOW. Diese  $\delta^{18}O$ -Verschiebung kann durch Isotopenaustausch mit Mineralen (hauptsächlich Calcit, authigener Feldspat, Quarz, verschiedene Tonminerale) verursacht werden, da sie das Hauptpotential für den Sauerstoff-Isotopenaustausch bilden, während Deuterium weitgehend unbeeinflusst vom Isotopenaustausch bleibt, da in den Mineralen nur wenig Wasserstoff als Austauschreservoir zur Verfügung steht. Die  $^{18}O$ -Anreicherung in den Proben aus dem Westfälischen Raum gegenüber denen des Niederrhein-Gebietes kann durch eine längere Verweilzeit seit der Entstehung erklärt werden. Die durch die längere Verweilzeit bewirkte Alteration der Wässer konnte auch schon hydrochemisch anhand des molaren Na/Cl-Verhältnisses (Kap. 6.3.1.) gezeigt werden.

Es läßt sich nicht eindeutig festlegen, in welcher Form die Isotopenmischung abgelaufen ist. Sowohl advective, als auch diffusive Mischung ist möglich. Bei einer tiefer reichenden Grundwasserzirkulation und bei hohen Durchlässigkeiten ist eine advective Isotopenmischung anzunehmen, während in gering durchlässigen Sedimenten eine Mischung aufgrund von Molekulardiffusion stattfinden kann.

Die Eindringtiefe ( $z$ ) gibt einen Anhaltspunkt darüber, wie tief sich in einem gegebenen Zeitraum z.B. die Isotopie eines Meerwassers auf das Porenwasser durch Diffusion durchpausen kann:

$$z = \sqrt{2Dt}$$

mit  $z$  = Eindringtiefe [m],  $D$  = Diffusionskonstante [ $\text{m}^2/\text{a}$ ],  $t$  = Zeitraum [MA]

Die Isotopengehalte z.B. des Oligozän-Meeres können rd. 1 500 m tief diffusiv eindringen, mit  $t = 40 \text{ MA}$  und  $D = 0,03 \text{ m}^2/\text{a}$ .

Die relativ leichten Isotopenwerte im Bereich des Rezentwertes (Abb. 9.4) können durch advective Mischung entstanden sein, weil es sich bei diesen Proben (z.B. F1 und F3) um geringer mineralisierte Wässer handelt, bei denen Deckgebirgszuflüsse nicht auszuschließen sind. Die schweren Endglieder dieser Mischungsserie repräsentieren die stark mineralisierten Tiefenwässer. Bei diesen Proben ist zumindest eine rezente bis

subrezente Mischung mit meteorischem Wasser ausgeschlossen. Eine diffusive Mischung durch tertiäres Meerwasser ist theoretisch möglich, wird aber aufgrund der berechneten Eindringtiefe, die bei einer kleineren Diffusionskonstante ( $0,003 \text{ m}^2/\text{a}$ ) nur 500 m beträgt, nicht für wahrscheinlich gehalten. Die Mischung könnte zu einer Zeit erfolgt sein, bei der die Subrosion hauptsächlich durch marines Wasser stattgefunden hat und während der anschließenden Festlandsphase meteorische Wässer infiltrieren konnten.

Aufgrund der wechselvollen paläohydrogeologischen Entwicklung am Niederrhein ist es kaum möglich, mit Sicherheit den Ausgangsisotopengehalt der Subrosionssolen zu ermitteln, da es zur Ablaugung durch Meerwasser und meteorisches Wasser gekommen ist.

#### 9.4. Alter der Tiefenwässer

Als Wasseralter wird jene Zeitspanne bezeichnet, die seit dem Auftreffen des Niederschlages auf der Erdoberfläche bzw. seit dem Einsickern in den Untergrund vergangen ist. Damit kann das "Alter" als mittlere Aufenthaltszeit der Tiefenwässer im Untergrund verstanden werden.

Die vier von JACOBSHAGEN & MÜNNICH (1964) nach der  $^{14}\text{C}$ -Methode datierten Grubenwässer im Ruhr-Revier ergeben ein Alter von  $> 30\,000$  Jahren.

Anhand der Edelgase Helium und Argon können halbquantitative bzw. qualitative Aussagen über das Alter der vorliegenden Tiefenwasserproben getroffen werden. Das aus der He-Konzentration berechnete Alter kann als Maximalalter aufgefaßt werden, unter der Annahme, daß das Helium auf dem "Fließweg" der Porenlösung bzw. am Ort der Porenwasserentnahme entsteht. Diffusive He-Zufuhr aus anderen Quellen (z.B. kristallines Grundgebirge) über Störungen führt zur Erhöhung der errechneten Alter (PINNEKER 1992).

Das  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis wird als qualitativer Hinweis auf das Grundwasseralter interpretiert. Das atmosphärische  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis beträgt derzeit rd. 295. Eiszeitliche Grundwässer mit einem Alter von ca. 50 000 Jahren besitzen ein Ar-Verhältnis, das im Bereich des atmosphärischen Wertes liegt.  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse über 300 sprechen für voreiszeitliche Grundwasseralter (mdl. Mitt. OSENBRÜCK).

In der folgenden Tabelle (Tab. 9.1) werden nur die Daten der Edelgasanalysen an Porenwässern wiedergegeben. Die Auswertung der Edelgasgehalte von Proben eines Grubenwasserzulaufes führten zu dem Schluß, daß bereits hinter dem Stoß vor der Proben-



nahme eine Entgasung und damit ein He-Verlust stattgefunden hat. Solche Entgasungen sind nur durch gefäßte Probennahmestellen zu vermeiden.

Probe	$^4\text{He} \times 10^6$ [ml STP/g]	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Angaben zur Probe
Westfalen 1	759,3	333,4	Sandstein
Westfalen 2	154,3	305,9	Teufe 1106 m
Westfalen 3	195,5	322,0	u. Bochumer Schichten
Westfalen 4	195,7	295,9	
Haus Aden 1	1596,0	317,0	Sandschiefer
Haus Aden 2	1783,0	315,3	Teufe 1190 m
Haus Aden 3	1736,0	308,6	m. Bochumer Schichten
Haltern 1	1527,0	298,3	Sandschiefer
Haltern 2	1407,0	297,3	Teufe 1059 m
Haltern 3	514,5	296,7	m. Essener Schichten

**Tab. 9.1:**  $^4\text{He}$ - und  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Daten aus Edelgasanalysen an Porenwässern aus frischen Gesteinsproben im Ruhr-Revier. STP = standard temperature pressure (0 °C, 101,3 kPa).

Die Probe Haltern 3 enthält weniger Helium, als die anderen beiden Haltern-Proben, da sie vom Rand des Gesteinsstückes entnommen wurde und damit stärker entgast ist. Das  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis nimmt bei allen Haltern-Proben nahezu den Wert der atmosphärischen Luft an, bedingt durch ein Leck in der Extraktionsanlage. Dies trifft auch für die Probe Westfalen 4 zu. Die He-Werte bleiben davon unbeeinflusst.

Alle übrigen  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse liegen deutlich über 300 und weisen damit auf hohe Grundwasseralter (mindestens voreiszeitlich) hin.

Aus den He-Konzentrationen errechnen sich Alter von rd. 45 Millionen Jahren für die Porenwässer in Karbongesteinen von Haus Aden und Haltern, sowie 24 Millionen Jahren für die von Westfalen. Diese Altersdifferenz sollte aber nicht als absoluter Altersunterschied gewertet werden, da die Edelgasdaten als Maximalalter zu interpretieren sind. Die Wasserproben können somit für diese Betrachtungen als gleichaltrig angesehen werden.

Die Ergebnisse der Edelgasdatierung bestätigen das erwartete sehr hohe Alter der Tiefenwässer.

## 9.5. Paläohydrogeologische Rekonstruktion des Untersuchungsgebietes

Paläohydrogeologische Arbeiten wurden von einigen Autoren als wichtiges Hilfsmittel für "geologische Sucharbeiten" auf mögliche Anreicherungen fester, flüssiger und gasförmiger Rohstoffe gesehen (MILDE et al. 1969, HÄHNE 1978). Auch MICHEL et al. (1974) zogen paläogeographische Faktoren zur Betrachtung der Tiefenwässer heran.

Sowohl ein qualitativer, als auch ein quantitativer Ansatz der paläohydrogeologischen Untersuchung eines Gebietes kann nur, aufgrund vieler Unsicherheiten und notwendiger Annahmen, einen unvollständigen Näherungscharakter besitzen.

In dieser Arbeit dient die qualitative (allgemeine) Paläohydrogeologie zur Darlegung der Entwicklungsgeschichte der Grundwässer im Bearbeitungsgebiet, um daraus Angaben über die Herkunft und Entstehung der Tiefenwässer zu erhalten.

Die Hauptaufgabe paläohydrogeologischer Untersuchungen umfaßt die Rekonstruktion hydrogeologischer Verhältnisse während der geologischen Geschichte des Untersuchungsgebietes mit dem Ziel, das Verhalten des gesamten unterirdischen Wassers in diesem Gebiet während der geologischen Betrachtungsspanne zu verfolgen. Dazu sind Informationen sowohl aus der Hydrogeologie als auch aus der Historischen Geologie zu verknüpfen.

Die Untersuchungen von verschiedenen hydrogeologischen und geologischen Faktorenkomplexen liefern die Grundlagen für paläohydrogeologische Analysen (MILDE et al. 1969, PINNEKER 1992). Unter Faktorenkomplexen werden die folgenden grundlegenden Ausgangsinformationen und Arbeitsschritte verstanden:

### 1. Paläohydrogeologisches Grundregime

Zeitliche und regionale Verteilung von Sedimentations- und Infiltrationsetappen, die aus der paläogeographischen Entwicklung des Bearbeitungsgebietes abgeleitet werden. Als Ausgangsbasis für eine weitere paläohydrogeologische Modellierung entstehen dabei zwei "Wassertypen", ein Sedimentationswasser marinen und ein Infiltrationswasser meteorischen Ursprunges.

### 2. Hydrogeologische Zyklen

Die hydrogeologische Geschichte ist gekennzeichnet durch periodische Bildung von Poren- und Infiltrationswässern. Die Periodisierung veranlaßt zur Einteilung in hydrogeologische Zyklen. Sie beginnen mit der tektonischen Absenkung eines Gebietes und damit verbundenen Meerestransgression. Während der Sedimentation erfolgt die Bildung von syngenetischen Porenwässern (konnate Wässer). Durch den ständig zunehmenden lithostatischen Druck der überlagernden Sedimentabfolge wird ein großer

Teil der Porenwässer aus den Tonsteinen in die Sandsteine, aufgrund der höheren Verdichtung der Tonschlämme, gepreßt und verdrängt die Porenwässer der Sande. Dieser Vorgang wird im Zyklus als Elisionsschritt bezeichnet und vollzieht sich unter Meeresregime.

Mit der anschließenden Anhebung und Abtragung ist das Eindringen meteorischer Infiltrationswässer (Infiltrationsschritt) verbunden. Der Beginn einer neuen Transgression beendet einen Zyklus und leitet den nächsten ein.

In tektonische Schwächezonen aufdringende Magmen können das Auftreten juveniler (magmatogener) Wässer ermöglichen. Dieser meist quantitativ untergeordnet auftretende Wassertyp kann sowohl sedimentogene (konnate) als auch infiltrogene Wässer verdrängen.

### 3. Lagerungsverhältnisse und hydrogeologische Eigenschaften

Zu den Grundlagen gehören Kenntnisse über Verbreitung, Mächtigkeit und Ausstrich der hydrogeologisch bedeutsamen Horizonte, sowie deren sedimentpetrographische Ausbildung und damit verbundene Eigenschaften, wie Porosität und Durchlässigkeit.

### 4. Hydrochemie

Die momentane hydro- und isotopenchemische Zusammensetzung soll unter Berücksichtigung der paläoklimatischen Verhältnisse und mit Kenntnis der vorherigen Komplexe Hinweise über die hydrogeochemische Geschichte der Wässer liefern. Hierzu kann die Kenntnis der Porenwasserzusammensetzung von Nutzen sein. Allerdings ist die Rekonstruktion der paläohydrochemischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Sedimentation aus der rezenten Porenwasserzusammensetzung häufig nicht möglich, da die Porenlösungen im Laufe der geologischen Geschichte, durch Wasser/Gestein-Wechselwirkungen, Kompaktion und Diagenese oder durch Wasseraufnahme der Tone bei Entspannungsprozessen vielfältige Veränderungen erfahren.

### 5. Paläohydrodynamik

Die paläohydrodynamischen Verhältnisse sollen nur zur Vollständigkeit erwähnt werden, haben hier aber nur untergeordnete Bedeutung.

Von den aufgezählten Faktorenkomplexen werden die Porenwasserchemie und die paläohydrogeologische Entwicklung (Punkt 1 und 2) näher beschrieben. Die Porenwasserchemie dient als Ergänzung zur Hydrochemie unter Punkt 4.

Der Vergleich der Zusammensetzungen der Porenlösungen mit denen der zu untersuchenden Tiefenwässer kann Hinweise über bestehende Zusammenhänge und damit über den Ursprung der Tiefenwässer geben. Ähnliche Chemismen lassen den Schluß zu, daß die Grundwässer aus sedimentären Porenwässern stammen können.

Bei allen untersuchten Porenlösungen bilden Natrium und Chlorid die dominierenden Hauptelementionen. Zum weiteren Vergleich werden die Leitfähigkeiten herangezogen.

Für die Porenwässer in den beiden Karbongesteinen, sowie in den Deckgebirgsgesteinen (vgl. Kap. 5.5. und 5.6.) ergeben sich im Vergleich zu den Tiefenwässern aus entsprechenden Tiefen die in Tabelle 9.2 aufgeführten Salinitäten.

Gestein/Stratigraphie	Porenwasser		Tiefenwasser	
	Tiefe [m NN]	Leitfähigkeit [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]	Tiefe [m NN]	Leitfähigkeit [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]
Emscher Mergel	-140	16 000	-228	18 400
Oberturon	-168	21 300		
Mittelturon	-224	16 800		
Bochumer Grünsand	-236	19 400		
Unterturon	-245	26 000		
Essener Grünsand	-250	16 800	-772	112 000
Karbon-Sandschiefer	-775	90 000		
Karbon- Sandstein	-1 106	110 000		
			-1 116	177 000

**Tab. 9.2:** Vergleich der Salinitäten von extrahierten Porenwässern und von Tiefenwässern.

Die Berechnung dieser Salinitäten aus den verdünnten Probenlösungen (vgl. Abb. 5.1) erfolgt mittels eines Verdünnungsfaktors, der aus dem Probengewicht und der Gesamtporosität (Tab. 9.3) der Gesteinsproben bestimmt wird.

Gesteinsprobe	Porosität [%]
Emscher Mergel	25,7
Oberturon	22,4
Mittelturon	28,0
Bochumer Grünsand	20,5
Unterturon	14,6
Essener Grünsand	21,0
Sandschiefer	2,9
Sandstein	3,1

**Tab. 9.3:** Gesamtporositäten [%] der untersuchten Gesteine (vgl. Kap. 5.6.). Die Bestimmung erfolgte mit Hilfe der Hg-Intrusions-Porosimetrie.



Die Porenwässer in den Deckgebirgsgesteinen sind nur zur Vollständigkeit wegen aufgeführt, da im tieferen Deckgebirge (Cenoman/Turon) Kluftgrundwässer zirkulieren, die keinen direkten Zusammenhang zu den Porenwässern erwarten lassen. Die Leitfähigkeiten dieser Porenwässer schwanken zwischen 16 000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und 26 000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Der direkte Vergleich mit der Wasserprobe aus der Bohrung, aus der auch die Gesteinsproben stammen, zeigt durchaus ähnlich hohe Salinitäten im Tiefenwasser und in den entsprechenden Porenwässern.

Das ursprünglich mit den Oberkreide-Sedimenten abgelagerte Meerwasser liegt heute in Form von verdünnten Porenlösungen in den Oberkreidegesteinen vor.

Die Leitfähigkeiten der Porenwässer in den Karbongesteinen liegen zwar etwas unterhalb der Salinitäten der Tiefenwässer, stimmen aber von der Größenordnung überein, so daß ein Zusammenhang zwischen den Porenwässern und den Tiefenwässern gesehen werden kann.

Bei den Porenwasserversuchen sind folgende Unsicherheiten zu berücksichtigen, die bei der Berechnung gegenüber der tatsächlichen Mineralisation zu niedrigeren Salinitäten führen können:

- Bei dem Transport der Gesteinsprobe ist wahrscheinlich bereits Porenwasser verdunstet.
- Nicht das gesamte Porenvolumen muß wassererfüllt sein.
- Durch den Diffusionsvorgang ist nicht der komplette Lösungsinhalt des Porenwassers in die Probenlösung diffundiert.





Ein Teil der paläohydrogeologischen Rekonstruktion ist in Abbildung 9.5 graphisch dargestellt. Aufgrund unterschiedlicher geologischer Entwicklungen im Ruhr-Revier lassen sich zwei verschiedene geographische Regionen erkennen, im Westen das "Niederrhein-Gebiet" und im zentralen und östlichen Teil der "Westfälische Raum". Die Abgrenzung zwischen diesen Gebieten erfolgt in etwa im Bereich der Verbreitungsgrenzen von Tertiär- und Zechstein-/Buntsandstein-Sedimenten (vgl. Abb. 4.2 und Anlage 1).

System	Serie/Stufe	Alter [mio a]	Niederrhein-Gebiet										Westfälischer Raum					
			Mächtigkeit [m]	I		II		III		IV		V		Mächtigkeit [m]	I		II	
				ES	IS	ES	IS	ES	IS	ES	IS	ES	IS		ES	IS	ES	IS
Quartär	Holozän																	
	Pleistozän																	
Tertiär	Pliozän	2,5																
	Miozän		50															
	Oligozän		250															
	Paläozän/Eozän																	
Kreide	Oberkreide	65	0-500											max. 1100				
	Unterkreide																	
Jura	Malm	144																
	Dogger																	
	Lias		0-50															
Trias	Keuper	213	max. 100															
	Muschelkalk		max. 140															
	Buntsandstein		max. 400															
Perm	Zechstein	248	max. 350															
	Rotliegendes																	
Karbon	Stefan	286																
	Westfal		(gesamtes Flözführendes) 2500											(gesamtes Flözführendes) 3000				
	Namur																	
	Unterkarbon	320																
Devon		360																

ES = Elision

IS = Infiltration

I-IV = hydrogeologische Zyklen

-  = sedimentogenes Porenwasser unter Meeresregime (Absenkung)
-  = meteorisches Wasser unter kontinentalem Regime (Hebung)
-  = paralisch mit marinen Einschaltungen
-  = nicht im Bearbeitungsgebiet ausgebildet, sehr geringmächtig oder von untergeordneter Bedeutung

**Abb. 9.5:** Graphische Darstellung der Periodisierung paläohydrogeologischer Entwicklung. Jeder hydrogeologische Zyklus beginnt mit einer Transgression. Während Festlandsphasen kommt es zur Infiltration meteorischen Wassers (IS), unter marinen Bedingungen, verbunden mit tektonischer Senkung, entstehen salinare Formationswässer und tieferliegende Porenwässer werden ausgepreßt (ES).

Im Niederrhein-Gebiet lassen sich fünf, im Westfälischen Raum zwei hydrogeologische Zyklen herausarbeiten. Der erste Zyklus in beiden Gebieten beginnt bereits im Devon. Bis in das Namur herrschten marine Verhältnisse vor. Mit der sudetischen Phase setzt noch im Laufe des Namur terrestrische Sedimentation mit gelegentlichen marinen Einschaltungen (ca. 5 %) ein, während der sich vor allem im Westfal unter humidem Klima die Kohleflöze bildeten. Die sedimentogenen (marinen) Porenwässer des Unterkarbons wurden durch die größtenteils meteorischen Infiltrationswässer, zumindest teilweise verdrängt. Die Poren- und Kluftwässer des Oberkarbons bestanden also bis hierhin hauptsächlich aus Süßwasser.

Mit der asturischen Gebirgsbildung fand eine Hebung der Sedimente statt. Während dieser Phase erfolgte auch nach PILGER (1956) die Ausscheidung der Erzgänge im Ruhrgebiet (vgl. Kap. 4.1.4.). Allerdings spielen magmatogene Wässer mengenmäßig

keine bedeutende Rolle und könnten höchstens lokal sedimentogene Porenwässer verdrängt haben.

Ablagerungen des Stefan sind im Ruhrgebiet nicht bekannt.

An dieser Stelle beginnt die unterschiedliche geologische Entwicklungsgeschichte der beiden Untersuchungsräume.

Im Niederrhein-Gebiet dauerten die kontinentalen Verhältnisse unter zunehmend aridem Klima nur bis zum Einsetzen der Zechstein-Transgression an, die den zweiten Zyklus einleitet.

Bisher wurden die Porenwässer aus meteorischen Infiltrationswässern gebildet, wobei unter den ariden Klimabedingungen sicher geringere Grundwasserneubildungsraten, als im Westfal zu verzeichnen sind und, wie aus tropischen Regionen bekannt, durch hohe Verdunstungsraten eine beginnende Versalzung des oberflächennahen Grundwassers zu vermuten ist.

Im zweiten Zyklus kam es unter Meeresregime, mit kurzer Unterbrechung im unteren Buntsandstein, bis zum Ende des Muschelkalk zur Bildung von konnatem Porenwässern in den neu abgelagerten Sedimenten. Während der Salzabscheidungen im Zechstein bleiben große Mengen hoch konzentrierter, mariner Reliktlaugen übrig, die aufgrund ihrer hohen Dichte (ca. 1,2 g/ml) meist nicht oberflächennah lateral aus dem Evaporationsbecken abfließen, sondern z.T. gravitativ in die unterlagernden Schichten absinken und sich von dort in Richtung eines Salinitätsgradienten bewegen. Nach Ablagerung der Evaporite kann es zu Salzablaugung im Untergrund und zur Mobilisierung von Subrosionssolen kommen. Somit entstanden während des zweiten Zyklus neben marinen Porenwässern, zusätzlich Mutterlaugen und Subrosionssolen.

Die Subrosion der Zechstein-Salze ist mit Einschränkungen während großer Abschnitte der gesamten Folgezeit anzunehmen. Rezente Subrosion findet, wenn überhaupt, nur noch sehr langsam statt.

Nach kurzer Festlandsperiode im Keuper, während der, aufgrund des ariden Klimas und der damit verbundenen reduzierten Infiltrationsrate, sicher nur unerhebliche Mengen Sedimentationswassers verdrängt wurden, setzt mit der Rhät-Transgression der dritte Zyklus ein.

Die marinen Verhältnisse dauerten bis etwa in die Malm-Zeit. Die nächste Festlandsperiode bis zur Unterkreide brachte wieder vermehrt meteorische Infiltrationswässer (humides Klima). Am Ende des dritten Zyklus bestanden die Poren- und Kluftwässer immer noch vorwiegend aus höher mineralisiertem Wasser, auch wenn oberflächennah Süßwässer infiltriert sind.



Der vierte Zyklus ist sicherlich nicht auf das gesamte Niederrhein-Gebiet auszudehnen. Die Cenoman-Transgression erfaßte wahrscheinlich nur den Nordwesten und Westen dieser Region.

Erst mit der Oligozän-Transgression (fünfter Zyklus) wurden wieder im ganzen Gebiet Sedimente mit marinen Porenwässern abgelagert. Im oberen Tertiär herrschten terrestrische Bedingungen vor, die bis heute, mit Unterbrechung in den Kaltzeiten, in denen keine größere Grundwasserneubildung zu erwarten ist, meteorische Infiltrationswässer zur Folge hatten.

Die Entwicklung im Westfälischen Raum gestaltete sich nicht in solch komplexer Weise. Vom Rotliegenden bis zur Unterkreide bestand ein Hochgebiet in nördlicher Fortsetzung der Rheinischen Masse (ROSENFELD 1978). Unter meist aridem Klima sind auch hier keine hohen Grundwasserneubildungsraten zu erwarten.

Der zweite Zyklus beginnt mit der z.T. bereits im Alb einsetzenden Cenoman-Transgression, die großflächig den Westfälischen Raum überflutete. Es wurden mächtige Kalk- und Mergelschlämme mit großen Mengen salinarer Porenwässer abgelagert, die mit zunehmender Diagenese ausgepreßt wurden. Ausgehend von der Tatsache, daß überwiegend Süßwasser in den karbonischen Sedimenten am Ende des ersten Zyklus vorherrschte, ist sicher ein Teil davon durch die neuen marinen Wässer ausgetauscht worden. Unberücksichtigt bleiben hierbei zunächst die Ablaugungssolen vom Niederrhein.

Während der saxonischen Faltung wurde das Gebiet festländisch. Unter dem kontinentalen Regime kam es während des gesamten Tertiärs und Quartärs zur Infiltration von meteorischen Wässern, mit Ausnahme der Kaltzeiten. Der komplette Austausch der salinaren Tiefenwässer im Karbon durch diese Infiltrationswässer ist aus hydraulischen Gründen nicht möglich.

Die einzeln dargestellten Entwicklungsräume dürfen hydrogeologisch nicht getrennt werden, so daß die Subrosionssolen sicher auch einen hydrochemischen Einfluß auf den Westfälischen Raum ausüben.

## 9.6. Hydrogeodynamik

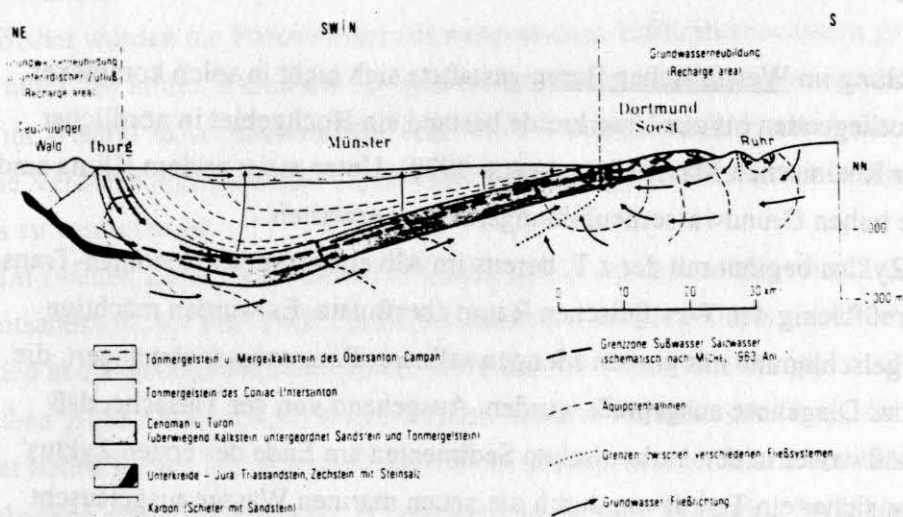
Aussagen über das Strömungsverhalten der Tiefenwässer können zusätzliche Hinweise über deren Herkunft geben.

Da das Ruhr-Revier geologisch zum Südteil des Münsterländer Beckens gehört, können auch hydrogeologische und hydrologische Zusammenhänge erwartet werden. In



bestimmten Bereichen kann bei Betrachtung des großräumigen Fließverhaltens das Ruhr-Revier als hydrogeologisches Teilsystem des Münsterländer Beckens gesehen werden.

Das von KARRENBURG (1974) entwickelte Modell über großräumige Fließsysteme im Münsterländer Becken (Abb. 9.6) diente auch als Grundlage in STRUCKMEIER's (1990) hydrologischer Systemanalyse.



**Abb. 9.6:** Schematisches hydrogeologisches Profil durch das Münsterländer Kreide-Becken (KARRENBURG 1974).

Das schematische Profil in Abbildung 9.6 veranschaulicht die asymmetrische Form des artesischen Kreide-Beckens. Die für das Deckgebirge im Ruhr-Revier (Kap. 4.3.2.) getroffene hydrogeologische Einteilung kann auch in groben Zügen auf das gesamte Münsterländer Becken übertragen werden. Der Emscher-Mergel (Coniac bis Mittelsanton) trennt einen regionalen, unteren Aquifer von mehreren lokalen, oberflächennahen Aquiferen.

In Zusammenhang mit den Tiefenwässern im Ruhr-Revier ist nur der untere Cenoman/Turon-Aquifer mit salinaren Grundwässern von Interesse. Von hier stammt ein Großteil der Deckgebirgszuflüsse in den Bergwerken. An den Rändern des Beckens (Ausnahme am Südrand) sind auch Unterkreide Schichten am Aufbau des unteren Aquifersystems beteiligt.

Der paläozoische Untergrund des Münsterländer Beckens kann im allgemeinen als gering durchlässig angesprochen werden. In der Bergbauzone sind allerdings die hydro-

geologischen Verhältnisse durch Sumpfungsmaßnahmen und Auflockerung des Gebirges erheblich gestört.

Der untere Kalksteinaquifer des Cenoman/Turon streicht am Nord-, Ost- und Südrand des Beckens aus, wo direkt meteorische Wässer infiltrieren können. Die Schichten stehen im Norden in der Egge und im Teutoburger Wald nahezu saiger (Abb. 9.6).

Am Haarstrang und auf der Paderborner Hochfläche treten Süßwasserquellen neben Solquellen auf.

STRUCKMEIER (1990) gliedert den regionalen, unteren Aquifer in zwei Subsysteme, das zentrale, tiefe Sole-Subsystem und das randliche Süßwasser-Subsystem, wobei diese Systeme durch das bergbaulich beeinflusste, subregionale hydrologische System des Ruhrgebietes Veränderungen erfahren haben.

Die Ausbildung des Süßwasser-Subsystems verläuft, vom Beckeninneren nach außen, zwischen der Emscher-Mergel- und der Cenoman/Turon-Verbreitungsgrenze am nördlichen, südlichen und östlichen Beckenrand.

Auf der Paderborner Hochfläche schiebt sich das Süßwasser-Subsystem in Karstzonen unter die Emscher-Mergel Abdeckung. Ansonsten verhindert der größtenteils abdichtende Emscher-Mergel eine Aussüßung des zentralen, soleerfüllten Grundwasserleiters.

An der Emscher-Mergel Ausbißgrenze tritt das Süßwasser in Karstquellen zutage, da der darunterliegende Aquifer mit Sole erfüllt ist, die vor der Absenkung durch den Bergbau ebenfalls an dieser Grenze natürlich ausgetreten ist. Von den ehemaligen Solequellen ist heute nur noch ein natürlicher Soleaustritt südlich Salzkotten aktiv (Abb. 9.7).

Zum Sole-Subsystem gehören Cenoman/Turon-Aquifer unter Emscher-Mergel, sowie z.T. der Emscher-Mergel selbst und die darunter liegenden "Tiefenaquifere" (STRUCKMEIER 1990). Die Karbonschichten sollten nach dem unter Kapitel 4.3.1. gesagten zumindest nicht als Aquifer s.str. bezeichnet werden, da hier keine großräumigen, zusammenhängenden, regionalen Fließsysteme zu erwarten sind.

Die Süß-/Salzwassergrenze ist in sehr unterschiedlichen Teufen anzutreffen (MICHEL 1963). Sie reicht lokal bis in Tiefen von 100 m bis 300 m unter Gelände (vgl. hierzu z.B. die Probe FD6 oder FD6a aus Deckgebirgsbohrungen (Tiefe Pegel), Anhang I.2). Der Übergang von Süß- zu Salzwasser ist nicht als scharfe Begrenzung zu verstehen, sondern als dynamischer, durch Grundwasserzirkulation verursachter Übergangsbereich.

Insbesondere am Hellweg ist anhand der Entwicklung der Solquellen die Dynamik dieser Grenze zu beobachten. Seit Mitte des vorigen Jahrhunderts haben zum einen die Schüttungsmengen erheblich nachgelassen, zum anderen bewegt sich die Süß-/Salzwassergrenze beckenwärts. Diese Verschiebung wird durch Süßwasser bewirkt, die hö-

her mineralisierte Tiefenwässer verdrängen. Die Ursachen für diese Veränderungen liegen in der massiven Grubenwasserentnahme im Ruhr-Revier und dem hohen Süßwassereintrag in der Cenoman/Turon-Ausstrichzone.

Nach Beendigung der Sumpfungsmaßnahmen im Bergbau könnte das ansteigende Grubenwasser dem vordringenden Süßwasser entgegenwirken und somit allmählich eine weitere beckenwärtige Verschiebung der Solegrenze verhindern. Trotzdem wird eine Überschiebung der salinaren Tiefenwässer durch die Süßwässer weiterhin existieren. Eine Spekulation über die Reaktivierung der alten Solquellen am Hellweg ist schwierig durchzuführen, da zu wenige hydrochemische Daten und Beobachtungsmöglichkeiten aus diesem Bereich existieren.

Während beim großräumigen Fließverhalten das gesamte Münsterländer Becken berücksichtigt wurde, werden die hydrodynamischen Verhältnisse und "Fließvorgänge" in den karbonischen Sedimenten davon gesondert betrachtet.

Während der Diagenese werden große Porenwassermengen durch Kompaktion ausgepreßt und in darüberliegende Sandsteine verlagert. Bei frisch abgelagerten Tonen kann sich während der Kompaktion die Porosität von nahe 90 % auf, wie bei den Schiefertönen im Ruhrkarbon, 1 % bis 2 % verringern. Bei den Sandsteinen bewegt sich die Reduktion von ca. 30 % bis 40 % auf 3 % bis zu 15 % (im höheren Westfal C).

Da die Sedimentdiagenese der Karbonschichten im Ruhr-Becken größtenteils als abgeschlossen angesehen werden kann, kommen Kompaktionsströme als Mechanismus für Fließbewegungen nicht mehr in Betracht.

Mineraldiagenetische Veränderungen (Gips-Anhydrit, Montmorillonit-Illit) können auch zur Freisetzung von chemisch gebundenem Wasser führen. Besonders in mächtigen Tonschichten werden durch Dehydratationsvorgänge große Mengen metamorphes Wassers gebildet. Solche Vorgänge spielen sich jedoch in größeren Tiefen ab, so daß für die Tiefenwässer im Ruhr-Revier metamorphes Wasser und damit verbundene Wasserbewegungen nicht angenommen werden.

Kompaktionsströme sind im allgemeinen nach oben gerichtet. Hingegen besitzen höher mineralisierte Formationswässer aufgrund ihrer höheren Dichte die Tendenz in tiefere Schichten abzusinken und sich bei einem Konzentrationsgradienten lateral auszubreiten. Dieser Fließmechanismus kommt vor allem für die Subrosionssolen in Frage. Auf der anderen Seite haben salinare Tiefenwässer aufgrund hoher Temperaturen und gelöster Gase die Fähigkeit auf Störungsbahnen aufzusteigen.

Die durch einen osmotischen Druck erzeugten Bewegungen von Wassermolekülen an semipermeablen Membranen (Tonschichten), bei verschieden hoch konzentrierten



Lösungen beiderseits der Tone, tragen auch zum kleinräumigen Fließverhalten bei (KREITLER 1989).

Die durch den Bergbau hervorgerufenen geologischen Veränderungen, beeinflussen nicht nur die hydrodynamischen Verhältnisse im Münsterländer Becken, sondern auch in den karbonischen Schichten. Es werden die Verteilungen der hydraulischen Potentiale und Permeabilitäten verändert. Durch bergmännische Aktivitäten werden u.a. die Gefüge von Sand- und Tonsteinbänken anthropogen aufgelockert. Dadurch können insbesondere die Sandsteinbänke entwässert und neue Wasserwegsamkeiten geschaffen werden.

Das Verständnis der o.g. Vorgänge und Mechanismen ist nicht nur für die Erklärung der Herkunft der geogenen Grubenwässer, sondern auch für spätere Flutungsszenarien, sowie Versatz- und Verbringungsmaßnahmen von Nutzen.

### **9.7. Einbeziehung und Deutung der hydrochemischen Ergebnisse aus anderen Steinkohle-Revieren**

Die drei anderen Steinkohlenlagerstätten paralischer Entstehung in Nordrhein-Westfalen unterscheiden sich u.a. in der Ausbildung der Deckschichten, des geologischen Umfeldes und der Hydrochemie der Grubenwässer vom Ruhr-Revier.

Die beiden benachbarten Reviere von Aachen und Erkelenz sind speziell hinsichtlich der Hydrochemie der dort auftretenden Tiefenwässer vergleichbar. Die maximalen Salzgehalte in den karbonischen Formationswässern liegen im Bereich der Meerwasserkonzentration. Aus hydrochemischer und paläogeographischer Sicht bereitet es keine Schwierigkeiten diese Tiefenwässer als fossiles Meerwasser zu deuten.

Die Verhältnisse im Ibbenbürener Revier, insbesondere im Ostfeld, unterscheiden sich grundlegend vom Aachener und Erkelenzer Revier und sind eher mit denen im Ruhr-Revier zu vergleichen. Es treten, allerdings unter einem geringmächtigeren Deckgebirge, stark mineralisierte Solen in Tiefen ab ca. -550 m NN auf. Die maximalen Cl-Konzentrationen entsprechen denen in den Ruhr-Revier-Solen und scheinen z.T. sogar etwas darüber zu liegen. Ein exakter Vergleich ist nicht möglich, da die Teufenangaben nicht identisch mit der genauen Herkunftstiefe sein müssen. Der Maximalgehalt von 140 000 mg Cl/l aus dem Ibbenbürener Revier wird im Ruhr-Bergbau nur in einer Tiefenwasserprobe überschritten. Die Nebenbestandteile Sr und Ba sowie Li treten im Ibbenbürener Revier in geringeren Konzentrationen als im Ruhr-Revier auf.



Ab einer bestimmten Tiefe wird auch im Ibbenbürener Revier die Meerwasserkonzentration um ein mehrfaches überschritten. Bei fossilem Meerwasser als Ursprung der hoch mineralisierten Solen, müßten diagenetische Veränderungen zu einer starken Aufkonzentrierung geführt haben. Als Erklärung hierfür könnten Tonmembraneffekte angeführt werden. Wie in Kapitel 9.1. diskutiert, werden solche Effekte für die Ibbenbürener Karbonscholle, genauso wenig wie für das Ruhr-Becken, für wahrscheinlich gehalten.

Die Na-Cl-Wässer in Ibbenbüren weisen hohe  $mNa/mCl$ -Quotienten (0,93 bis 0,97), sowie niedrige Br/Cl-Verhältnisse (0,0003 bis 0,0005 und 0,0010 bis 0,0014) auf. Diese beiden Tatsachen sind deutliche Indizien für die Ablaugung von Halit. Da Steinsalzvorkommen verschiedenen Alters in der näheren Umgebung des Schafberges anstehen, spricht aus hydrochemischer Sicht nichts gegen eine Entstehung bzw. Regeneration der Formationswässer im Ibbenbürener Karbon aus Ablaugungssolen. Ein Vergleich mit Mineral- und Formationswasseranalysen (aus dem Anhang der Arbeit von BÄSSLER 1970), die ihren Sulfatgehalt mit Sicherheit aus dem Zechstein beziehen, zeigt die gleichen hohen  $mNa/mCl$ -Quotienten (0,96) und niedrigen Br/Cl-Verhältnisse wie die Ibbenbürener Na-Cl-Wässer und bestätigt damit die hydrochemischen Befunde hinsichtlich der Subrosionshypothese. Bei diesen Mineralwasseranalysen lassen sich die gleichen beiden Gruppierungen von Br/Cl-Verhältnissen (0,0003 und 0,0013), wie bei den Ibbenbürener Na-Cl-Wässern, herausstellen.

Dem entgegen steht die von BÄSSLER (1970) aus Schwefel-Isotopen-Untersuchungen abgeleitete Aussage, daß die Ibbenbürener Grubenwässer heute keinen Nachschub von Ablaugungssolen aus dem Vorland erhalten. Obwohl die Grubenwässer mit  $\delta^{34}S$ -Werten über 8 ‰ nach BÄSSLER mit Evaporitsulfaten in Zusammenhang gebracht werden können, kommt er aufgrund des vorliegenden Isotopen-Verteilungsbildes - steigende  $^{34}S$ -Werte mit zunehmender Tiefe - zu o.g. Aussage. Bei den Proben mit  $\delta^{34}S$ -Werten kleiner als 8 ‰ handelt es sich um gering mineralisierte Grubenwässer meteorischen Ursprunges. Die anderen Grubenwässer mit steigendem  $^{34}S$  könnten den verschieden alten Evaporitvorkommen zugeordnet werden und deshalb unterschiedliche Isotopengehalte besitzen. Letztendlich können die vorliegenden Isotopenergebnisse nur den hydrochemischen Tatsachen gegenübergestellt werden.

Die auftretenden salinaren Formationswässer im Karbon können schon vor der Heraushebung der Karbonscholle durch z.B. Zechsteinsalz-Ablaugung entstanden sein. Spätere Vermischung mit Ablaugungssolen aus jüngeren Evaporitformationen (Röt und Malm) ist wahrscheinlich.

Der Vergleich der Grubenwässern aus den umliegenden Steinkohlenbezirken hat gezeigt, daß im Ibbenbürener Revier ähnliche hydrochemische Verhältnisse wie im Ruhr-Revier auf ähnliche Ursachen zurückgeführt werden können. Auch in Ibbenbüren scheint sich eher eine Ablaungssole zu bestätigen. Hingegen liegen im Aachener und Erkelenzer Revier in mit den anderen beiden Revieren vergleichbaren Tiefen verhältnismäßig gering mineralisierte Tiefenwässer vor, die durch fossiles Meerwasser erklärt werden.

Wäre die Ionenfiltration der entscheidende Mechanismus für die Konzentrierung von Meerwasser, müßten in allen vier Revieren in vergleichbaren Tiefen ähnlich hohe Salinitäten in den Tiefenwässern erreicht werden. Da dies bei weitem nicht zutreffend ist - beispielsweise in -700 m NN Tiefe: Ruhr: mittlere bis hohe Deckgebirgsmächtigkeit, Abdampfdruckstand 100 000 mg/l, Ibbenbüren: geringe Überdeckung, Abdampfdruckstand 90 000 mg/l, Aachen/Erkelenz: mittlere Deckgebirgsmächtigkeit, Abdampfdruckstand 25 000 mg/l - sind andere Faktoren bei der Entstehung von hoch salinaren Solen zu berücksichtigen.

## 9.8. Synthese

Für hoch mineralisierte Tiefenwässer, weit oberhalb der Konzentration von Meerwasser, wurden in Kapitel 9.1 mehrere Entstehungsmöglichkeiten aufgezeigt. Durch verschiedene Kombinationen der Prozesse, können theoretisch Tiefenwässer mit gleichem Chemismus auf unterschiedliche Weise entstanden sein.

Es gilt nun aufzuzeigen, welcher Entwicklungsprozeß, unter den gegebenen Voraussetzungen, der wahrscheinlichste ist.

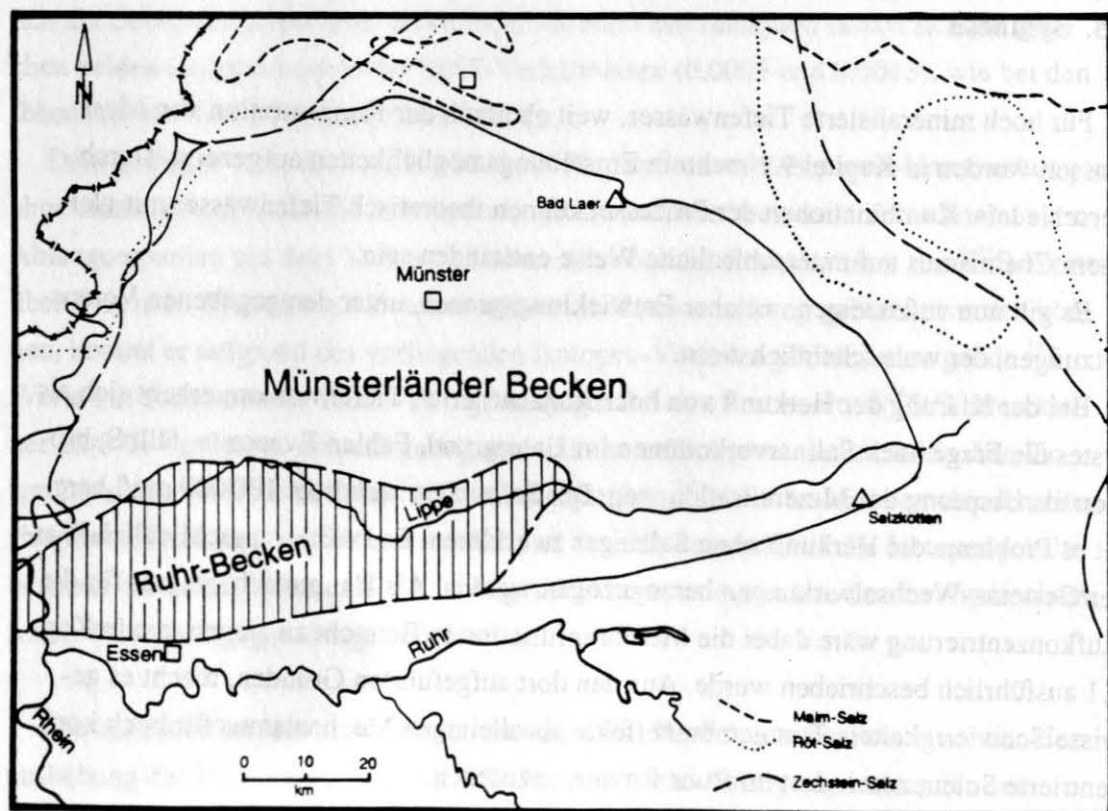
Bei der Klärung der Herkunft von hoch konzentrierten Tiefenwässern erhebt sich als erstes die Frage nach Salinarvorkommen im Untergrund. Fehlen Evaporite, fällt Subrosion als Ursprung der Mineralisation weg. Bei Salinitäten weit über 100 000 mg/l bereitet es Probleme die Herkunft ohne Salzlager zu erklären. Es müßten ausschließlich Wasser/Gesteins-Wechselwirkungen herangezogen werden. Als Hauptmechanismus für die Aufkonzentrierung wäre dabei die Membranfiltration in Betracht zu ziehen, die in Kap. 9.1 ausführlich beschrieben wurde. Aus den dort aufgeführten Gründen, macht es gewisse Schwierigkeiten, Tonmembraneffekte als alleinigen Mechanismus für hoch konzentrierte Solen, zumindest im Ruhr-Revier, anzusehen.

In verschiedenen Entfernungen um das Ruhr- bzw. Münsterländer Becken stehen Salinarvorkommen unterschiedlichen Alters an (Abb. 9.7). Am nächsten liegen die Zechsteinsalze am Niederrhein, aber auch in Ostwestfalen sind Evaporite verbreitet.

Der wichtigste hydrochemische Indikator zur Identifizierung von Salzlösungen ist das Bromid resp. Br/Cl-Verhältnis. Das niedrige Br/Cl deutet auf Salzablaugung hin, mit einem Restanteil von ursprünglicher Mutterlauge. Dem widersprechen auch weder andere hydrochemische, noch isotonenchemische Befunde.

Die Tatsache, daß palynologische Untersuchungen von DOMBROWSKI (aus MICHEL 1964) in vier Grubenwässern des Ruhr-Reviers Zechstein-Sporen nachgewiesen haben, unterstützt die These der Salzablaugung.

Schwefel-Isotopenuntersuchungen von PUCHELT & NIELSEN (1967) in Grubenwässern an der Ruhr konnten den Sulfatgehalt der Wässer nicht eindeutig auf Zechstein-Herkunft zurückführen, da u.a. Pyritoxidation und Sulfat-Reduktion den  $\delta^{34}\text{S}$ -Gehalt verändern. Hingegen sprechen die Schwefel-Isotopenuntersuchungen an den gelösten Sulfaten ostwestfälischer Mineralwässer (MICHEL & NIELSEN 1977) im Bereich der Zechstein-Verbreitung dort für abgelagerte Zechsteinevaporite. Die Sole von Bad Laer mit einem Salzgehalt von rd. 70 000 mg/l ist eindeutig aus Salzablaugung herzuleiten, ebenso eine Sole am Südrand des Münsterländer Beckens (Salzkotten) (Abb. 9.7). Von den ostwestfälischen Mineralwässern liegen kaum Bromid-Analysen vor, die zum Vergleich herangezogen werden könnten.



**Abb. 9.7:** Rezente Verbreitungsgrenzen der Salzvorkommen im Umfeld des Münsterländer Beckens. Die beiden Dreiecke kennzeichnen Solevorkommen außerhalb des Bergbaugesbietes, die eindeutig auf Salzablaugung zurückzuführen sind. (nach MICHEL 1983a).



Um ein auf Salzablaugung basierendes Genesemodell zu konstruieren, sind verschiedene hydrogeologisch-hydraulische und hydrochemische Voraussetzungen notwendig. Abbildung 9.8 veranschaulicht stark vereinfachend die geologische Situation am Niederrhein mit Zechstein-Salz und im Übergangsbereich in den Westfälischen Raum.

Als erstes wird ein Druckunterschied, ein hydraulischer Gradient, benötigt, um überhaupt eine Migration der Laugen von der Salzoberfläche weg in Gang zu setzen. Unter Annahme der heutigen topographischen Verhältnisse im weiträumigen Ruhr-Gebiet für die Zechstein- und Buntsandstein-Zeit wird ein hydraulischer Gradient durch den Aufbau eines Salzprofiles und damit eines Dichtegradienten über der Salzlagerstätte erzeugt. Solch ein Salzprofil kann durch molekulare Diffusion entstehen.

Die Tiefenwässer im Ruhr-Revier zeigen einen annähernd linearen Anstieg im Salzgehalt mit der Tiefe. Streuungen sind durch Unsicherheiten bei der Probenherkunft begründet. Umgekehrt betrachtet, scheint sich dieses lineare Salzprofil auch im Deckgebirge fortzusetzen, wodurch Salztransport durch Molekulardiffusion von den hoch salinaren Porenwässern in das gering mineralisierte Grundwasser angedeutet wird (SONNTAG 1992). Das zu erwartende hohe Grundwasseralter der Ruhr-Revier-Solen bei Entstehung durch Zechsteinsalz-Ablaugung unterstützt die Möglichkeit der Molekulardiffusion, da genügend Zeit zur Verfügung steht.

Der diffusive Salztransport zum Aufbau eines Salzprofiles über der Salzlagerstätte im Buntsandstein vollzieht sich mit einer Diffusionsgeschwindigkeit  $v_{\text{diff}}$  von

$$v_{\text{diff}} = D / H = 0,015 \text{ mm/a} = 15 \text{ mm/1000 a.}$$

Hierfür wurde eine Diffusionskonstante  $D = 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$  ( $= 0,003 \text{ m}^2/\text{a}$ ) für gelöste Stoffe in sehr feinkörnigen Sedimenten verwendet (mdl. Mitt. SONNTAG). Für weniger verfestigte Sedimente könnte auch eine Diffusionskonstante um eine Größenordnung höher als realistisch angesehen werden. Als Mächtigkeit des Diaphragmas (Buntsandstein) wird  $H = 200 \text{ m}$  angenommen. Die molekulare Diffusion ermöglicht einen Salztransport nach oben in einer geologisch relativ kurzen Zeit. Das Salzprofil hat sich also auf jeden Fall schon am Ende des Buntsandsteins aufgebaut.

Als weitere Voraussetzung wird für die laterale Lösungsbewegung vom Salz in das betrachtete Gebiet ein Konzentrations- bzw. Dichteunterschied benötigt.

Aus der paläohydrogeologischen Rekonstruktion (Kap. 9.5) ergibt sich, daß im größten Teil des Ruhr-Reviers bis zur Oberkreide terrestrische Bedingungen und demnach überwiegend süße Porenwässer vorherrschten, die damit ein Konzentrationsgefälle in Richtung zur Salzlagerstätte bildeten.



Um dieses Konzentrationsgefälle aufrecht zu erhalten und nicht irgendwann einen Mineralisationsausgleich durch ständig zuströmende Salzlösungen zu erreichen, bedarf es auf der salzlagerstätten-fernen Seite eines Salz-Abtransportes. Diese Salz Entfernung wird wiederum durch molekulare Diffusion erzeugt, da das lineare Salzprofil gleichmäßig von Westen nach Osten besteht.

Für die Laugenmigration von der Salzlagerstätte in das Bergbaugebiet kann eine Distanzgeschwindigkeit  $v_d$  abgeschätzt werden. Dieser groben Abschätzung liegen folgende Annahmen als Ausgangsbedingungen zugrunde:

- mittlere Entfernung von der Salzlagerstätte am Niederrhein in das Ruhr-Revier: 50 km
- Zeitraum für Laugenmigration und Subrosion: 200 Millionen Jahre (Ma); das ist die Zeit nach Aufbau eines Salzprofils im Buntsandstein.
- rd. 10 % der ursprünglichen Mutterlauge sind noch anteilig bei den Tiefenwässern vorhanden. Der Anteil kann auch geringer sein. Er dient nur zur Erklärung der Tatsache, daß das vorliegende Br/Cl der Ruhr-Revier-Solen etwas oberhalb des Verhältnisses für reine Ablaugungssolen liegt. 10 % Mutterlauge bedeutet, daß ca. 9 bis 10 mal ein Austausch der ursprünglichen Mutterlauge stattgefunden hat, woraus sich eine aufsummierte Entfernung von  $10 \times 50 \text{ km} = 500 \text{ km}$  ergibt.

Daraus folgt für die laterale Laugenmigration:

$$v_d = 500 \text{ km} / 200 \text{ Ma} = 0,0025 \text{ m/a} = 2,5 \text{ mm/a}$$

Als genereller Antrieb für die Laugenmigration wird ein durch Diffusion erzeugter mittlerer Dichteunterschied ( $\Delta\rho$ ) von 0,08 auf 600 m Teufe zugrunde gelegt. Dieser kann aus dem Salzprofil in Abb. 6.4 abgeschätzt werden. Über der Salzlagerstätte im Buntsandstein existiert ebenfalls ein Dichtegradient, der die Laugen in Bewegung setzt.

Aus  $\Delta\rho = 0,08$  läßt sich ein für den hydraulischen Gradienten benötigtes  $\Delta h$  bestimmen.

$$\Delta h = 0,08 \times 600 \text{ m} = 48 \text{ m Wassersäule}$$

Aus  $\Delta h$  und einer mittleren Entfernung von 50 km ergibt sich ein hydraulischer Gradient

$$i = \Delta h / \Delta l = 48 \text{ m} / 50 \text{ km} = \text{ca. } 0,001 = \text{ca. } 1 \text{ ‰}$$

Um nach DARCY einen Durchlässigkeitsbeiwert  $k_f$  zu berechnen, wird zu dem hydraulischen Gradienten  $i$  die Filtergeschwindigkeit  $v_f$  benötigt.

$$v_f = n v_d = 0,0025 \text{ m/a} \times 0,02 = 0,00005 \text{ m/a}$$

mit einer angenommenen Porosität  $n = 0,02$  (2 %).

Daraus ergibt sich für die Durchlässigkeit:

$$k_f = v_f / i = 0,00005 \text{ m/a} / 0,001 = 0,05 \text{ m/a} = 1,6 \times 10^{-9} \text{ m/s}$$

Dieser durch grobe Überschlagsrechnungen erhaltene Durchlässigkeitsbeiwert stimmt gut mit dem in Kapitel 4.3.1. genannten Wert für die Gebirgsdurchlässigkeit des unverritzten Steinkohlegebirges ( $k_f = 10^{-9} \text{ m/s}$ ) überein.

Die groben Abschätzungen haben gezeigt, daß neben den hydrochemischen auch die hydrogeologisch-hydraulischen Bedingungen einer Salzablaugungshypothese nicht widersprechen.

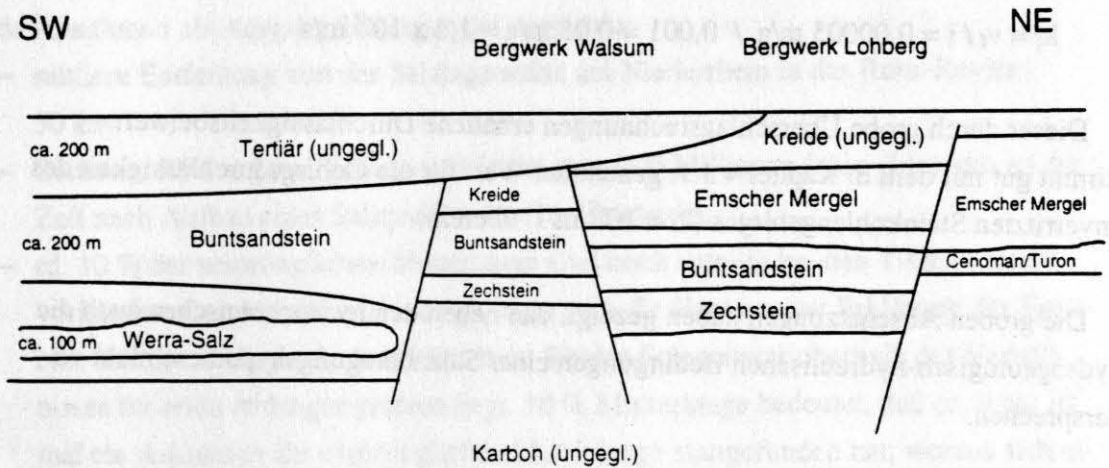
Aus der anfangs genannten Überlegung, noch 10 % Anteil der ursprünglichen Mutterlauge anzunehmen und dem daraus resultierendem 10 maligen Austausch dieser Mutterlauge in 200 Millionen Jahren, ergibt sich ein Mindestalter von 20 Millionen Jahren für die Tiefenwässer, d.h. vor 20 MA hat der letzte Austausch stattgefunden. Die berechneten Edelgasalter von 24 MA und 45 MA stimmen gut mit dieser Annahme überein und bestätigen damit zusätzlich das Subrosionsmodell.

Aus der Isotopenzusammensetzung der Tiefenwässer ist zwar nicht direkt erkennbar, daß es sich um Ablaugungsolen handelt, da Subrosion sowohl durch Meerwasser als auch durch meteorisches Wasser verursacht wird. Die Erklärung der Isotopengehalte als Mischungsreihe zwischen diesen beiden Endgliedern widerspricht aber nicht der genetischen Deutung als Ablaugungsolen.

Nach MICHEL (1966) ist die folgende Tatsache durch Subrosion schwer zu erklären: "Die Gesamtkonzentration des tiefen Grundwassers nimmt nicht von der intakten Salzlagerstätte von Norden (und Nordwesten) nach Süden ab." Nach vorliegendem Modell müßte die Konzentration von Westen nach Osten abnehmen. Ein deutlicher Konzentrationsgradient ist nicht festzustellen, doch existieren im Westen geringfügig höhere Salinitäten. Eine deutliche Abnahme der Mineralisation von der Salzlagerstätte ist auf-

grund der langen Zeit und des damit verbundenen mehrfachen Austausches, wie oben gezeigt, nicht zu erwarten.

Anzeichen für juvenile Wässer, z.B. hohe Schwermetallgehalte oder große Mengen  $\text{CO}_2$ , konnten nicht beobachtet werden. Trotzdem können vereinzelte juvenile Zuflüsse nicht ausgeschlossen werden (z.B. Auguste Victoria Vererzung).



**Abb. 9.8:** Schematisches, überhöhtes SW-NE-Profil durch das westliche Ruhr-Revier (Niederrhein-Gebiet) im Bereich der Verbreitungsgrenze von Tertiär- und Zechstein-Sedimenten. Auch die Tektonik wurde stark vereinfacht. Die Zahlen geben nur ungefähre Mächtigkeiten wieder, die aufgrund der Schollentektonik stark variieren.

Die durchgeführten hydro- und isotochemischen Untersuchungen führen zu dem Schluß, daß die hohe Mineralisierung der salinaren Tiefenwässer im Ruhr-Revier überwiegend durch Salzablaugung verursacht werden kann. Subrosion und Laugenmigration können nicht als abgeschlossene, sondern nur als in geologischen Zeiträumen ablaufende Vorgänge angesehen werden.

Als die Mineralisation der Solen liefernde Salzlagerstätte kommen vorzugsweise die nahegelegenen Zechsteinsalze am Niederrhein in Betracht. Die weiter nördlich verbreiteten Röt- und Malm-Salze spielen wohl keine Rolle. Über den Einfluß des Zechsteinsalzes im Osten (Abb. 9.7) auf die Ruhr-Revier-Solen kann nur spekuliert werden. Das Bergwerk Westfalen im äußersten Osten des Ruhr-Reviers könnte auch im Einflußbereich der östlichen Salzlager liegen. Die Tatsache, daß in Richtung Osten auch Subrosionssolen bekannt sind (Salzkotten) könnte dafür sprechen.

Zusätzlich zu den Subrosionssolen sind, insbesondere während der Kreide, sedimentäre marine Porenlösungen entstanden. Aufgrund von unterschiedlichen Mischungsvorgängen (konvektiv und diffusiv) sind diese fossilen, marinen Wässer nicht mehr eindeutig zu identifizieren. Tiefenwässer mit Meerwasserkonzentration treten in verschiedenen Teufen auf, sind aber nicht immer auf fossiles Meerwasser, sondern auch auf verdünnte, ursprünglich höher mineralisierte Tiefenwässer zurückzuführen. Auch im tieferen Deckgebirge existieren unterschiedlich hoch mineralisierte Lösungen. Im Bereich des Bergwerkes Monopol z.B. konnte ein Zufluß in einem Schacht in -372 m NN mit 52 000 mg/l gelöster Bestandteile beprobt werden. Hingegen enthielt im benachbarten Bergwerk Haus Aden eine Probe aus -336 m NN nur 18 000 mg/l gelöster Bestandteile. Beide Zuläufe sind stratigraphisch eindeutig dem Turon zuzuordnen. Unterschiedliche hydraulische Verbindungen sind hierfür verantwortlich zu machen.

Vielfältige hydrogeochemische Wechselwirkungen veränderten die ursprüngliche Zusammensetzung der Subrosionslösungen auf den heutigen Ist-Zustand. Ausgenommen von lokalen Lösungs-/Fällungsreaktionen und Oxidationsprozessen, kann die globale Hydrochemie der Tiefenwässer als stabil angesehen werden.

Weiterführende Untersuchungen hinsichtlich der hydrogeochemischen Wechselwirkungen und des physikalischen Verhaltens der Wässer in Stillstandsbereichen sind notwendig um beim Wiederanstieg des Grubenwassers eventuelle Einflüsse auf beispielsweise oberflächennahe nutzbare Grundwasservorkommen beurteilen und gegebenenfalls abwehren zu können.



## 10. Literaturverzeichnis

- ANDREWS, J.N. & LEE, D.J. (1979): Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and paleoclimatic trends. - *J. Hydrol.*, **41**: 233-252, Amsterdam.
- ANTONOW, G. (1941): Grundwasserverhältnisse im Aachener Steinkohlenbezirk unter besonderer Berücksichtigung der Gruben CAROLUS MAGNUS und CARL ALEXANDER der Baesweiler Scholle.- Diss. RWTH Aachen, 76 S., Aachen [unveröff.].
- BAECKER, P. (1953a): Hydrochemie und Tektonik.- *GWF*, **94**: 417-420, München.
- BAECKER, P. (1953b): Solevorkommen und Grubenwasser im Raum Westfalen.- *Vom Wasser*, **20**: 209-251, Weinheim.
- BÄSSLER, R. (1970): Hydrogeologische, chemische und Isotopen-Untersuchungen der Grubenwässer des Ibbenbürener Steinkohlenreviers.- *Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol./Hydrogeochem.*: 209-286, Hannover.
- BECHTEL, A. (in Vorb.): Organisch-geochemische und isotopengeochemische (C, O, H, S) Untersuchungen zur Charakterisierung lagerstättenbildender Prozesse in Schwarzschiefern.- *Habil.-Schrift, Universität Bonn*.
- BEHR, H., GERLER, J., HEIN, U.F. & REUTEL, C.J. (1993): Tectonic Brines and Basement Brines in den mitteleuropäischen Varisciden: Herkunft, metallogenetische Bedeutung und geologische Aktivität.- *Göttinger Arbeiten Geol. Paläont.*, **58** (Walliser-Festschrift): 3-28, Göttingen.
- BENZECRI, J.P. & TABET, N. (1975): BENTAB75.- *Laboratoire de Statistique Mathématique, Université de Paris VI, Paris*.
- BOTTOMLEY, D.J., Gregoire, D.C. & Raven, K.G. (1994): Saline groundwaters and brines in the Canadian Shield: Geochemical and isotopic evidence for a residual evaporite brine component.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**: 1483-1498, London.
- BREDEHOEFT, J.D., BLYTH, C.R., WHITE, W.A. & MAXEY, G.B. (1963): Possible mechanism for concentration of brines in subsurface formations.- *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **47**: 257-269, Tulsa.
- BROOKINS, D.G. (1988): Eh-pH Diagrams for Geochemistry.- 188 S., Springer-Verlag, N.Y.
- BUNTEBARTH, G., MICHEL, W. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Das permokarbonische Intrusiv von Krefeld und seine Einwirkungen auf die Karbon-Kohlen am linken Niederrhein.- *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **30**: 31-45, Krefeld.

- BUSCHENDORF, F., HESEMANN, J., PILGER, A. & RICHTER, M. (1951): Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung. Lieferung 1.- Geol. Jb., Beih. 3: 184 S., Hannover.
- BUSCHENDORF, F., RICHTER, M. & WALTHER, H.W. (1957): Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung. Lieferung 2.- Geol. Jb., Beih. 28: 163 S., Hannover.
- CARPENTER, A.B. (1978): Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins.- Oklahoma Geological Survey Circular, 79: 60-77, Oklahoma.
- CLAUSEN, C-D., JÖDICKE, H. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Geklärte und ungeklärte Probleme im Krefelder und Lippstädter Gewölbe.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 30: 413-432, Krefeld.
- COLDEWEY, W.G. (1974): Hydrogeologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft im mittleren Emschergebiet.- Diss. Univ. Münster, 125 S.
- COLDEWEY, W.G. (1976): Hydrogeologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft im mittleren Emschergebiet.- Mitt. WBK, 38: Bochum.
- COLDEWEY, W.G. (1986): CHEMDAT - ein Programm zur Bearbeitung von chemischen Wasseranalysen.- Mitt. WBK, 46: Bochum.
- DEUTSCHE Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung.- [Hrsg.] Fachgruppe Wasserchemie in der Gesellschaft Deutscher Chemiker, Loseblattsammlung, Verlag Chemie, Weinheim.
- DOMALSKI, R. (1988): Bergmännische Wasserwirtschaft der Steinkohlenbergwerke der Preussag AG Kohle/ Ibbenbüren und der Gewerkschaft Sophia-Jacoba/ Hückelhoven - Ein Vergleich.- Mitt. WBK, 60: 174 S., Bochum.
- DROZDZEWSKI, G. (1981): Ergebnisse des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik des Ruhrkarbons".- Glückauf, 117: 935-942, Essen.
- DROZDZEWSKI, G., BORNEMANN, O., KUNZ, E. & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons.- 192 S., GLA Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G., ENGEL, H., WOLF, R. & WREDE, V. (1985): Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten.- 236 S., GLA Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. & WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik - Analyse der Tektonik im Subvariscikum.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 38: 7-187, Krefeld.
- VON ENGELHARDT, W. (1960): Der Porenraum der Sedimente.- 207 S., Springer, Heidelberg.

- ERNST, W. (1963): Diagnose der Salinitätsfazies mit Hilfe des Bors.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **10**: 253-266, Krefeld.
- FRAPE, S.K., FRITZ, P. & McNUTT, R.H. (1984): Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shield.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 1617-1627, London.
- FRICKE, K. (1952): Herkunft des Salz- und Kohlesäuregehaltes der Mineralwässer im weiteren Ruhrgebiet.- *Bergbau- Rdsch.*, **4**: 147-152, Essen.
- FRICKE, K. (1953): Der Schwermetallgehalt der Mineralquellen.- *Z. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen*, **6**(7): 1-10.
- FRICKE, K. (1961): Tiefenwasser, Solquellen und Solewanderungen im Bereich des Münsterschen Beckens.- *Z. dt. geol. Ges.*, **113**: 37-41, Hannover.
- FRICKE, K. (1964): Bemerkungen zu den Solequellen des Hellwegs.- *Z. dt. geol. Ges.*, **116**: 76-87, Hannover.
- FRITZ, P. & FONTES, J.Ch. (1980): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry.- **1**: 454 S., Amsterdam.
- FRITZ, P. & FONTES, J.Ch. (1986): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry.- **2**: 557 S., Amsterdam.
- FRITZ, P. & LODEMANN, M. (1990): Die salinaren Tiefenwässer der KTB-Vorbohrung.- *Die Geowissenschaften*, **9**: 273-278, Weinheim.
- FRÖHLICH, K. (1992): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie - Anwendungen in Entwicklungsländern.- *Z. dt. geol. Ges.*, **143**: 202-213, Hannover
- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): Sedimente und Sedimentgesteine - Sediment-Petrologie, Teil II.- 4. Aufl., 1141 S., Stuttgart.
- GEYH, M.A. (1974): Isotopen- und Hydrochemie des tieferen Grundwassers im Raum Paderborn.- *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **20**: 67-78, Krefeld.
- GEYH, M.A. & MICHEL, G. (1977): Zur Isotopenchemie von Mineralwässern und sonstigen Grundwässern im Heilquellengebiet von Bad Oeynhausens und Bad Salz-  
uflen.- *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **26**: 229-252, Krefeld.
- GEYH, M.A. & MICHEL, G. (1979): Hydrochemische und isotopenphysikalische Entwicklung des Grundwassers im Paderborner Aquifer.- *Gas- u. Wasserfach*, **120**: 576-582, München.
- GEYH, M.A. & MICHEL, G. (1981): Isotopen- und hydrochemische Betrachtungen über die Süßwasser/Salzwasser-Zone am Nordostrand des Münsterländer Beckens.- *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 597-612, Hannover.

- GRAF, D.L. (1982): Chemical osmosis, reverse chemical osmosis, and the origin of sub-surface brines.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 1431-1448, London.
- GRONEMEIER, K., MATTHESS, G., OHSE, W., PEKDEGER, A. & PFISTER, E. (1983): Geochemische Wechselwirkungen Wasser/Gestein in stark- und schwach-mineralisierten Tiefenwässern. *Z. dt. geol. Ges.*, **134**: 905-921, Hannover.
- HÄHNE, R. (1978): Neue methodische Aspekte einer paläohydrogeologischen Analyse.- *Z. angew. Geol.*, **24**(1): 38-43, Berlin.
- HAHNE, C. & SCHMIDT, R. (1982): Die Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes.- 106 S., Essen.
- HAMM, E. (1991): Die Entwicklung des Verfahrens zur Bruchhohlraumverfüllung.- *Glückauf*, **127**: 873-879, Essen.
- HARDER, H. (1963): Inwieweit ist das Bor ein marines Leitelement?- *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **10**: 239-252, Krefeld.
- HARDER, H. (1964): Geochemische Untersuchungen zur Genese der Strontianitlagerstätten des Münsterlandes.- *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, **10**: 198-215.
- HELMS, W. (1995): Sauerwasser - Entstehung, Vermeidung und Behandlung.- *Bergbau*, **46**: 65-71, Essen.
- HEM, J.D. (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water.- *US Geol. Surv. Water Supply Pap.*, **2254**: 263 S., Washington, D.C.
- HENNINGSEN, D. & KATZUNG, G. (1992): Einführung in die Geologie Deutschlands.- 228 S., 4. Aufl., Stuttgart.
- HERBST, G. (1964): Die Grubenwässer im Steinkohlenrevier von Aachen-Erkelenz.- *Z. dt. geol. Ges.*, **116**: 70-75, Hannover.
- HERBST, G. (1971): Das Revier von Aachen-Erkelenz.- *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **19**: 61-68, Krefeld.
- HERRMANN, A.G. (1961): Über das Vorkommen einiger Spurenelemente Salzlösungen aus dem deutschen Zechstein.- *Kali und Steinsalz*, **7**: 209-220, Kassel.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein Westfalens.- 416 S., Paderborn.
- HOEFS, J. (1980): Stable Isotope Geochemistry.- 241 S., Springer, Heidelberg.
- HOLL, H.G. & SCHÄFER, A. (1992): Faziesanalyse und Sandsteinpetrographie im Westfal A des Ruhr-Beckens.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H.* **12**: 2887-2906, Stuttgart.



- HOLLMANN, F. & WENZEL JANDA, J. (1964): Schichtenfolge und Gebirgsaufbau des Aachen-Limburger Steinkohlengebietes nach einem neuen tektonischen Kartenwerk.- Glückauf, **100**: 1099-1106, Essen.
- HOLLMANN, F. & SCHÖNE-WARNEFELD, G. (1982): Methan - Ausströmungen an der Erdoberfläche und Vorkommen im oberflächennahen Untergrund im westfälischen Teil der Ruhrgebietes und im Münsterland.- Bergbau, **33**: 418-424, Essen.
- HUYSSSEN, A. (1855): Die Soolquellen des westfälischen Kreidegebirges, ihr Vorkommen und muthmasslicher Ursprung.- Z. dt. geol. Ges., **7**: 17-252, 567-654, Berlin.
- JACOBSHAGEN, V. & MÜNNICH, K.O. (1964): C-14- Altersbestimmungen und andere Isotopenuntersuchungen an Thermalsolen des Ruhrkarbons.- N. Jb. Geol. Pal., Mh., 561-568, Stuttgart.
- 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, "Machbarkeitsstudie" im Auftrag des Landesamt für Wasser und Abfall NW, [unveröff.].
- JÜTTNER, F. (1887): Über die Soolquellen in den Münsterschen Kreidebecken und den westfälischen Steinkohlengruben.- Verh. preuß. Rheinl. u. Westf., **44**: Correspondenzblatt Nr.1, 41-55, Bonn.
- KARRENBURG, H. (1974): Über neuere hydrogeologische Forschungsarbeiten im Aufgabenbereich des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **20**: 355-370, Krefeld.
- KARRENBURG, H. & MEINICKE, K. (1962): Porosität und Raumgewicht von Sandsteinen des Ruhrkarbons.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3**: 667-678, Krefeld.
- KAUTZ, K. (1984): Spurenelemente in der Steinkohle, ihre Verteilung bei der Verbrennung und ihre biologische Wirkung.- Glückauf-Forsch., **45**: 228-237, Essen.
- KAUTZ, K., KIRSCH, H. & LAUFHÜTTE, D.W. (1975): Über Spurenelementgehalte in Steinkohlen und den daraus entstehenden Reingasstäuben.- VGB Kraftwerkstechnik, **55**: H.10, 672-676
- KÄSS, W. (1964): Ergebnisse der chemischen Untersuchungen von Solen des Steinkohlenbezirks an der Ruhr.- Z. dt. geol. Ges., **116**: 244-253, Hannover.
- KELCH, H-J. (1963): Beschreibung der Spülproben und Kerne des Unterkarbons und Devons der Bohrung Münsterland 1.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **11**: 313-318, Krefeld.

- KIRSCH, H., SCHIRMER, U. & SCHWARZ, G. (1980): Die Herkunft der Spurenelemente Zink, Cadmium und Vanadium in Steinkohlen und ihr Verhalten bei der Verbrennung.- VGB Kraftwerkstechnik, **60**(10): 814-824.
- KLAUSER, D., MÜLLER, A. & STEINGROBE, B. (1993): Das Aachen-Erkelenzer Oberkarbonvorkommen.- Z. angew. Geol., **39** (1): 34-41, Berlin.
- KLINGEL, R. (1991): Geochemische Untersuchungen zur Verwitterung von Bergematerialien im Lysimeterversuch.- 169 S., Diss. Univ. Saarbrücken.
- KLINGER, Ch. (1993): Mobilisationsverhalten von anorganischen Schadstoffen in der Umgebung von untertägigen Versatzbereichen am Beispiel von Reststoffen aus Müllverbrennungsanlagen im Steinkohlengebirge des Ruhrkarbons.- 170 S., Diss. Univ. Bonn.
- KLINGER, Ch. (1994): Mobilisationsverhalten von anorganischen Schadstoffen in der Umgebung von untertägigen Versatzbereichen am Beispiel von Reststoffen aus Müllverbrennungsanlagen im Steinkohlengebirge des Ruhrkarbons.- DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung, **23**: 170 S., Essen.
- KLOCKMANN, F. (1978): Lehrbuch der Mineralogie.- 876 S., Stuttgart.
- KÖTTER, K. & MAUSOLF, F. (1962): Hydrogeologie des Westteils der Ibbenbürener Karbonscholle.- Forsch.-Ber. Land NRW, **999**: 113 S., Köln.
- KRAUSKOPF, K.B. (1956): Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea-water.- Geochim. Cosmochim. Acta, **9**: 1-34, London.
- KREITLER, C.W. (1989): Hydrogeology of sedimentary basins.- J. of Hydrology, **106**: 29-53, Amsterdam.
- KUKUK, P. (1933): Grundwasser und Bergbau im niederrheinisch-westfälischen Bezirk.- Glückauf, **69**: 645-651, Essen.
- KUKUK, P. (1938): Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes.- 706 S., Berlin.
- KÜHN, R. (1964): Chemische Gesichtspunkte zur Frage der Herkunft der Solen im Ruhrgebiet.- Z. dt. geol. Ges., **116**: 254-255, Hannover.
- LAND, L.S. (1992): Saline formation waters in sedimentary basins: Connate or diagenetic?- In: KHARAKA, Y.K. & MAEST, A.S. [Hrsg.]: Fluid-Rock Interaction, Vol. 2: 865-868, Balkema.
- LANE, A.C. (1908): Mine waters and their field assay.- Bull. Geol. Soc. Amer., **19**: 501-512, New York.

- LEHMANN, H.-W. (1974): Geochemie und Genesis der Tiefenwässer der Norddeutschen Senke.- Z. angew. Geol., **20** (11): 502-509, 551-557, Berlin.
- LEONHARDT, J. (1983): Die Gebirgstemperaturen im Ruhrgebiet.- Markscheidewesen, **90**: 218-230, Essen.
- LOMMERZHEIM, A. (1988): Die Genese und Migration von Kohlenwasserstoffen im Münsterländer Becken.- 260 S., Diss. Universität Münster, [unveröff].
- LOMMERZHEIM, A. (1994): Die Genese und Migration der Erdgase im Münsterländer Becken.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **38**: 309-348, Krefeld.
- LOTZE, F. (1958): Zur Frage der Beziehungen zwischen Chloridgehalt des Grundwassers und Tektonik.- Forsch.-Ber. Wirtschafts- u. Verkehrsmin. NRW, **491**: 5-11, Köln.
- MATTHESS, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers.- Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd.2: 498 S., Berlin.
- MAY, F., HOERNES, S. & NEUGEBAUER, H.J. (1993): Origin of Mineral Waters in the Rheinisch Massif; Analytical and Numerical Results.- I.A.H. Memoires, Vol. XXIV, Part 1: 498-506, As (Oslo), Norwegen.
- MCCAMMON, R.B. & WENNINGER, G. (1970): Programm DENDrograph.- U.S. Geol. Surv., Reston/Va.
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser-Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers.- Forsch.-Ber. Land NRW, **1239**: 131 S., Köln.
- MICHEL, G. (1964): Betrachtungen zur Hydrochemie des tieferen Grundwassers im Ruhrgebiet.- Z. dt. geol. Ges., **116**,: 161-166, Hannover.
- MICHEL, G. (1966): Über die mögliche Herkunft des mineralisierten Grundwassers im Münsterschen Becken.- Z. dt. geol. Ges., **115**: 566-571, Hannover.
- MICHEL, G. (1974): Mineralwasser in NRW.- Zbl. Geol. Pal., T. 1, **H. 9/10**: 647-664, Stuttgart.
- MICHEL, G. (1983a): Die Sole des Münsterländer Kreidebeckens.- N. Jb. Geol. Pal. Abh., **166**: 139-159, Stuttgart.
- MICHEL, G. (1983b): Sole im Münsterland - woher, wohin?- Heilbad und Kurort, **35**: 66-67, Baden-Baden.
- MICHEL, G. (1994): Wie kommt die Sole ins Revier?.- Mitt. d. geolog. Ges. Essen, **H. 12**: 65-81 Essen.

- MICHEL, G. & NIELSEN, H. (1977): Schwefel-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten ost-westfälischer Mineralwässer.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **26**: 185-227, Krefeld.
- MICHEL, G., RABITZ, A. & WERNER, A. (1974): Betrachtungen über die Tiefenwässer im Ruhrgebiet.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **20**: 215-236, Krefeld.
- MILDE, G., HAGENDORF, U. & TETZLAFF, U. (1969): Arbeitsmethodische Beiträge zur Paläohydrogeologie.- Z. angew. Geol., **15**(7): 368-373, Berlin.
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie.- Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 8: 400 S., Stuttgart.
- MOSER, H. & STICHLER, W. (1981): Isotope als Temperaturindikatoren im Grundwasser.- Z. dt. geol. Ges., **132**: 659-670, Hannover.
- MÜLLER, E.P. (1969): Zur Geochemie der Tiefenwässer und der organischen Substanz im Nordteil der DDR.- Z. angew. Geol., **15**(3): 113-126, Berlin.
- NIELSEN, H. (1965): Schwefelisotope im marinen Kreislauf und das Delta  $^{34}\text{S}$  der früheren Meere.- Geol. Rdsch., **55**: 160-172, Stuttgart.
- OHSE, W., MATTHESS, G. & PEKDEGER, A. (1983): Gleichgewichts- und Ungleichgewichtsbeziehungen zwischen Porenwässern und Sedimentgesteinen im Verwitterungsbereich.- Z. dt. geol. Ges., **134**: 345-361, Hannover.
- OSENBRÜCK, K. (in Vorb.): Eine neue Methode zur Untersuchung des Edelgasgehaltes von Porenwasser in Sedimentgesteinen.
- PARKHURST, D.L., THORSTENSON, D.C. & PLUMMER, L.N. (1980): PHREEQE-a computer program for geochemical calculations.- U.S. Geol. Surv. Water Res. Inv., **80-96**: 210 S., Washington D.C.
- PATTEISKY, K. (1954): Die thermalen Solen des Ruhrgebietes und ihre juvenilen Quellgase.- Glückauf, **90**: 1334-1348, 1508-1519, Essen.
- PILGER, A. (1956): Über die Teufenlage der Plutone im Ruhrgebiet.- N. Jb. f. Mineralogie, Mh: 161-169, Stuttgart.
- PILGER, A. (1961): Übersicht über die Gangvererzung des Ruhrgebietes.- Beih. Geol. Jb., **40**: 297-350, Hannover.
- PINNEKER, E.V. (1992): Das Wasser in der Litho- und Asthenosphäre.- MATTHESS, G. [Hrsg.]: Lehrbuch d. Hydrogeologie, **Bd. 6**: 263 S., Berlin.



- PLUMMER, L.N., JONES, B.F. & TRUESDELL, A.H. (1976): WATEQF- a fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters.- U.S. Geol. Surv. Water Res. Inv., **76-13**: 61 S., Washington D.C.
- PUCHELT, H. (1963): Zur Hydrogeochemie des Bariums.- Fortschr. Min., **41**: S.183, Stuttgart.
- PUCHELT, H. (1964): Zur Geochemie des Grubenwassers im Ruhrgebiet.- Z. dt. geol. Ges., **116**: 167-203, Hannover.
- PUCHELT, H. (1969): Grundwasser, Formationswasser und Bakterientätigkeit.- Fortschr. Min., **47**, Beih. 2: 25-26, Stuttgart.
- PUCHELT, H. & NIELSEN, H. (1967): Untersuchungen über die Verteilung der Schwefelisotope in den Grubenwässern des Ruhrgebietes.- Glückauf-Forschungsh., **28**: 303-310, Essen.
- RITTENHOUSE, G. (1967): Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters.- AAPG Bull., **51**: 2430-2440, Houston.
- ROHMANN, U. (1989): Grundlagen des "Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts".- In: Kurs 5: Wasserchemie für Ingenieure, DVGW-Schriftenreihe, **205**, Bonn.
- ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **156**, 1: 132-155, Stuttgart.
- ROUX, M. & ROUX, R. (1975): STEAK.- Laboratoire de Statistique Mathématique, Université de Paris VI, Paris.
- RÓZKOWSKI, A. (1994): Impact of mining on the isotopic composition of groundwaters in the Upper Silesian Coal Basin (USCB).- Isotopenkolloquium, Proceedings: 223-232, Freiberg.
- RÓZKOWSKI, A. & RÓZKOWSKI, J. (1994): Impact of Mine Water on River Quality in The Upper Silesian Coal Basin.- 5th International Mine Water Congress, Proceedings, **2**: 811-821, Nottingham.
- SANDERS, L. (1991): Geochemistry of Formation waters from the Lower Silurian Clinton Formation (Albian Sandstone), Eastern Ohio.- Am. Ass. of Petrol. Geol. Bull., **75**(10):1593-1608.
- SCHLIMM, W. & THIERMANN, A. (1988): Perm.- In: Geologie am Niederrhein, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- SCHNEIDER, H. (1972): Palaeohydrogeology and groundwater-chemistry.- Mem. Assoc. Internat. Hydrogeol., Congress of Tokyo, **9**: 193-196, Tokyo.

- SCHÖPEL & THEIN, J. (1991): Stoffaustrag aus Bergehalden.- In: WIGGERING, H. & KERTH, M. [Hrsg.] (1991): Bergehalden des Steinkohlenbergbaus.- Vieweg, Wiesbaden.
- SCHULZ, H.D. & KÖLLING, M. (1992): Grundlagen und Anwendungsmöglichkeiten hydrochemischer Modellprogramme.- DVWK Schriften, **100**: 1-96, Berlin.
- SEMMLER, W. (1955): Die Grubenwasserzuflüsse im Ruhrbergbau und ihre Abhängigkeit von den Niederschlägen.- Bergbau, **6**: 205-210, Essen.
- SEMMLER, W. (1956): Die Grubenwasserzuflüsse im Ruhrbergbau und die mit ihrer Bewältigung verbundenen Kosten.- Bergbau-Rdsch., **8**: 347-351, 405-412, Essen.
- SEMMLER, W. (1960): Die Herkunft der Grubenwasserzuflüsse im Ruhrgebiet.- Glückauf, **96**: 502-511, Essen.
- SEMMLER, W. (1964): Hydrogeologie in Bergbaugebieten.- Z. dt. geol. Ges., **116**: 38-54, Hannover.
- SIEHL, A. & THEIN, J. (1978): Geochemische Trends in der Minette Luxemburgs.- Geol. Rdsch., **67**: 1052-1077, Stuttgart.
- SIGG, L. & STUMM, W. (1994): Aquatische Chemie.- 498 S., Teubner Verlag, Stuttgart.
- SILL, F., MEZ, W. & KRÄMER, U. (1991): Die Bruchhohlraumverfüllung - Entwicklung eines neuen Entsorgungsverfahrens für den Steinkohlenbergbau.- Erzmetall, **44**: 140-144, Weinheim.
- SONNTAG, C. (1992): Environmental Isotopes and Noble Gases in brines from the Konrad Iron Mine, Salzgitter.- Isotope Techniques in Water Resources Development 1991, Proceedings, IAEA: 447-462, Wien.
- SPERLING, B. & MERKEL, B. (1992): Modellierung geogener Grundwasserbeschaffenheit am Beispiel des fränkischen Keupers.- DVWK Schriften, **100**: 201-320, Berlin.
- STRACK, Ä. (1989): Stratigraphie in den Explorationsräumen des Steinkohlenbergbaus.- Mitt. WBK, **62**: 210 S., Bochum.
- STRUCKMEIER, W. (1990): Wasserhaushalt und hydrologische Systemanalyse des Münsterländer Beckens.- LWA Schriftenreihe, **45**: 72 S., Düsseldorf.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1971): Inkohlung.- In: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III. A.2. Das Revier von Aachen-Erkelenz.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **19**: 69-72, Krefeld.

- TEICHMÜLLER, R. & TEICHMÜLLER, M. (1985): Inkohlungsgradienten in der Anthrazitfolge des Ibbenbürener Karbons.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **33**: 231-253, Krefeld.
- VOIGT, H.-J. (1970): Die Anreicherungsbedingungen von Brom in den unterirdischen Solen am Beispiel der hochmineralisierten Solen des Angara-Lena-Beckens.- Z. angew. Geol., **16**(11/12): 479-484, Berlin.
- VOIGT, H.-J. (1977): Zur Geochemie der Spurenelemente Brom, Jod, Bor, Strontium und Lithium in den Mineralwässern des Nordteils der DDR.- Z. angew. Geol., **23**(8): 395-402, Berlin.
- VOIGT, H.-J. (1990): Hydrogeochemie.- 310 S., Berlin.
- WALLHÄUSER, K.H. & PUCHELT, H. (1966): Schwefelreduzierende Bakterien in Schwefel- und Grubenwässern Deutschlands und Österreichs.- Contr. Mineral. Petrol., **13**: 12-30, Wien.
- WEDEPOHL, K.H. [Hrsg.] (1978): Handbook of Geochemistry, Vol. II.- Berlin.
- WEGEHAUPT, H. (1962): Zur Petrographie und Geochemie des höheren Westfal A von Westerholt.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3** (2): 445-496, Krefeld.
- WHITE, D.E. (1957): Magmatic, Connate and Metamorphic waters.- Geol.Soc.Amer.Bull., **68**: 1659-1682, New York.
- WHITE, D.E. (1960): Summary of chemical characteristics of some waters of deep origin.-U.S. Geol. Surv.-Prof. Pap., **400B**: B452-B454, Washington.
- WHITE, D.E., HEM, J.D. & WARING, G.A. (1963): Chemical composition of subsurface waters.-U.S. Geol. Surv.-Prof. Pap., **440F**, Washington.
- WOLANSKY, D. (1950): Zur Frage der Wasser- u. Grubengasführung der Deckgebirgsschichten im Ruhrbezirk und ihrer Bedeutung für den Bergbau.- Bergbau-Rdsch., **2**: 318-325, Bochum.
- WOLANSKY, D. (1964): Die Hydrogeologie des Deckgebirges im niederrheinisch-westfälischen Revier in ihrer Bedeutung für den Bergbau.- Z. dt. geol. Ges., **116**: 55-69, Hannover.
- WREDE, V. & ZELLER, M. (1983): Geologie der Steinkohlenlagerstätte des Erkelenzer Horstes.- 40 S., GLA Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- WREDE, V. & ZELLER, M. (1988): Geologie der Aachener Steinkohlenlagerstätte.- 77 S., GLA Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- ZHOU, X. & LI, C. (1992): Hydrogeochemistry of deep formation brines in the central Sichuan Basin, China.- J. of Hydrology, **138**: 1-15, Amsterdam.

Probennummer	
Entnahmetiefe	
Entnahmedatum	
pH	
Leitfähigkeit	
Absorption (254 nm)	
Dichte	
Freie $\text{Cl}_2$	
$\text{H}_2\text{O}_2$	
$\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$	
$\text{Ca}$	
$\text{Mg}$	
$\text{Sr}$	
$\text{Ba}$	
$\text{NH}_4$	
$\text{S}$	
$\text{Si}$	
$\text{Cl}$	
$\text{SO}_4$	
$\text{HCO}_3$	
$\text{NO}_3$	
$\text{J}$	
$\text{Br}$	
$\text{Al}$	
$\text{As}$	
$\text{Cd}$	
$\text{Co}$	
$\text{Cu}$	
$\text{Fe}$	
$\text{Hg}$	
$\text{Li}$	
$\text{Mn}$	
$\text{Mo}$	
$\text{Ni}$	
$\text{Pb}$	
$\text{Se}$	
$\text{V}$	
$\text{Zn}$	

# Anhang





Probenbezeichnung		MW	MWH	
Entnahmedatum			11.10.1993	
Entnahmestelle		Meerwasser (Literatur)	Meerwasser (Nordsee)	
pH		8,00	7,49	
Leitfähigkeit			µS/cm	49100
Abdampfrückstand			mg/l	37600
Dichte	g/ml	1,0224	g/ml	1,0241
freie CO <sub>2</sub>			mg/l	9,7
Na	mg/kg	10800,0	mg/l	10500,0
K	mg/kg	392,0	mg/l	523,0
Ca	mg/kg	411,0	mg/l	428,0
Mg	mg/kg	1290,0	mg/l	1410,0
Sr	mg/kg	8,1	mg/l	11,0
Ba	mg/kg	0,021	mg/l	0,32
NH <sub>4</sub>			mg/l	1,2
B	mg/kg	4,45	mg/l	3,36
Si	mg/kg	2,9	mg/l	0,5
Cl	mg/kg	19400,0	mg/l	18000,0
SO <sub>4</sub>	mg/kg	2700,0	mg/l	2840,0
HCO <sub>3</sub>			mg/l	152,0
NO <sub>3</sub>			mg/l	3,7
J	mg/kg	0,064	mg/l	1,1
Br	mg/kg	67,3	mg/l	22,0
Al	mg/kg	0,001	mg/l	<0,5
As	mg/kg	0,0026	mg/l	0,001
Cd	mg/kg	0,00011	mg/l	<0,05
Cr	mg/kg	0,0002	mg/l	<0,05
Cu	mg/kg	0,0009	mg/l	<0,05
Fe	mg/kg	0,0034	mg/l	<0,5
Hg	mg/kg	0,00015	mg/l	<0,0005
Li	mg/kg	0,17	mg/l	<0,2
Mn	mg/kg	0,0004	mg/l	<0,05
Mo	mg/kg	0,01	mg/l	<0,05
Ni	mg/kg	0,0066	mg/l	<0,05
Pb	mg/kg	0,00003	mg/l	<0,5
Se	mg/kg	0,00009	mg/l	<0,005
V	mg/kg	0,0019	mg/l	<0,05
Zn	mg/kg	0,005	mg/l	<0,05

MW = nach TUREKIAN 1969 (aus MATTHESS 1990)

MWH = Probennahme an der holländischen Nordseeküste

## Anhang I.2

### Analysen der Tiefenwässer des Ruhr-Reviere:

Anhang I.2.1: Betriebene Bergwerke

Anhang I.2.2: Anlagen der Zentralen Wasserhaltung

Anhang I.2.3: Bohrungen

Anhang I.2.4: Alte Bergwerksstollen



Probenbezeichnung		AV1	AV2	AV3	AV4	AV5
Entnahmedatum		18.11.1993	18.11.1993	18.11.1993	18.11.1993	18.11.1993
Entnahmestelle		Auguste Victoria Scht. 4, 3. S., Formierungs- raum	Auguste Victoria Scht. 4, 3. S., Wasserlösungs- strecke nach Brassert	Auguste Victoria 5a S., BS 3-5a S., Bereich Dammtür (Erzgang)	Auguste Victoria BS 3-5a S., 4 m unterhalb 4a S.	Auguste Victoria Teilschle, Berg zur 5. S., Qu. 4. Abt. n. Süden, Bohrloch
r-Wert		2577170	2576889	2577461	2577485	2578511
h-Wert		5725300	5725126	5725683	5725709	5726811
Tiefe	m NN	-741	-772	-975	-876	-959
Temperatur (in situ)	°C	25,0	32,5	49,0	28,0	42,0
pH		8,07	4,88	5,95	7,28	6,58
Leitfähigkeit	µS/cm	5620	112100	207000	142500	175800
Abdampfdruckstand	mg/l	3360	93300	229000	125000	174000
Dichte	g/ml	0,9992	1,0568	1,1358	1,0764	1,1093
Zufluß	l/min		100			
freie CO <sub>2</sub>	mg/l	1	33	45	35	40
aggressive CO <sub>2</sub>	mg/l			18		23
Na	mg/l	884,0	27000,0	65600,0	40300,0	49300,0
K	mg/l	22,0	342,0	1180,0	536,0	613,0
Ca	mg/l	194,0	4130,0	8900,0	5280,0	6990,0
Mg	mg/l	77,0	1250,0	1430,0	1060,0	1540,0
Sr	mg/l	10,0	316,0	698,0	271,0	752,0
Ba	mg/l	0,11	150,0	1010,0	6,2	1770,0
NH <sub>4</sub>	mg/l	0,11	18,0	111,0	57,0	60,0
B	mg/l	0,72	3,7	8,1	8,6	4,4
Si	mg/l	1,0	<0,5	1,3	1,3	5,8
Cl	mg/l	1550,0	51600,0	124000,0	62600,0	92000,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	263,0	<5	<5	410,0	<5
HCO <sub>3</sub>	mg/l	228,0	4,0	115,0	186,0	87,0
NO <sub>3</sub>	mg/l	<1	6,6	22,0	8,4	22,0
J	mg/l	0,32	10,0	6,9	11,0	15,0
Br	mg/l	4,3	72,0	141,0	80,0	117,0
Al	mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd	mg/l	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
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
Fe	mg/l	<0,1	77,0	44,0	17,0	48,0
Hg	mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li	mg/l	0,5	8,7	53,0	21,0	25,0
Mn	mg/l	<0,05	4,2	6,8	8,1	3,3
Mo	mg/l	<0,02	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni	mg/l	0,05	<0,05	<0,05	0,28	0,05
Pb	mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se	mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn	mg/l	0,03	<0,05	5,2	32,0	<0,05
Tritium	TU	14,1	0,3	0,07		0,2
Deuterium	‰	-50,7	-25,8	-23,6	-29,8	-26,9
Sauerstoff-18	‰	-7,16	-3,45	-2,09	-3,60	-2,40



Probenbezeichnung	AV6	AV7	AV8	C1	C2
Entnahmedatum	19.11.1993	19.11.1993	19.11.1993	11.05.1992	04.08.1993
Entnahmestelle	Auguste Victoria Scht. 8, 5. S., 6. Abt., Eingang NW65, Qu. 5. S.	Auguste Victoria H-Berg TO2, Bohrung nach Aufklärungsstr. Fl. H	Auguste Victoria Teilort 2, Fl. H	Consolidation Revier 23, 10. S. NO 105, Fl. Dickebank 1/2, Kopfstr.	Consolidation Unser Fritz 4, 10. S. Richtstrecke
r-Wert	2576219	2578100	2579114	2579419	2578417
h-Wert	5732510	5731994	5731404	5712930	5711930
Tiefe m NN	-986	-1021	-886	-1132,5	-1054,2
Temperatur (in situ) °C	30,0	37,5	25,0	47,5	58,0
pH	7,06	3,62	3,83	6,90	6,26
Leitfähigkeit µS/cm	74700	155200	130000	160000	162100
Abdampfdruckstand mg/l	56600	153100	118100	153000	149500
Dichte g/ml	1,0354	1,0922		1,0879	1,0930
Zufluß l/min	100-150			10	
freie CO <sub>2</sub> mg/l	18 <1		<1		25
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1		16	11
Na mg/l	14500,0	37300,0	28900,0	43800,0	44500,0
K mg/l	198,0	350,0	275,0	615,0	616,0
Ca mg/l	3720,0	10800,0	7530,0	5490,0	5430,0
Mg mg/l	982,0	2740,0	2020,0	1380,0	1120,0
Sr mg/l	260,0	1380,0	1530,0	680,0	547,0
Ba mg/l	11,0	625,0	483,0	1300,0	911,0
NH <sub>4</sub> mg/l	14,0	46,0	46,0	52,0	71,0
B mg/l	5,6	2,1	5,7	2,4	6,6
Si mg/l	15,0	4,4	2,8	11,0	9,1
Cl mg/l	32100,0	88300,0	63700,0	80200,0	82800,0
SO <sub>4</sub> mg/l	306,0	<5	<5	<5	<5
HCO <sub>3</sub> mg/l	186,0	<1	<1	87,0	115,0
NO <sub>3</sub> mg/l	11,0	16,0	13,0	<10	45,0
J mg/l	12,0	13,0	<0,1	5,3	3,2
Br mg/l	47,0	256,0	4,0	102,0	100,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,1
As mg/l	<0,002	<0,005	<0,005	<0,003	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,02	<0,05
Fe mg/l	12,0	101,0	30,0	<0,1	23,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,001	<0,001	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	4,5	10,2	7,2	22,0	47,1
Mn mg/l	3,1	7,15	5,32	2,64	2,6
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05		
Ni mg/l	0,06	<0,05	<0,05	0,14	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,1	0,6
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005		
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05		
Zn mg/l	<0,05	0,24	<0,05	0,33	0,4
Tritium TU	7,3	0,1			0,3
Deuterium ‰	-25,8	-23,6			-26,1
Sauerstoff-18 ‰	-3,16	-1,93			-3,27

Probenbezeichnung	C3	F1	F2	F3	F4
Entnahmedatum	04.08.1993	10.05.1993	10.05.1993	10.05.1993	12.05.1993
Entnahmestelle	Conolidation Unser Fritz 4, NO 105 QU, GB nach Fl.Dickebank	Friedrich Heinrich Scht. 4, 600 m S., 4. WS 4	Friedrich Heinrich Scht. 4, 600 m S., 2. w Abt. Q. n. N am 5. BS, Damm 340	wie F2, 400 m vom BS	Friedrich Heinrich Scht. 2, 885 m S., KT-Str. n. W, St. 075 m
r-Wert	2579273	2532135	2534850	2534970	2533300
h-Wert	5712693	5708810	5707845	5707627	5706962
Tiefe m NN	-1080	-555	-563	-563	-833
Temperatur (in situ) °C	38,0	27,0	27,5	23,0	35,5
pH	6,88	7,20	7,40	7,60	6,60
Leitfähigkeit µS/cm	141500	46800	47500	13400	75000
Abdampfdruckstand mg/l	124700	30000	30000	8390	51400
Dichte g/ml	1,0780	1,0190	1,0210	1,0050	1,0340
Zufluß l/min	1	150	30 viel		240
freie CO <sub>2</sub> mg/l	22	24	68	10	44
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	36100,0	10000,0	11500,0	2600,0	18500,0
K mg/l	469,0	220,0	210,0	75,0	275,0
Ca mg/l	4380,0	600,0	160,0	265,0	790,0
Mg mg/l	1050,0	320,0	197,0	145,0	280,0
Sr mg/l	529,0	17,0	2,8	4,1	47,0
Ba mg/l	1000,0	1,4	0,2	<0,1	18,0
NH <sub>4</sub> mg/l	39,0	9,8	0,8	0,13	24,0
B mg/l	4,1	2,4	8,0	8,2	2,4
Si mg/l	5,1	4,8	4,5	3,9	6,0
Cl mg/l	68000,0	17400,0	17500,0	3979,0	31000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	320,0	250,0	1115,0	115,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	127,0	345,0	1570,0	366,0	314,0
NO <sub>3</sub> mg/l	43,0	3,9	25,0	6,8	8,4
J mg/l	3,2	1,1	1,1	0,4	0,8
Br mg/l	83,0	30,0	30,0	6,6	48,0
Al mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,2
As mg/l	0,004	0,007	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Cr mg/l	<0,05	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Cu mg/l	<0,05	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Fe mg/l	9,2	<0,1	3,8	0,15	3,3
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	31,9	4,2	4,5	0,7	6,5
Mn mg/l	2,7	0,3	0,2	<0,01	0,3
Mo mg/l					
Ni mg/l	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,5
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	0,57	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tritium TU	2,5	0,0	0,7	0,2	0,2
Deuterium ‰	-30,2	-41,1	-33,1	-51,1	-35,9
Sauerstoff-18 ‰	-4,00	-6,15	-5,26	-7,43	-5,26

Probenbezeichnung		F5	F6	FL1	FL2	FL3
Entnahmedatum		12.05.1993	13.05.1993	06.09.1993	06.09.1993	06.09.1993
Entnahmestelle		Friedrich Heinrich Schacht 2, 885 m S., Brf., 1. NW	Friedrich Heinrich Schacht 3,1WS, Fl. Girondelle 5, Wetterbr. zur 600 m S.	Fürst Leopold Schacht Baldur, 4 m unterhalb 2. S., Tropfwasser Schachtwand	Fürst Leopold Schacht Baldur, 2. S., Schachtumfahrung,	Fürst Leopold Basisstrecke 0407, Eingang 4781, Auslauf Damm 513
r-Wert		2535273	2538470	2565776	2565774	2567244
h-Wert		5707032	5704558	5726942	5726929	5728042
Tiefe	m NN	-850	-950	-710	-706	-1013
Temperatur (in situ)	°C	31,0	24,5	17,0	25,0	38,5
pH		6,70	7,10	6,68	6,95	7,11
Leitfähigkeit	µS/cm	141000	134000	117800	117700	121700
Abdampfdruckstand	mg/l	113000	108000	95700	94600	98700
Dichte	g/ml	1,0740	1,0700	1,0548	1,0587	1,0621
Zufluß	l/min	5	20			
freie CO <sub>2</sub>	mg/l	48	31	28	19	15
aggressive CO <sub>2</sub>	mg/l	<1	<1		6	<1
Na	mg/l	41000,0	38000,0	28300,0	28300,0	29200,0
K	mg/l	490,0	480,0	329,0	273,0	272,0
Ca	mg/l	1700,0	2080,0	4780,0	4020,0	4530,0
Mg	mg/l	800,0	780,0	933,0	970,0	1190,0
Sr	mg/l	94,0	136,0	129,0	126,0	105,0
Ba	mg/l	620,0	470,0	0,27	0,15	0,32
NH <sub>4</sub>	mg/l	28,0	36,0	1,4	28,0	26,0
B	mg/l	3,0	2,0	8,9	10,4	6,8
Si	mg/l	4,6	4,1	5,6	3,4	3,3
Cl	mg/l	68400,0	65000,0	51200,0	55000,0	53900,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	95,0	70,0	2160,0	2480,0	3490,0
HCO <sub>3</sub>	mg/l	226,0	143,0	100,0	63,0	62,0
NO <sub>3</sub>	mg/l	7,2	10,0	35,0	<5	<5
J	mg/l	2,1	2,1	5,3	4,8	6,3
Br	mg/l	103,0	103,0	97,0	97,0	100,0
Al	mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr	mg/l	<0,02	0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe	mg/l	1,7	0,8	1,7	2,7	0,4
Hg	mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li	mg/l	12,0	12,0	11,0	10,0	9,2
Mn	mg/l	0,5	0,5	2,41	4,45	3,65
Mo	mg/l			<0,05	<0,05	<0,05
Ni	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	<0,05
Pb	mg/l	<0,5	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1
Se	mg/l			<0,005	<0,005	<0,005
V	mg/l			<0,05	<0,05	<0,05
Zn	mg/l	<0,01	0,2	0,61	0,37	0,19
Tritium	TU	0,3	1,4		0,5	0,5
Deuterium	‰	-19,2	-21,9		-23,1	-23,1
Sauerstoff-18	‰	-3,11	-3,17		-3,05	-3,05

Probenbezeichnung	FL4	FL5	FL6	FL7	FL8
Entnahmedatum	06.09.1993	07.09.1993	07.09.1993	09.09.1993	09.09.1993
Entnahmestelle	Fürst Leopold Basisstrecke, Damm 335, 12 m vor 4780	Fürst Leopold Schacht 2, 3. S., Basis Freya, Eingang KA-Str. 169, Pumpembecken 0402	Fürst Leopold Schacht 2, 3. S., Basis Erda 0410, Meterpkt. 370	Fürst Leopold Schacht 2, 3. S., GB, Btrpkt. 0329 aus 0555, St. 395	Fürst Leopold Schacht 2, 5. S., Bauhöhe, VS 0470, St. 2128
r-Wert	2567464	2567815	2567992	2568522	2569655
h-Wert	5727818	5723944	5723296	5729288	5728100
Tiefe m NN	-1060	-980	-982	-820	-990
Temperatur (in situ) °C	43,0	32,0	35,0	28,0	30,0
pH	6,93	7,01	4,75	7,02	6,63
Leitfähigkeit µS/cm	124400	135800	153300	136900	175500
Abdampfdruckstand mg/l	103600	114200	130200	114600	160900
Dichte g/ml	1,0632	1,0706	1,0821	1,0716	1,0469
Zufluß l/min					
freie CO <sub>2</sub> mg/l	33	15	30	21	19
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	22	<1	2
Na mg/l	31300,0	35600,0	40800,0	33800,0	47500,0
K mg/l	322,0	300,0	268,0	302,0	436,0
Ca mg/l	4080,0	3990,0	5040,0	6090,0	7190,0
Mg mg/l	1480,0	860,0	1300,0	1260,0	1500,0
Sr mg/l	83,0	136,0	146,0	135,0	193,0
Ba mg/l	0,47	0,92	0,45	0,55	1,89
NH <sub>4</sub> mg/l	29,0	14,0	23,0	34,0	34,0
B mg/l	4,2	5,2	1,9	8,4	5,6
Si mg/l	3,0	3,4	2,5	3,6	2,1
Cl mg/l	58400,0	68700,0	75900,0	63200,0	90300,0
SO <sub>4</sub> mg/l	3040,0	1470,0	840,0	1280,0	332,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	212,0	85,0	4,0	71,0	31,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<5	6,6	<5	5,9	5,9
J mg/l	6,3	5,3	6,3	5,3	5,3
Br mg/l	100,0	110,0	123,0	109,0	151,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5
As mg/l	0,003	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	0,26	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	75,0	0,2	47,0	0,4	<0,1
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	11,0	8,8	8,8	12,0	15,0
Mn mg/l	8,18	3,7	12,8	0,8	1,62
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	0,17	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	<0,05	0,07	0,05	<0,05
Tritium TU	0,4	0,6	0,7	0,3	0,4
Deuterium ‰	-22,2	-26,9	-22,6	-24,3	-23,0
Sauerstoff-18 ‰	-2,99	-3,40	-2,72	-2,55	-2,34



Probenbezeichnung	FL9	G1	G2	G3	H1
Entnahmedatum	10.09.1993	15.03.1993	15.03.1993	15.03.1993	14.12.1992
Entnahmestelle	Fürst Leopold Wulfen, 5. S., VS, 0470, St. 5760 (M1 Bunker)	General Blumenthal 1/2 11. S., St.1415	General Blumenthal 1/2 11. S., Flözberg Wasserfall	General Blumenthal 1/2 11. S., Fl.Wasserfall	Haltem Schacht 1,3. S., Verbindungsqu., St.3935
r-Wert	2572085	2583343	2583038	2582247	2582925
h-Wert	5730795	5720480	5720761	5720757	5728470
Tiefe m NN	-990	-1150	-1116	-998	-1018
Temperatur (in situ) °C	32,0	21,0	21,0	20,0	34,0
pH	6,72	6,40	6,40	7,00	6,69
Leitfähigkeit µS/cm	175000	188000	177000	78300	157000
Abdampfdruckstand mg/l	159600	188000	168000	56200	141000
Dichte g/ml	1,0976	1,1150	1,1050	1,0370	1,0850
Zufluß l/min	20	0,1	0,3	0,25	2
freie CO <sub>2</sub> mg/l	24	39	41	17	50
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	5	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	45400,0	58000,0	51000,0	19000,0	40000,0
K mg/l	577,0	580,0	580,0	200,0	440,0
Ca mg/l	6710,0	6000,0	5600,0	1600,0	6100,0
Mg mg/l	1500,0	1280,0	1220,0	420,0	1400,0
Sr mg/l	377,0	720,0	600,0	190,0	820,0
Ba mg/l	5,53	920,0	700,0	90,0	1160,0
NH <sub>4</sub> mg/l	53,0	57,0	69,0	15,0	50,0
B mg/l	3,2	3,1	1,7	2,3	3,7
Si mg/l	3,4	3,6	2,1	7,2	4,0
Cl mg/l	87600,0	105000,0	95000,0	33900,0	78000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	128,0	95,0	60,0	25,0	10,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	84,0	43,0	80,0	46,0	61,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<5	37,0	31,0	14,0	<10
J mg/l	6,3	4,2	4,2	0,8	4,2
Br mg/l	147,0	90,0	94,0	33,0	123,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,1	<0,1	<0,05	<0,1
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	2,6	20,0	0,3	<0,1	25,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	16,0	28,0	24,0	8,0	19,0
Mn mg/l	7,43	1,8	7,4	0,5	1,7
Mo mg/l	<0,05				
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,2	<0,5
Se mg/l	<0,005				
V mg/l	<0,05				
Zn mg/l	0,1	<0,1	<0,2	<0,1	0,2
Tritium TU	0,59		0,9	7,7	0,2
Deuterium ‰	-24,1		-26,0	-28,7	-27,8
Sauerstoff-18 ‰	-2,44		-3,00	-3,97	-2,57

Probenbezeichnung	H2	H3	H4	H5	H6
Entnahmedatum	14.12.1992	14.12.1992	14.12.1992	15.12.1992	15.12.1992
Entnahmestelle	Halterm Schacht 1,3. S., Verbindungsqu., St.2380	Halterm Schacht 1,3. S., Verbindungsqu., St.2650	Halterm Schacht 1,3. S., Verbindungsqu., St.4720	Halterm Schacht 1,3. S., 2. Qu., St.9200	Halterm Schacht 1,3. S., Fl. Zollverein 7/8, KA-Str., St.0000
r-Wert	2583450	2583550	2582400	2581735	2581540
h-Wert	5727165	5727480	5729045	5731975	5732620
Tiefe m NN	-1020	-1020	-1017	-1009	-1000
Temperatur (in situ) °C	38,2	41,0	40,5	32,5	31,5
pH	6,64	6,90	6,69	5,52	7,08
Leitfähigkeit µS/cm	134000	163000	190000	141000	127000
Abdampfdruckstand mg/l	113000	148000	186000	127000	104000
Dichte g/ml	1,0780	1,0890	1,1130	1,0820	1,0740
Zufluß l/min	15			0,5	30
freie CO <sub>2</sub> mg/l	33	46	73	44	45
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	15	<1
Na mg/l	33000,0	44000,0	56000,0	30000,0	29400,0
K mg/l	438,0	500,0	600,0	290,0	300,0
Ca mg/l	3850,0	4700,0	6000,0	8400,0	4400,0
Mg mg/l	1510,0	1200,0	1380,0	2200,0	1240,0
Sr mg/l	490,0	840,0	800,0	1300,0	800,0
Ba mg/l	6,1	1040,0	2550,0	560,0	610,0
NH <sub>4</sub> mg/l	37,0	60,0	78,0	52,0	51,0
B mg/l	1,8	5,7	8,0	3,9	8,1
Si mg/l	2,1	3,7	3,8	5,5	3,7
Cl mg/l	63000,0	81700,0	104000,0	69800,0	58000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	260,0	5,0	10,0	5,0	8,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	72,0	76,0	93,0	23,0	95,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<10	<10	<10	<10	<10
J mg/l	3,4	3,8	4,6	7,4	3,2
Br mg/l	98,0	101,0	133,0	110,0	87,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	35,0	5,8	16,0	37,0	19,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	15,0	22,0	30,0	7,4	10,0
Mn mg/l	8,6	1,2	3,4	1,8	1,1
Mo mg/l					
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	0,2	0,2	2,0	<0,1	<0,1
Tritium TU	2,4	0,9	0,3	0,2	0,1
Deuterium ‰	-26,0	-28,6	-25,9	-22,9	-31,0
Sauerstoff-18 ‰	-2,99	-3,06	-2,57	-1,86	-3,15

Probenbezeichnung	H7	H8	H9	HD1	HD2
Entnahmedatum	15.12.1992	15.12.1992	21.06.1994	14.04.1993	14.04.1993
Entnahmestelle	Haltern Schacht 1,3. S., KA-Str., St.400	Haltern Schacht 1,1. S., Diagonalqu.	Haltern Schacht 1,1. S., Diagonalqu. (=H8)	Haard 2. S., 1. Qu. n. N, Brf. St.480	Haard 2. S., G-BG Fl. Wasserfall, Westbasis, 57 m n. N
r-Wert	2581035	2583305	2583305	2585765	2586945
h-Wert	5732115	5730845	5730845	5727925	5727670
Tiefe m NN	-1009	-780	-780	-866	-958
Temperatur (in situ) °C	38,0	38,5	38,5	34,0	28,5
pH	5,97	7,10	7,10	6,60	6,90
Leitfähigkeit µS/cm	150000	126000	131800	117000	146000
Abdampfdruckstand mg/l	139000	102000	112700	93000	124000
Dichte g/ml	1,0820	1,0730	1,0701	1,0610	1,0810
Zufluß l/min	4	200		8	
freie CO <sub>2</sub> mg/l	36	55	146	52	30
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	12 <1	<1	<1		7
Na mg/l	33000,0	30000,0	31800,0	27000,0	38000,0
K mg/l	315,0	325,0	370,0	280,0	400,0
Ca mg/l	8800,0	3360,0	5370,0	3450,0	5350,0
Mg mg/l	2100,0	1020,0	1580,0	2200,0	1500,0
Sr mg/l	1270,0	744,0	749,0	320,0	900,0
Ba mg/l	720,0	1520,0	1860,0	1,6	850,0
NH <sub>4</sub> mg/l	52,0	53,0	56,0	20,0	55,0
B mg/l	5,4	8,4	8,8	1,8	2,2
Si mg/l	3,3	5,4	1,3	3,3	4,1
Cl mg/l	75400,0	57900,0	63500,0	54000,0	74000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	8,0	<5	<5	610,0	<5
HCO <sub>3</sub> mg/l	9,0	159,0	247,0	153,0	44,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<10	<10	<10	<5	<5
J mg/l	4,0	2,8	3,7	3,7	5,3
Br mg/l	110,0	83,0	87,0	67,0	93,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,005	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,1	<0,1	<0,05	<0,1	<0,1
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0,15	<0,05
Fe mg/l	34,0	7,8	13,0	0,3	6,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,001	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	8,3	12,0	17,0	8,0	17,0
Mn mg/l	1,8	1,0	2,2	11,0	1,9
Mo mg/l			<0,05		
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0,36	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l					
V mg/l			<0,05		
Zn mg/l	0,1	<0,1	<0,05	0,2	<0,05
Tritium TU	0,5	0,4		2,08	0,5
Deuterium ‰	-20,2	-34,8	-32,7	-27,9	-26,0
Sauerstoff-18 ‰	-1,64	-4,31	-3,98	-3,51	-2,76

Probenbezeichnung	HD3	HD4	HD5	HR1	HR2
Entnahmedatum	14.04.1993	15.04.1993	15.04.1993	03.11.1993	14.12.1993
Entnahmestelle	Haard 2. S., 6. RS, Brl. St.6300	Haard 2. S., 2. Qu. n. S	Haard 2. S., 2. Qu. n. S, St.3800	Heinrich Robert Scht. Franz, 7. S., nördl. Richtstr. n. Scht. Sandboden	Heinrich Robert Scht. Königsborn, -890 m S., Damm für die 3. östl. Abt.
r-Wert	2586130	2587995	2588260	2618240	2622230
h-Wert	5729085	5727230	5726620	5724905	5719055
Tiefe m NN	-868	-867	-868	-1122	-894
Temperatur (in situ) °C	28,0	22,0	26,0	50,0	28,0
pH	6,60	6,60	6,90	4,25	7,38
Leitfähigkeit µS/cm	116000	117000	82800	202000	81200
Abdampfdruckstand mg/l	96000	91000	57900	220000	58820
Dichte g/ml	1,0610	1,0600	1,0400	1,1329	1,0382
Zufluß l/min	0,2	0,2	2		
freie CO <sub>2</sub> mg/l	70	51	45 <1		21
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	27000,0	29000,0	20000,0	67400,0	17500,0
K mg/l	300,0	285,0	195,0	527,0	144,0
Ca mg/l	4600,0	3400,0	1380,0	7200,0	2560,0
Mg mg/l	1900,0	1100,0	475,0	1580,0	901,0
Sr mg/l	420,0	660,0	330,0	838,0	296,0
Ba mg/l	5,0	570,0	600,0	2130,0	14,0
NH <sub>4</sub> mg/l	47,0	54,0	26,0	61,0	14,0
B mg/l	2,4	5,2	9,6	2,5	11,0
Si mg/l	4,2	5,1	10,0	4,3	1,9
Cl mg/l	54800,0	55000,0	36000,0	118500,0	33500,0
SO <sub>4</sub> mg/l	590,0	<5	<5	<5	100,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	211,0	142,0	272,0	<1	174,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<5	<5	38,0	<10	110,0
J mg/l	4,2	4,2	2,1	11,0	3,2
Br mg/l	86,0	77,0	40,0	113,0	40,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	14,0	6,0	0,6	48,0	116,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,001	<0,001
Li mg/l	11,0	14,0	9,0	30,5	7,5
Mn mg/l	6,0	0,9	0,5	2,82	1,55
Mo mg/l				<0,05	<0,05
Ni mg/l	0,1	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l				<0,005	<0,005
V mg/l				<0,05	<0,05
Zn mg/l	0,1	0,3	0,05	<0,05	<0,05
Tritium TU	2,0		1,32	0,0	8,5
Deuterium ‰	-27,9	-28,8	-48,1	-21,2	-43,5
Sauerstoff-18 ‰	-3,03	-3,60	-6,25	-2,06	-5,98



Probenbezeichnung		HR3	HR4	HR5	HR6	HU1
Entnahmedatum		14.12.1993	14.12.1993	14.12.1993	15.12.1993	30.07.1993
Entnahmestelle		Heinrich Robert Scht. Königsborn, -890 m S., Damm zur 7. westl. Abt.	Heinrich Robert Scht. Heinrich, 7. S., zur Bunkers., 6.Abt	Heinrich Robert Scht. Heinrich, GB von -970 m S. zur Bunkers.	Heinrich Robert Scht. Heinrich, 6. S., 7. Abt., Qu. n. Norden (Damm)	Hugo Scht. 5, 7. S., NW71, Fl. Karl, 3 Westen, Kopfstr.
r-Wert		2621550	2621420	2621465	2618710	2570692
h-Wert		5718690	5725045	5725070	5726990	5715143
Tiefe	m NN	-897	-1007	-1103	-972	-953
Temperatur (in situ)	°C	22,0	40,0	37,0	39,0	41,0
pH		7,28	6,67	6,70	7,03	8,54
Leitfähigkeit	µS/cm	24200	164000	180900	98700	178800
Abdampfdruckstand	mg/l	15260	160200	176200	75400	172700
Dichte	g/ml	1,0097	1,0975	1,1056	1,0490	1,1070
Zufluß	l/min					
freie CO <sub>2</sub>	mg/l	12	28	15	21	<1
aggressive CO <sub>2</sub>	mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na	mg/l	3850,0	53200,0	52000,0	23500,0	53200,0
K	mg/l	78,0	407,0	499,0	275,0	831,0
Ca	mg/l	876,0	6220,0	5530,0	2080,0	6810,0
Mg	mg/l	276,0	2160,0	1620,0	687,0	727,0
Sr	mg/l	84,0	592,0	768,0	554,0	391,0
Ba	mg/l	1,8	714,0	1000,0	325,0	605,0
NH <sub>4</sub>	mg/l	1,9	31,0	55,0	30,0	60,0
B	mg/l	5,0	6,8	3,8	4,2	1,9
Si	mg/l	4,6	4,4	3,3	4,0	4,3
Cl	mg/l	8100,0	85800,0	96600,0	42800,0	98100,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	240,0	<5	<5	<5	<5
HCO <sub>3</sub>	mg/l	279,0	126,0	27,0	178,0	<1
NO <sub>3</sub>	mg/l	39,0	39,0	82,0	70,0	96,0
J	mg/l	3,2	13,0	7,9	6,4	4,2
Br	mg/l	17,0	97,0	89,0	47,0	107,0
Al	mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,1
As	mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,003
Cd	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe	mg/l	2,7	38,0	43,0	28,0	<0,1
Hg	mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,0005
Li	mg/l	2,2	18,0	28,0	11,0	50,0
Mn	mg/l	1,32	6,92	2,95	1,6	<0,05
Mo	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	
Ni	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb	mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,1
Se	mg/l	0,01	0,006	<0,005	<0,005	
V	mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	
Zn	mg/l	0,26	<0,05	<0,05	0,1	0,06
Tritium	TU	16,8	1,9	0,5	2,4	
Deuterium	‰	-49,0	-28,7	-28,8	-44,5	
Sauerstoff-18	‰	-7,25	-3,13	-2,86	-6,03	

Probenbezeichnung	HU2	L1	L2	L3	LS1
Entnahmedatum	30.07.1993	23.03.1993	23.03.1993	23.03.1993	26.03.1993
Entnahmestelle	Hugo Scht. 5, 7. S., NW71, Fl. Karl, 3 Westen, Kopfstr.	Lohberg Schacht 1, 3. S., O-Abt. Qu., Wasserlösungs- strecke	Lohberg Schacht 1, 3. S., O-Abt. Qu., N106	Lohberg Schacht 1, 5. S., Bruchhausener Störung	Sterkrade Schacht 2, 6. S., "Schachtbme"
r-Wert	2570883	2552245	2552360	2554375	2557540
h-Wert	5715362	5719163	5718454	5718320	5709725
Tiefe m NN	-953	-673	-696	-1266	-924
Temperatur (in situ) °C	41,5	23,0	25,0	43,0	44,0
pH	6,94	6,60	6,40	6,20	5,90
Leitfähigkeit µS/cm	165300	70400	103000	190000	165000
Abdampfdruckstand mg/l	156700	52800	79700	182000	149000
Dichte g/ml	1,0970	1,0340	1,0530	1,1130	1,0950
Zufluß l/min		2100	3		
freie CO <sub>2</sub> mg/l	23	34	37	75	132
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	46700,0	15300,0	26000,0	60000,0	45000,0
K mg/l	742,0	120,0	160,0	480,0	480,0
Ca mg/l	5240,0	2500,0	2600,0	3800,0	5200,0
Mg mg/l	1220,0	640,0	700,0	840,0	1200,0
Sr mg/l	622,0	58,0	56,0	126,0	710,0
Ba mg/l	1300,0	<0,5	0,8	240,0	1800,0
NH <sub>4</sub> mg/l	44,0	4,9	9,2	44,0	37,0
B mg/l	4,1	6,7	6,2	3,6	3,6
Si mg/l	7,2	4,5	4,0	6,4	7,3
Cl mg/l	86900,0	28300,0	44800,0	103000,0	85000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	2360,0	2650,0	45,0	25,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	65,0	112,0	117,0	137,0	162,0
NO <sub>3</sub> mg/l	46,0	9,5	6,2	11,0	13,0
J mg/l	4,2	1,6	2,1	4,2	3,2
Br mg/l	100,0	50,0	65,0	123,0	103,0
Al mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	0,003	0,007	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,1	<0,1	<0,1
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	5,1	3,4	7,5	11,0	12,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	42,4	3,6	4,7	14,0	18,0
Mn mg/l	2,2	0,7	0,4	1,2	1,7
Mo mg/l					
Ni mg/l	0,09	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,1	<0,2	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	0,14	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tritium TU	0,0	0,4	0,0	0,03	0,06
Deuterium ‰	-27,0	-32,0	-24,1	-22,4	-24,9
Sauerstoff-18 ‰	-3,37	-4,88	-3,65	-3,95	-3,13

Probenbezeichnung	LS2	LS3	M1	M2	M3
Entnahmedatum	26.03.1993	06.04.1993	27.01.1994	27.01.1994	27.01.1994
Entnahmestelle	Sterkrade Schacht 2, 5. S., 4. westl. Abt. Qu.	Sterkrade Nordschacht, 7. S., BS 7-6-28	Monopol Scht. Werne 3	Monopol Scht. Werne 3, -890 m S., RS n. Osten, Wasser- annahmedamm	Monopol Scht. Werne 3, bei Z6
r-Wert	2557840	2556410	2614763	2616765	2614763
h-Wert	5711130	5710710	5724482	5725568	5724482
Tiefe m NN	-723	-1188	-372	-882	-664
Temperatur (in situ) °C	20,0	20,0	20,0	33,0	26,0
pH	6,90	5,40	7,07	6,96	7,25
Leitfähigkeit µS/cm	150000	65900	72000	87100	87300
Abdampfdruckstand mg/l	131000	45000	52050	64220	66720
Dichte g/ml	1,0830	1,0290	1,0338	1,0405	1,0436
Zufluß l/min	100-150				
freie CO <sub>2</sub> mg/l	49	42	17	33	21
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	36 <1 <1 <1				
Na mg/l	42000,0	15000,0	17000,0	20600,0	20200,0
K mg/l	320,0	770,0	130,0	210,0	175,0
Ca mg/l	4200,0	1520,0	1510,0	1580,0	2430,0
Mg mg/l	2200,0	40,0	592,0	548,0	1300,0
Sr mg/l	320,0	26,0	760,0	599,0	690,0
Ba mg/l	5,0	1,1	52,0	242,0	29,0
NH <sub>4</sub> mg/l	9,8	0,08	25,0	30,0	25,0
B mg/l	1,2	0,53	7,5	4,5	2,2
Si mg/l	2,6	6,4	0,5	3,6	3,6
Cl mg/l	79000,0	25700,0	29600,0	37000,0	37700,0
SO <sub>4</sub> mg/l	325,0	990,0	<5	<5	20,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	122,0	15,0	242,0	375,0	208,0
NO <sub>3</sub> mg/l	38,0	20,0	52,0	65,0	88,0
J mg/l	3,2	<0,1	7,0	5,3	12,0
Br mg/l	100,0	28,0	43,0	43,0	77,0
Al mg/l	<0,5	<0,2	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,02	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,1	<0,02	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	0,1	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	4,2	3,3	3,3	25,0	61,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	8,8	4,9	5,8	10,0	4,4
Mn mg/l	9,2	1,2	<0,05	0,49	2,72
Mo mg/l			<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l			<0,005	<0,005	0,009
V mg/l			<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	0,4	0,15	0,06	<0,05	<0,05
Tritium TU			3,4	2,7	1,4
Deuterium ‰		-31,4	-42,2	-46,3	-32,2
Sauerstoff-18 ‰		-4,59	-5,47	-6,22	-3,59

Probenbezeichnung	M4	M5	M6	M7	M8
Entnahmedatum	03.02.1994	03.02.1994	03.02.1994	07.02.1994	07.02.1994
Entnahmestelle	Monopol Scht. Grimberg 1 4. Träufelrinne	Monopol Scht. Grimberg 1, -960 m S. Schachtkeller, südl. Seite	Monopol Scht. Grimberg 2, Meßbandsohle, 50 m nördl. vom Schacht	Monopol Bandstrecke MA/6, Mündung in westl. Basis	Monopol Zugangsstr. zur Bandstr. MA/7 aus der westl. Basis
r-Wert	2613073	2613073	2613162	2612522	2612428
h-Wert	5721985	5721985	5721970	5720578	5720860
Tiefe m NN	-616	-958	-1018	-1423	-1470
Temperatur (in situ) °C	26,0	33,0	34,0	40,0	35,0
pH	7,14	7,27	6,68	7,11	6,42
Leitfähigkeit µS/cm	99100	90900	91600	46500	209000
Abdampfdruckstand mg/l	78900	68600	70000	31100	228000
Dichte g/ml	1,0502	1,0440	1,0443	1,0192	1,1399
Zufluß l/min	10-15		50	15-20	5-10
freie CO <sub>2</sub> mg/l	20	15	9	15	26
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	21300,0	20300,0	20900,0	9010,0	68100,0
K mg/l	197,0	196,0	177,0	107,0	797,0
Ca mg/l	3740,0	2650,0	2720,0	1520,0	11300,0
Mg mg/l	1330,0	1270,0	1310,0	273,0	2200,0
Sr mg/l	1140,0	145,0	126,0	57,0	411,0
Ba mg/l	221,0	24,0	32,0	0,44	1,3
NH <sub>4</sub> mg/l	28,0	14,0	16,0	0,08	69,0
B mg/l	2,5	0,4	1,1	0,7	2,9
Si mg/l	2,5	3,1	4,2	2,8	4,4
Cl mg/l	44100,0	39400,0	39800,0	16400,0	127000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	35,0	15,0	1550,0	815,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	121,0	102,0	35,0	298,0	44,0
NO <sub>3</sub> mg/l	125,0	100,0	75,0	73,0	110,0
J mg/l	12,0	11,0	11,0	2,1	16,0
Br mg/l	99,0	99,0	96,0	28,0	203,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	22,0	5,0	36,0	1,9	21,0
Hg mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	4,5	8,2	7,2	5,0	62,0
Mn mg/l	3,67	3,49	3,59	0,8	7,45
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l	<0,005	0,007	0,006	0,005	0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	0,16	<0,05	<0,05	<0,05
Tritium TU	0,1	4,1	3,9	10,8	1,5
Deuterium ‰	-25,5	-28,6	-29,9	-43,2	-14,6
Sauerstoff-18 ‰	-2,12	-4,07	-4,04	-7,14	-1,96



Probenbezeichnung	M9	M10	M11	N1	N2
Entnahmedatum	08.02.1994	08.02.1994	08.02.1994	04.02.1994	04.02.1994
Entnahmestelle	Monopol Scht. Grillo 1, -960 m S., südl. Umtrieb, 50 m vom Schacht	Monopol Scht. Grillo 1, -960 m S., RS n. Osten zum SE- Berg	Monopol Scht. Grillo 1, -960 m S., RS n. Osten, 40 m westl. vom Laderaum Richtung Scht.	Niederberg 4. S., Qu. 5W nach Norden, Fl. Finefrau, 2760, St.2156	Niederberg 4. S., Qu. 5W nach Norden, Fl. Finefrau, 2760, St.1927
r-Wert	2614297	2615000	2614148	2532540	2532640
h-Wert	5718474	5719324	5718912	5705230	5705020
Tiefe m NN	-954	-954	-954	-680	-690
Temperatur (in situ) °C	28,0	39,0	25,0	31,0	30,0
pH	7,23	3,95	6,65	7,16	7,21
Leitfähigkeit µS/cm	56900	123300	157200	133700	120700
Abdampfdruckstand mg/l	41150	102300	146000	105100	96850
Dichte g/ml	1,0241	1,0650	1,0915	1,0666	1,0588
Zufluß l/min	80	15	600-700		
freie CO <sub>2</sub> mg/l	17 <1		41	30	20
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1		
Na mg/l	10700,0	27700,0	40000,0	35000,0	36100,0
K mg/l	169,0	301,0	381,0	574,0	631,0
Ca mg/l	1920,0	5130,0	7000,0	3180,0	2240,0
Mg mg/l	587,0	1580,0	1480,0	1100,0	1030,0
Sr mg/l	263,0	369,0	643,0	143,0	83,0
Ba mg/l	57,0	250,0	1130,0	457,0	376,0
NH <sub>4</sub> mg/l	8,5	27,0	35,0	37,0	32,0
B mg/l	2,6	1,9	2,7	1,38	1,56
Si mg/l	2,4	4,3	3,4	3,8	3,4
Cl mg/l	22000,0	57500,0	79800,0	63000,0	54700,0
SO <sub>4</sub> mg/l	15,0	<5	<5	<5	<5
HCO <sub>3</sub> mg/l	119,0	<1	79,0	117,0	114,0
NO <sub>3</sub> mg/l	60,0	48,0	87,0	21,0	30,0
J mg/l	4,7	13,0	13,0	9,5	11,0
Br mg/l	41,0	105,0	133,0	102,0	97,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5
As mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0,11	0,15
Fe mg/l	<0,5	158,0	30,0	11,0	4,7
Hg mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	6,2	14,0	27,0	12,0	13,0
Mn mg/l	1,17	5,78	1,87	0,68	0,38
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l	0,007	<0,005	0,006	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tritium TU	8,9	5,3		1,6	1,7
Deuterium ‰	-42,2	-26,7	-20,2	-20,0	-19,3
Sauerstoff-18 ‰	-6,13	-3,17	-2,82	-3,03	-3,02

Probenbezeichnung	N3	N4	N5	PR1	PR2
Entnahmedatum	18.02.1994	18.02.1994	18.02.1994	15.06.1993	15.06.1993
Entnahmestelle	Niederberg Scht. 1, 3. S., Qu. 2 Ost nach Süden, 0394 in Fl. Mausegatt, St.80	Niederberg Scht. 1, 3. S., Qu. 2 Ost nach Süden, 0394 in Fl. Mausegatt, St.240	Niederberg Scht. 1, 4. S., GB 0584, St.110	Prosper 5 Schacht 10, 6. S., Kopfstr. n. W, Fl. N, Nähe Krudenburg Sprung	Prosper 5 Schacht 10, 4. S., alte SVM-Str., westl. Krudenburg Sprung
r-Wert	2542080	2542175	2541190	2561080	2561020
h-Wert	5698210	5698325	5699355	5719050	5718870
Tiefe m NN	-652	-660	-830	-916	-587
Temperatur (in situ) °C	32,0	28,0	25,0	39,0	20,0
pH	7,59	7,13	7,04	6,20	7,10
Leitfähigkeit µS/cm	96500	134900	140600	168000	94500
Abdampfdruckstand mg/l	73350	110400	119900	148000	66400
Dichte g/ml	1,0442	1,0696	1,0731	1,0930	1,0310
Zufluß l/min					3
freie CO <sub>2</sub> mg/l	23	20	20	55	23
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1			3	<1
Na mg/l	22100,0	33900,0	35300,0	48000,0	15000,0
K mg/l	466,0	682,0	732,0	370,0	170,0
Ca mg/l	2110,0	3740,0	3820,0	3800,0	2200,0
Mg mg/l	789,0	1170,0	1230,0	1200,0	600,0
Sr mg/l	88,0	182,0	177,0	235,0	70,0
Ba mg/l	232,0	524,0	521,0	380,0	<1
NH <sub>4</sub> mg/l	24,0	38,0	41,0	18,0	6,0
B mg/l	1,47	1,5	1,46	3,6	6,4
Si mg/l	3,9	3,0	6,9	5,2	5,0
Cl mg/l	41300,0	62700,0	66500,0	84000,0	27000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	<5	<5	<10	1850,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	146,0	85,0	81,0	109,0	128,0
NO <sub>3</sub> mg/l	40,0	18,0	24,0	<5	<5
J mg/l	9,5	13,0	16,0	3,2	1,6
Br mg/l	63,0	97,0	105,0	110,0	52,0
Al mg/l	<0,5	0,7	0,6	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,02
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,02
Cu mg/l	0,1	0,13	0,16	<0,05	<0,02
Fe mg/l	12,0	12,0	10,0	14,0	0,7
Hg mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	9,8	16,0	17,0	10,0	4,0
Mn mg/l	0,52	0,9	0,98	0,8	1,0
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05		
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,02
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,2
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005		
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05		
Zn mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,1	<0,1
Tritium TU				0,0	0,08
Deuterium ‰	-28,2	-21,5	-21,2	-22,3	-35,4
Sauerstoff-18 ‰	-4,25	-3,19	-3,30	-3,56	-5,19

Probenbezeichnung	R1	R2	R3	R4	R5
Entnahmedatum	09.06.1993	09.06.1993	17.06.1993	17.06.1993	17.06.1993
Entnahmestelle	Rheinland Pattberg Scht. 2, 3. S., HN, Anna- Berg, St.142	Rheinland Pattberg Scht. 2, 3. S., HN, Feldbunker	Rheinland Rossenray 2. 3. S., NHO, St. 2280	Rheinland Rossenray 2. 3. S., BS NHO 01	Rheinland Rossenray 2. 3. S., NHO, St. 510
r-Wert	2537158	2537130	2540780	25402000	2539240
h-Wert	5711695	5711740	5710009	5709682	5709165
Tiefe m NN	-819	-810	-857	-859	-857
Temperatur (in situ) °C	22,0	29,0	22,0	26,0	22,0
pH	7,20	6,60	7,10	6,50	6,60
Leitfähigkeit µS/cm	159000	157000	166000	167000	167000
Abdampfdruckstand mg/l	135000	130000	141000	141000	142000
Dichte g/ml	1,0880	1,0870	1,0920	1,0930	1,0920
Zufluß l/min	0,1	3	0,2	0,5	
freie CO <sub>2</sub> mg/l	63	40	41	30	49
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l				2	
Na mg/l	49000,0	48000,0	50000,0	50000,0	49000,0
K mg/l	800,0	870,0	730,0	650,0	610,0
Ca mg/l	1000,0	500,0	1000,0	1700,0	2200,0
Mg mg/l	1400,0	880,0	880,0	675,0	800,0
Sr mg/l	7,5	4,8	44,0	52,0	205,0
Ba mg/l	0,3	0,3	0,3	0,6	485,0
NH <sub>4</sub> mg/l	<1	20,0	7,5	9,5	14,0
B mg/l	2,3	2,4	3,4	1,6	4,2
Si mg/l	4,6	4,1	5,1	6,0	5,7
Cl mg/l	76000,0	76000,0	81000,0	81000,0	82000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	3250,0	3500,0	2100,0	2160,0	<10
HCO <sub>3</sub> mg/l	400,0	217,0	268,0	113,0	156,0
NO <sub>3</sub> mg/l	32,0	13,0	10,0	13,0	<5
J mg/l	2,1	1,1	2,1	1,6	2,7
Br mg/l	97,0	77,0	97,0	93,0	113,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	<0,1	18,0	<0,1	8,0	5,5
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	5,3	5,6	5,0	7,1	13,0
Mn mg/l	5,3	1,2	2,4	1,0	0,8
Mo mg/l					
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tritium TU				5,8	0,8
Deuterium ‰			-17,0	-16,5	-17,9
Sauerstoff-18 ‰			-2,50	-2,21	-2,75

Probenbezeichnung	R6	R7	S1	S2	S3
Entnahmedatum	21.06.1993	24.06.1993	29.07.1993	29.07.1993	29.07.1993
Entnahmestelle	Rheinland Pattberg, 885 m S., SHO, St. 500	Rheinland Rheinpreußen9, 650 m S., HO, St. 650	Schlägel & Eisen Scht. 7, 5. S., östl. RS, BS 560, Damm 5607	Schlägel & Eisen Scht. 7, 7. S., Pumpensumpf am Schacht	Schlägel & Eisen Scht. 4, 7. S., Sumpf im Schacht
r-Wert	2541682	2544980	2578280	2577516	2577436
h-Wert	5707280	5704380	5720306	5719996	5719896
Tiefe m NN	-857	-616	-716	-951	-951
Temperatur (in situ) °C	28,0	23,0	22,0	47,0	40,0
pH	6,40	6,50	7,07	6,51	6,80
Leitfähigkeit µS/cm	164000	128000	102000	171500	182300
Abdampfdruckstand mg/l	146000	105000	84400	163700	181000
Dichte g/ml	1,0930	1,0660	1,0720	1,1010	1,1110
Zufluß l/min	0,1	10			
freie CO <sub>2</sub> mg/l	87	33	9,9	28	30
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l		5 <1	<1		1
Na mg/l	44000,0	34000,0	24600,0	47200,0	50800,0
K mg/l	560,0	350,0	340,0	634,0	713,0
Ca mg/l	4800,0	3000,0	2990,0	5140,0	5820,0
Mg mg/l	1300,0	1000,0	1140,0	1170,0	1260,0
Sr mg/l	550,0	170,0	327,0	676,0	666,0
Ba mg/l	1500,0	390,0	6,4	1480,0	1310,0
NH <sub>4</sub> mg/l	26,0	24,0	16,0	58,0	64,0
B mg/l	3,3	1,7	2,2	5,6	5,5
Si mg/l	6,1	4,9	10,0	13,0	13,0
Cl mg/l	83000,0	60000,0	47000,0	84200,0	94400,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<10	<10	80,0	<5	<5
HCO <sub>3</sub> mg/l	134,0	75,0	92,0	145,0	123,0
NO <sub>3</sub> mg/l	16,0	10,0	32,0	174,0	73,0
J mg/l	3,2	2,1	5,3	4,2	4,2
Br mg/l	113,0	103,0	80,0	97,0	103,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	0,08	<0,05	<0,05	0,06
Fe mg/l	16,0	6,5	11,0	20,0	7,4
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	20,0	9,3	11,7	45,2	50,5
Mn mg/l	1,8	0,6	11,0	2,0	3,3
Mo mg/l					
Ni mg/l	<0,05	<0,05	0,05	0,07	0,12
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,1	<0,1	0,3
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	<0,1	<0,1	0,44	0,31	2,41
Tritium TU		0,0	5,7	0,1	0,5
Deuterium ‰	-23,6	-24,9	-25,0	-27,6	-27,1
Sauerstoff-18 ‰	-3,15	-3,70	-3,42	-3,19	-3,14



Probenbezeichnung	V1	V2	V3	V4	V5
Entnahmedatum	10.01.1992	19.10.1993	19.10.1993	19.10.1993	20.10.1993
Entnahmestelle	Walsum Scht.Voerde, 10 m oberhalb 3. S.	Walsum Scht. Voerde, 3. S., Schacht- bereich, südl. Füllort, westl. Stoß, Keller	Walsum Scht. Voerde, Fl. P, südl. Basisstr., vor Ort, P91/92	Walsum Scht. Voerde, Fl. P, südl. Basisstr., St. 485	Walsum Scht. Voerde, 4. S., GB nach Scht. Rheinberg, St.624
r-Wert	2544450	2544920	2544725	2544515	2542050
h-Wert	5716450	5716890	5717410	5717080	5715220
Tiefe m NN	-652	-653	-668	-690	-796
Temperatur (in situ) °C	23,0	13,0	24,0	25,0	20,0
pH	7,14	7,32	7,52	7,59	7,52
Leitfähigkeit µS/cm	106000	126800	123800	121300	157600
Abdampfdruckstand mg/l	100000	104900	100800	98100	134100
Dichte g/ml	1,0667	1,0697	1,0689	1,0649	1,0865
Zufluß l/min	15				
freie CO <sub>2</sub> mg/l	12	13	15	15	13
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1			
Na mg/l	35300,0	36000,0	35000,0	34000,0	47300,0
K mg/l	321,0	429,0	347,0	381,0	812,0
Ca mg/l	2160,0	2440,0	2440,0	2380,0	1620,0
Mg mg/l	721,0	752,0	816,0	809,0	758,0
Sr mg/l	35,0	49,0	47,0	46,0	25,0
Ba mg/l	0,05	0,16	0,13	0,12	1,2
NH <sub>4</sub> mg/l	1,1	<0,5	13,0	12,0	1,2
B mg/l	4,9	4,04	6,04	5,8	2,86
Si mg/l		1,9	2,7	2,6	2,5
Cl mg/l	58800,0	56800,0	54700,0	53400,0	76400,0
SO <sub>4</sub> mg/l	3560,0	4490,0	4580,0	4190,0	420,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	118,0	76,0	122,0	121,0	125,0
NO <sub>3</sub> mg/l	3,3	32,0	10,0	8,1	45,0
J mg/l	<0,05	2,8	3,0	2,5	2,8
Br mg/l	58,0	55,0	52,0	51,0	61,0
Al mg/l		<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Cd mg/l	<0,001	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,01	<0,05	0,06	<0,05	0,06
Cu mg/l	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	0,8	<0,5	6,0	<0,5	<0,5
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	6,9	3,0	3,0	2,8	2,2
Mn mg/l	0,22	0,42	0,44	0,34	0,12
Mo mg/l		<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	0,03	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	0,04	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l		<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l		<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	0,11	0,4	<0,05	<0,05	<0,05
Tritium TU	0,57	1,0	0,4	0,0	
Deuterium ‰	-20,0	-17,9	-21,3	-21,0	-18,4
Sauerstoff-18 ‰	-2,93	-2,68	-3,37	-3,20	-2,91

Probenbezeichnung	V6	V7	W1	W2	W3
Entnahmedatum	20.10.1993	21.10.1993	05.03.1992	22.09.1993	22.09.1993
Entnahmestelle	Walsum Scht. Voerde, 4. S., nördl. Basisstr., 81/83, St. 872	Walsum Scht. Voerde, 4. S., westl. Basis, N-Zollverein 7/8, GB Bunker 7, St. 2215	Walsum Scht. Franz, 4. S., Fl. Anna, KA- Str., St. 1015	Walsum Scht. Franz, 2. S., 8. Abt., Bunkerbandstr., Bunker 4, St. 150	Walsum Scht. Franz, 2. S., 8. Abt., Kopfstr. EF-86, St. 150
r-Wert	2542500	2546370	2547292	2546345	2545860
h-Wert	5717135	5712335	5707500	5711500	5711525
Tiefe m NN	-768	-789	-827	-630	-613
Temperatur (in situ) °C	20,0	28,0	26,0	26,0	27,0
pH	7,20	7,19	7,03	7,39	7,53
Leitfähigkeit µS/cm	150500	157100	138000	129300	54400
Abdampfdruckstand mg/l	129200	133700	129800	103800	37700
Dichte g/ml	1,0847	1,0873		1,0667	1,0255
Zufluß l/min					
freie CO <sub>2</sub> mg/l	22	16		20	16
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l		13			15
Na mg/l	42300,0	44700,0	48900,0	36200,0	13000,0
K mg/l	572,0	622,0	565,0	499,0	298,0
Ca mg/l	2840,0	1850,0	252,0	1870,0	888,0
Mg mg/l	1030,0	704,0	153,0	896,0	460,0
Sr mg/l	70,0	36,0	27,0	5,6	9,8
Ba mg/l	0,14	184,0	4,4	<0,05	<0,05
NH <sub>4</sub> mg/l	0,5	17,0	36,0	9,4	<0,5
B mg/l	4,22	1,84		1,82	2,91
Si mg/l	1,1	3,6		3,0	2,2
Cl mg/l	72000,0	76300,0	77100,0	57800,0	18700,0
SO <sub>4</sub> mg/l	2570,0	25,0	76,0	1820,0	4820,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	143,0	99,0	92,0	140,0	305,0
NO <sub>3</sub> mg/l	25,0	14,0		14,0	5,6
J mg/l	2,3	2,5		3,0	1,5
Br mg/l	60,0	61,0		69,0	29,0
Al mg/l	<0,5	<0,5		<0,5	<0,5
As mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Cd mg/l	<0,05	<0,05		<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	0,06	<0,01	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05
Fe mg/l	<0,5	<0,5	<0,1	<0,5	<0,5
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005		<0,0005	<0,0005
Li mg/l	3,8	5,4	16,0	3,1	0,6
Mn mg/l	1,1	0,34	1,2	0,15	<0,05
Mo mg/l	<0,05	<0,05		<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	0,04	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,01	<0,5	<0,5
Se mg/l	<0,005	<0,005		<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05		<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05
Tritium TU	0,0	0,0			3,0
Deuterium ‰	-16,8	-22,4		-16,3	-37,5
Sauerstoff-18 ‰	-2,83	-3,68		-2,72	-5,52

Probenbezeichnung	W4	WF1	WF2	WF3	WF4
Entnahmedatum	22.09.1993	08.09.1993	08.09.1993	08.09.1993	08.09.1993
Entnahmestelle	Walsum Scht. Franz. 2. S., 8. Abt., GB 2 nach EF, St. 270	Westfalen Scht. 7, 1260 m S., Fußpunkt GB 2/4, St.2405	Westfalen Scht. 7, 1260 m S., GB 785, 8 m östl. vor Stufe 4/93	Westfalen Scht. 7, 1260 m S., Diagonale zur 6. westl. Abt., St. 700	Westfalen Scht. 7, 1260 m S., Diagonale zur 6. westl. Abt., St. 565
r-Wert	2545950	3422806	3422725	3421318	3421204
h-Wert	5711510	5731052	5731112	5731524	5731600
Tiefe m NN	-599	-1175	-1068	-1178	-1179
Temperatur (in situ) °C	25,5	20,0	51,0	35,0	41,5
pH	7,56	6,70	6,93	6,76	5,01
Leitfähigkeit µS/cm	30900	217000	202000	214000	200000
Abdampfdruckstand mg/l	21600	232500	197000	222700	200800
Dichte g/ml	1,0148	1,1378	1,1204	1,1213	1,1202
Zufluß l/min	10				
freie CO <sub>2</sub> mg/l	16	30	29	35	30
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	15	<1	<1		15
Na mg/l	6900,0	73000,0	65100,0	69600,0	58600,0
K mg/l	263,0	477,0	486,0	462,0	493,0
Ca mg/l	798,0	6160,0	4660,0	7630,0	8500,0
Mg mg/l	340,0	1570,0	1230,0	1740,0	1940,0
Sr mg/l	7,7	689,0	763,0	807,0	1210,0
Ba mg/l	<0,05	1270,0	1030,0	1440,0	780,0
NH <sub>4</sub> mg/l	4,2	95,0	80,0	95,0	76,0
B mg/l	3,08	3,6	3,5	3,9	3,6
Si mg/l	3,4	2,2	3,2	3,2	4,0
Cl mg/l	8970,0	128000,0	111000,0	125000,0	109000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	4460,0	<5	<5	<5	<5
HCO <sub>3</sub> mg/l	410,0	81,0	104,0	83,0	2,0
NO <sub>3</sub> mg/l	27,0	8,8	8,8	8,7	<5
J mg/l	1,5	6,3	5,3	5,3	6,3
Br mg/l	17,0	93,0	93,0	89,0	128,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5
As mg/l	<0,001	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	6,8	25,0	24,0	27,0	43,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	0,2	42,0	38,0	40,0	32,0
Mn mg/l	0,99	0,97	0,58	1,53	1,06
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	0,1	<0,05	0,05	<0,05
Tritium TU	1,2		0,6	0,5	0,3
Deuterium ‰	-47,1		-36,7	-28,2	-25,2
Sauerstoff-18 ‰	-7,00		-4,19	-2,54	-1,67

Probenbezeichnung	WF5	WF6	WF7	WF8	WF9
Entnahmedatum	08.09.1993	11.10.1993	11.10.1993	22.11.1993	22.11.1993
Entnahmestelle	Westfalen Scht. 7, 1260 m S., Mittelbasis Sonnenschein n. Süden, St. 405	Westfalen Scht. 7, 1260 m S., GB 1/4, WH4, Bunkerauslauf 431	Westfalen Scht. 7, 1035 m S., WR 1- 7, Süden, St.640	Westfalen Scht. 7, 1035 m S., Str.734, Bau 688	Westfalen Scht. 7, 1035 m S., Str.734, Bau 717
r-Wert	3421530	3423780	3421135	3421975	3421955
h-Wert	5732168	5731520	5732405	5730960	5730937
Tiefe m NN	-1178	-1016	-946	-882	-883
Temperatur (in situ) °C	40,0	30,0	31,0	35,0	35,0
pH	4,75	7,63	6,56	7,25	7,57
Leitfähigkeit µS/cm	205000	2460	180200	105000	105200
Abdampfdruckstand mg/l	207200	820	179100	81800	83200
Dichte g/ml	1,1262	1,0000	1,1091	1,0474	1,0519
Zufluß l/min					
freie CO <sub>2</sub> mg/l	23	1	37	23	
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	6 <1	<1	<1		
Na mg/l	60000,0	319,0	61300,0	25300,0	25500,0
K mg/l	438,0	6,9	310,0	194,0	395,0
Ca mg/l	8670,0	222,0	5400,0	1922,0	2150,0
Mg mg/l	1840,0	25,0	1650,0	580,0	617,0
Sr mg/l	1130,0	7,0	895,0	438,0	442,0
Ba mg/l	645,0	0,08	1030,0	4,1	4,3
NH <sub>4</sub> mg/l	82,0	0,16	73,0	27,0	10,0
B mg/l	3,0	0,23	2,8	5,3	5,8
Si mg/l	3,9	4,1	3,0	3,8	5,3
Cl mg/l	116000,0	465,0	101000,0	46900,0	48400,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	398,0	<5	141,0	159,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	2,0	338,0	122,0	226,0	149,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<5	29,0	10,0	<5	15,0
J mg/l	6,3	0,3	14,0	7,4	8,5
Br mg/l	132,0	0,7	83,0	53,0	60,0
Al mg/l	<0,5	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	0,001	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,05	0,001	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	24,0	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	33,0	0,2	18,0	9,2	22,0
Mn mg/l	1,08	<0,05	7,04	0,64	0,15
Mo mg/l	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	0,03	<0,02	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,1	0,014	<0,1	<0,1	<0,1
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	0,08	1,2	<0,01	<0,01	<0,01
Tritium TU		16,0	0,1	3,3	
Deuterium ‰		-49,3	-39,7	-44,1	
Sauerstoff-18 ‰		-7,14	-4,45	-4,96	



Probenbezeichnung	WF10	WH1	WH2	WH3	WH4
Entnahmedatum	22.11.1993	15.09.1993	15.09.1993	15.09.1993	04.10.1993
Entnahmestelle	Westfalen Scht. 7, 1035 m S., Aufhauen 732, Bau 25 m südl. PM 6594	Westerholt Scht. Polsum, 4. S., Streb Hagen, Abschnitt 26	Westerholt Scht. Polsum, 4. S., Bandstr., Abschnitt 26 hinter Hauptantrieb	Westerholt 4. S., Bandstr. Fl. Hagen, Abschnitt 1, Abschlußdamm	Westerholt Scht. 2, 5. S., Anschlag BS 524, 20 m vor BS, Berg 5. S.
r-Wert	3422074	2567267	2567222	2568132	2573263
h-Wert	5731417	5722772	5722574	5722966	5721500
Tiefe m NN	-957	-953	-945	-907	-1154
Temperatur (in situ) °C	42,0	27,0	29,0	33,0	56,5
pH	6,48	6,99	7,00	7,17	6,76
Leitfähigkeit µS/cm	114800	147000	142700	132400	179000
Abdampfdruckstand mg/l	95100	128000	125000	111000	178400
Dichte g/ml	1,0580	1,0816	1,0770	1,0702	1,1089
Zufluß l/min	60-100				
freie CO <sub>2</sub> mg/l	46	15	12	14	36
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1		5	11	35
Na mg/l	40900,0	43000,0	40000,0	37200,0	51200,0
K mg/l	538,0	66,0	244,0	253,0	688,0
Ca mg/l	3230,0	4390,0	4170,0	3510,0	7840,0
Mg mg/l	813,0	1060,0	976,0	1090,0	1720,0
Sr mg/l	541,0	169,0	155,0	143,0	831,0
Ba mg/l	199,0	1,5	0,6	0,4	2110,0
NH <sub>4</sub> mg/l	38,0	21,0	20,0	5,9	77,0
B mg/l	2,5	1,8	2,3	1,5	6,28
Si mg/l	4,2	10,0	5,0	8,1	6,3
Cl mg/l	55400,0	70900,0	67300,0	67200,0	95000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	255,0	318,0	829,0	<5
HCO <sub>3</sub> mg/l	172,0	85,0	67,0	127,0	59,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<5	10,0	12,0	7,5	11,0
J mg/l	9,3	12,0	8,7	7,5	11,0
Br mg/l	73,0	117,0	119,0	108,0	73,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,001
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	<0,05
Fe mg/l	17,0	0,6	0,2	<0,1	20,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	32,0	1,5	11,0	7,7	20,0
Mn mg/l	1,15	6,1	2,2	8,2	3,28
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	0,27	<0,05	0,62	0,1
Pb mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,01	0,22	0,05	0,95	<0,05
Tritium TU	3,4		0,3	0,1	0,3
Deuterium ‰	-37,2		-23,4	-22,7	-30,8
Sauerstoff-18 ‰	-3,50		-2,63	-2,70	-3,53

Probenbezeichnung	WH5	WH6	WH7	WH8	Z1
Entnahmedatum	04.10.1993	04.10.1993	04.10.1993	05.10.1993	03.03.1994
Entnahmestelle	Westerholt Scht. 2, 5. S., Berg 5. S., Fußpunkt, 300 m vor BS	Westerholt Scht. 2, 5. S., Berg 5. S., Fußpunkt, 700 m vor BS	Westerholt Scht. 1, Wasser aus Scht. zw. 4. und 5. S.	Westerholt Scht. Polsum, 4. S., Fl. Erda, Abschnitt 21, ehem. Kopfstr.	Haus Aden Scht. 2, -940 m S., Fl. Kar/Blücher, Untersuch.-str. nach Westen, Damm
r-Wert	2573078	2572974	2574619	2569820	2607608
h-Wert	5721378	5721210	5719102	5722846	5724442
Tiefe m NN	-1154	-1153	-914	-809	-931
Temperatur (in situ) °C	55,0	52,0	21,0	27,5	40,0
pH	6,83	6,85	7,39	7,20	4,78
Leitfähigkeit µS/cm	185700	190900	186200	119400	163500
Abdampfdruckstand mg/l	189400	197400	188900	97700	154200
Dichte g/ml	1,1150	1,1205	1,1127	1,0631	1,0941
Zufluß l/min				3	10-15
freie CO <sub>2</sub> mg/l	30	31	35	12	28
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	28	24 <1		6	
Na mg/l	55000,0	57000,0	56000,0	30100,0	41000,0
K mg/l	786,0	828,0	784,0	419,0	762,0
Ca mg/l	8330,0	9080,0	7470,0	4080,0	7640,0
Mg mg/l	1740,0	1850,0	1860,0	1180,0	1380,0
Sr mg/l	767,0	744,0	1020,0	148,0	557,0
Ba mg/l	1840,0	1870,0	1730,0	6,5	1710,0
NH <sub>4</sub> mg/l	83,0	87,0	59,0	9,4	37,0
B mg/l	4,96	5,09	6,49	<0,1	1,66
Si mg/l	0,7	5,8	3,6	2,3	7,5
Cl mg/l	101000,0	106000,0	100000,0	53900,0	83200,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	<5	<5	575,0	<5
HCO <sub>3</sub> mg/l	56,0	51,0	143,0	95,0	2,0
NO <sub>3</sub> mg/l	8,9	16,0	18,0	9,9	27,0
J mg/l	3,0	0,85	2,5	1,5	17,0
Br mg/l	77,0	79,0	76,0	65,0	120,0
Al mg/l	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	0,6
As mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	0,06	0,06	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,11
Fe mg/l	18,0	14,0	<0,5	1,7	18,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,001
Li mg/l	22,0	26,0	20,0	2,3	22,0
Mn mg/l	3,54	4,18	2,6	4,78	2,2
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	0,09	18,0	0,89	0,36
Tritium TU	0,1	0,1		0,8	
Deuterium ‰	-25,4	-25,8	-27,2	-22,1	-26,0
Sauerstoff-18 ‰	-2,79	-2,69	-2,88	-2,85	-2,63

Probenbezeichnung	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6
Entnahmedatum	03.03.1994	03.03.1994	03.03.1994	08.03.1994	08.03.1994
Entnahmestelle	Haus Aden Scht. 6, -940 m S., Untersuch.-bhrg. n. Westen	Haus Aden Scht. 2, -680 m S., Hauptqu., St.5876	Haus Aden Scht. 2, -680 m S., BS H202	Haus Aden Scht. 2	Haus Aden Scht. 2
r-Wert	2607448	2606095	2606028	2609554	2609554
h-Wert	5724620	5726350	5726470	5721652	5721652
Tiefe m NN	-938	-689	-745	-336	-493
Temperatur (in situ) °C	39,0	32,0	20,0	18,0	15,0
pH	6,84	6,97	6,79	7,69	7,39
Leitfähigkeit µS/cm	165200	108100	121800	29200	91700
Abdampfdruckstand mg/l	166200	82800	97800	18250	68660
Dichte g/ml	1,0976	1,0525	1,0615	1,0080	1,0431
Zufluß l/min	1-2	10		5	1
freie CO <sub>2</sub> mg/l	26	35	32	7	18
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1				
Na mg/l	40000,0	26900,0	30000,0	5990,0	20800,0
K mg/l	426,0	366,0	372,0	66,0	260,0
Ca mg/l	9090,0	2150,0	2630,0	310,0	2270,0
Mg mg/l	2200,0	648,0	805,0	124,0	679,0
Sr mg/l	475,0	468,0	555,0	98,0	764,0
Ba mg/l	2460,0	500,0	599,0	12,0	119,0
NH <sub>4</sub> mg/l	45,0	39,0	5,5	<0,05	20,0
B mg/l	0,81	5,0	6,0	3,6	5,0
Si mg/l	3,9	5,3	5,4	4,1	4,4
Cl mg/l	86200,0	47100,0	54900,0	10100,0	39000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	<5	<5	23,0	15,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	62,0	269,0	151,0	528,0	137,0
NO <sub>3</sub> mg/l	36,0	24,0	170,0	66,0	31,0
J mg/l	7,9	16,0	7,9	3,2	5,3
Br mg/l	147,0	44,0	50,0	13,0	54,0
Al mg/l	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	0,27	0,1	0,12	0,14	0,13
Fe mg/l	35,0	1,4	<0,5	<0,5	<0,5
Hg mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	13,0	15,0	15,0	2,9	8,2
Mn mg/l	1,2	<0,05	0,29	<0,05	0,21
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	<0,05	1,9	<0,05	3,0
Tritium TU	1,8				
Deuterium ‰	-20,9	-46,5	-43,8	-50,0	-36,7
Sauerstoff-18 ‰	-2,23	-5,97	-5,34	-7,36	-4,70

Probenbezeichnung	Z7	Z8	Z9	Z10	Z11
Entnahmedatum	08.03.1994	08.03.1994	08.03.1994	08.03.1994	09.03.1994
Entnahmestelle	Haus Aden Scht.6	Haus Aden Scht. Victoria 1/2	Haus Aden Scht. 2, -825 m S., RS nach Osten, Damm 8250026	Haus Aden Scht. 2, -825 m S., RS nach Osten, Bohrloch nach BS 401	Haus Aden Scht. 2, BS 425
r-Wert	2607495	2606731	2607307	2606916	2610631
h-Wert	5724558	5721113	5721078	5721105	5722361
Tiefe m NN	-526	-700	-788	-789	-700
Temperatur (in situ) °C	25,0	28,0	36,0	34,0	18,0
pH	7,24	5,39	7,37	7,53	7,24
Leitfähigkeit µS/cm	60700	153000	51400	79100	111700
Abdampfdruckstand mg/l	41540	144200	34200	57560	94200
Dichte g/ml	1,0272	1,0838	1,0207	1,0358	1,0567
Zufluß l/min	20	30-40	60-100	4-5	10-20
freie CO <sub>2</sub> mg/l	26	21	20	14	18
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	14				
Na mg/l	13600,0	39300,0	11100,0	18200,0	24000,0
K mg/l	170,0	439,0	154,0	231,0	265,0
Ca mg/l	852,0	5660,0	903,0	1740,0	4270,0
Mg mg/l	319,0	1330,0	355,0	829,0	1720,0
Sr mg/l	251,0	611,0	127,0	192,0	883,0
Ba mg/l	43,0	737,0	80,0	2,0	24,0
NH <sub>4</sub> mg/l	18,0	30,0	9,3	0,48	2,4
B mg/l	5,2	2,0	3,5	2,9	0,48
Si mg/l	5,5	2,9	6,3	4,1	3,5
Cl mg/l	23700,0	76400,0	19800,0	32500,0	51000,0
SO <sub>4</sub> mg/l	11,0	<5	7,0	576,0	63,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	421,0	5,0	371,0	160,0	74,0
NO <sub>3</sub> mg/l	30,0	22,0	22,0	34,0	90,0
J mg/l	5,5	11,0	4,4	6,6	23,0
Br mg/l	22,0	90,0	25,0	37,0	93,0
Al mg/l	<0,5	1,0	<0,5	0,6	0,8
As mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	0,12	0,12	0,13	0,11	0,12
Fe mg/l	<0,5	51,0	4,1	1,2	<0,5
Hg mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	7,5	19,0	5,0	7,0	5,2
Mn mg/l	0,06	3,1	0,22	2,0	1,2
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,36
Tritium TU	3,7	1,5			
Deuterium ‰	-52,3	-26,2	-45,6	-43,9	-22,0
Sauerstoff-18 ‰	-7,39	-3,10	-6,67	-5,94	-2,56



Probenbezeichnung	Z12	Z13	Z14	Z15	Z16
Entnahmedatum	09.03.1994	12.04.1994	12.04.1994	12.04.1994	12.04.1994
Entnahmestelle	Haus Aden Scht. 2, -940 m S., GB nach Fl. Sonnenschein, Bohrloch zur Bandstr. S52	Haus Aden Scht. Victoria 1	Haus Aden Scht. Kurl 3	Haus Aden Scht. Kurl 3	Haus Aden Scht. Kurl 3, -1060 m S., RS Fl. Karl
r-Wert	2611483	2606722	2609409	2609409	2609286
h-Wert	5721618	5721386	5718532	5718532	5718620
Tiefe m NN	-1058	23	25	-210	-1067
Temperatur (in situ) °C	46,0	14,0	10,0	17,0	27,0
pH	7,07	7,51	7,44	7,65	4,99
Leitfähigkeit µS/cm	146400	2120	2640	4520	147100
Abdampfdruckstand mg/l	134900	1384	1912	2612	134300
Dichte g/ml	1,0786	0,9986	0,9986	1,0026	1,0810
Zufluß l/min	1-2	50	10-20	4	1-2
freie CO <sub>2</sub> mg/l	17	8	9	5	42
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l					
Na mg/l	37200,0	109,0	202,0	832,0	35100,0
K mg/l	672,0	5,3	11,0	12,0	18,0
Ca mg/l	5770,0	286,0	302,0	125,0	7040,0
Mg mg/l	935,0	17,0	46,0	28,0	1800,0
Sr mg/l	192,0	7,8	19,0	11,0	182,0
Ba mg/l	258,0	<0,5	<0,5	<0,5	1,1
NH <sub>4</sub> mg/l	31,0	<0,05	0,09	0,28	29,0
B mg/l	1,1	<0,05	<0,05	<0,05	1,0
Si mg/l	4,8	7,6	5,1	5,1	3,5
Cl mg/l	72300,0	157,0	437,0	1110,0	72500,0
SO <sub>4</sub> mg/l	16,0	456,0	475,0	284,0	1220,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	60,0	294,0	268,0	442,0	2,0
NO <sub>3</sub> mg/l	110,0	2,4	11,0	0,13	110,0
J mg/l	27,0	1,3	1,4	1,2	11,0
Br mg/l	133,0	0,35	0,88	1,0	149,0
Al mg/l	0,8	< 0,5	<0,5	<0,5	0,7
As mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	0,15	0,11	0,14	0,12	0,11
Fe mg/l	9,0	0,6	0,8	<0,1	36,0
Hg mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	16,0	<0,1	0,1	0,4	0,4
Mn mg/l	1,5	<0,05	<0,05	<0,05	8,0
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l	<0,005	<0,005	0,006	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tritium TU					2,1
Deuterium ‰	-21,3	-50,8	-49,5	-52,0	-20,9
Sauerstoff-18 ‰	-2,95	-7,57	-7,50	-7,84	-2,63

Probenbezeichnung		Z17
Entnahmedatum		05.05.1994
Entnahmestelle		Haus Aden -1000 m S., Bandstr. Robert/Albert, RO 64 nach N, St.630
r-Wert		2607448
h-Wert		5726260
Tiefe	m NN	-957
Temperatur (in situ)	°C	47,0
pH		6,21
Leitfähigkeit	µS/cm	177400
Abdampfrückstand	mg/l	174300
Dichte	g/ml	1,1076
Zufluß		l/min
freie CO <sub>2</sub>	mg/l	35
aggressive CO <sub>2</sub>	mg/l	9,7
Na	mg/l	50300,0
K	mg/l	517,0
Ca	mg/l	7630,0
Mg	mg/l	1440,0
Sr	mg/l	414,0
Ba	mg/l	1280,0
NH <sub>4</sub>	mg/l	46,0
B	mg/l	2,2
Si	mg/l	2,9
Cl	mg/l	95500,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	<5
HCO <sub>3</sub>	mg/l	45,0
NO <sub>3</sub>	mg/l	160,0
J	mg/l	50,0
Br	mg/l	107,0
Al	mg/l	0,8
As	mg/l	<0,005
Cd	mg/l	<0,05
Cr	mg/l	<0,05
Cu	mg/l	0,24
Fe	mg/l	53,0
Hg	mg/l	<0,001
Li	mg/l	26,0
Mn	mg/l	2,1
Mo	mg/l	<0,05
Ni	mg/l	<0,05
Pb	mg/l	<0,5
Se	mg/l	0,005
V	mg/l	<0,05
Zn	mg/l	0,31
Tritium	TU	5,4
Deuterium	‰	-27,8
Sauerstoff-18	‰	-3,09

Probenbezeichnung		ZW1	ZW2	ZW3	ZW4	ZW5
Entnahmedatum		30.10.1992	06.11.1992	06.11.1992	06.11.1992	09.11.1992
Entnahmestelle		Min. Achenbach Scht. Ickern 3, Auslauf	Friedl. Nachbar Scht. 2, über Tage	Carolinenglück Schacht	Carolinenglück Sumpf 8. S., über Tage	Robert Müser Sumpf unterh. 4. S.
r-Wert						
h-Wert						
Tiefe	m NN	-761	-165	-26,1	-915	-445
Temperatur (in situ)	°C	25,6	17,6	18,5	24,8	22,0
pH		7,08	7,68	7,54	7,05	7,62
Redoxpotential	mV	230	177		172	-11
Leitfähigkeit	µS/cm	31000	2890	2900	31300	6150
Abdampfdruckstand	mg/l	21500	1930	2050	20800	3500
Dichte	g/ml	1,0140	1,0000	0,9983	1,0160	1,0040
Zufluß	l/min	4000	11500	70	10000	17000-25000
freie CO <sub>2</sub>	mg/l	35	37	22	18	27
aggressive CO <sub>2</sub>	mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na	mg/l	5500,0	500,0	360,0	6160,0	1200,0
K	mg/l	74,0	21,0	12,0	104,0	25,0
Ca	mg/l	590,0	99,0	249,0	601,0	111,0
Mg	mg/l	266,0	59,0	6,1	205,0	49,0
Sr	mg/l	56,0	1,5	1,8	40,0	5,0
Ba	mg/l	1,4	<0,05	<0,05	3,4	1,0
NH <sub>4</sub>	mg/l	0,04	0,7	0,02	0,02	<0,01
B	mg/l	2,2	0,64	0,68	1,3	0,87
Si	mg/l	6,1	7,5	7,0	7,5	6,8
Cl	mg/l	11200,0	217,0	356,0	11400,0	1600,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	240,0	602,0	718,0	100,0	111,0
HCO <sub>3</sub>	mg/l	514,0	884,0	427,0	683,0	929,0
NO <sub>3</sub>	mg/l	5,6	0,39	1,3	21,0	3,6
J	mg/l	0,6	<0,1	<0,1	0,5	<0,1
Br	mg/l	12,1	0,66	0,81	13,3	3,4
Al	mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd	mg/l	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr	mg/l	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cu	mg/l	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Fe	mg/l	0,72	4,9	0,04	7,1	0,2
Hg	mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li	mg/l	2,6	0,29	0,29	4,2	0,7
Mn	mg/l	1,6	0,75	0,09	0,41	0,26
Mo	mg/l					
Ni	mg/l	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Pb	mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	mg/l					
V	mg/l					
Zn	mg/l	0,26	0,1	0,01	0,09	0,01
Tritium	TU	14,2	14,7	24,7	16,2	18,7
Deuterium	‰	-50,1	-51,9	-49,5	-45,7	-50,0
Sauerstoff-18	‰	-7,02	-7,64	-7,31	-6,72	-7,62

Probenbezeichnung		ZW6	ZW7	ZW8	ZW9	ZW10
Entnahmedatum		09.11.1992	09.11.1992	09.11.1992	10.11.1992	10.11.1992
Entnahmestelle		Robert Müser Sumpf 2. S.	Waltrop Scht. 2, Auffangrinne	Waltrop Scht. 2, Damm, 4. S.	Zollverein Scht. 2, 2. Wasserrinne	Zollverein Scht. 2, Falleitung 14. S.
r-Wert						
h-Wert						
Tiefe	m NN	-60	-384	-722,6	19,5	-950
Temperatur (in situ)	°C	12,5	19,9	32,9	14,5	19,0
pH		7,65	7,25	4,88	7,77	7,62
Redoxpotential	mV	369	198	153		
Leitfähigkeit	µS/cm	1600	39200	113000	2720	2130
Abdampfdruckstand	mg/l	1110	26600	94100	2020	1520
Dichte	g/ml	0,9989	1,0150	1,0550	0,9988	0,9990
Zufluß	l/min	2000	6	1500		
freie CO <sub>2</sub>	mg/l	11	22	77	11	11
aggressive CO <sub>2</sub>	mg/l	<1	<1	48	<1	<1
Na	mg/l	99,0	8300,0	27400,0	226,0	202,0
K	mg/l	6,8	82,0	290,0	29,0	26,0
Ca	mg/l	216,0	605,0	3000,0	260,0	194,0
Mg	mg/l	42,0	206,0	1030,0	53,0	43,0
Sr	mg/l	2,6	160,0	445,0	5,8	4,7
Ba	mg/l	<0,05	60,0	5,0	0,05	<0,05
NH <sub>4</sub>	mg/l	<0,01	13,0	36,0	0,27	0,01
B	mg/l	0,38	4,8	3,9	0,21	0,2
Si	mg/l	7,3	4,7	5,1	10,9	12,6
Cl	mg/l	92,0	14500,0	51700,0	434,0	411,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	386,0	<5	140,0	518,0	337,0
HCO <sub>3</sub>	mg/l	467,0	359,0	7,0	361,0	253,0
NO <sub>3</sub>	mg/l	14,0	4,1	9,3	0,98	1,3
J	mg/l	<0,1	1,2	5,3	<0,1	<0,1
Br	mg/l	0,66	21,0	63,0	0,88	0,88
Al	mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd	mg/l	<0,01	<0,01	<0,02	<0,01	<0,01
Cr	mg/l	<0,01	<0,01	<0,05	<0,01	<0,01
Cu	mg/l	<0,01	<0,01	<0,05	<0,01	<0,01
Fe	mg/l	0,11	0,64	160,0	0,34	0,01
Hg	mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li	mg/l	0,07	3,4	13,2	0,27	0,2
Mn	mg/l	0,34	0,02	91,0	0,08	0,07
Mo	mg/l					
Ni	mg/l	<0,02	<0,02	0,1	<0,02	<0,02
Pb	mg/l	<0,1	<0,1	<0,3	<0,1	<0,1
Se	mg/l					
V	mg/l					
Zn	mg/l	0,03	0,06	0,1	<0,01	0,17
Tritium	TU	28,7	4,6	2,6	19,8	16,2
Deuterium	‰	-54,0	-48,8	-41,1	-49,8	-48,9
Sauerstoff-18	‰	-7,73	-6,95	-5,29	-7,32	-7,21



Probenbezeichnung	ZW11	ZW12	ZW13	ZW14	ZW15
Entnahmedatum	10.11.1992	10.11.1992	10.11.1992	10.11.1992	12.11.1992
Entnahmestelle	Zollverein Scht. 2, 14. S., Damm 512	Zweckel Scht. 1, Damm Westen	Zweckel Scht. 1, Damm Norden	Zweckel Scht. 1, Schachtwasser	Amalie Damm Süden 9. S.
r-Wert					
h-Wert					
Tiefe m NN	-950,4	-796	-796	-796	-919,7
Temperatur (in situ) °C	24,5	28,4	31,5	22,0	24,3
pH	7,70	6,86	6,43	7,13	7,90
Redoxpotential mV					
Leitfähigkeit µS/cm	16460	130000	123000	146000	3820
Abdampfdruckstand mg/l	10200	102000	99000	121000	2300
Dichte g/ml	1,0090	1,0760	1,0720	1,0860	1,0020
Zufluß l/min					
freie CO <sub>2</sub> mg/l	27	48	13	21	17
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	3850,0	32100,0	30200,0	37700,0	750,0
K mg/l	62,0	280,0	308,0	355,0	25,0
Ca mg/l	243,0	2780,0	2990,0	3010,0	105,0
Mg mg/l	109,0	780,0	860,0	850,0	48,0
Sr mg/l	14,3	146,0	220,0	155,0	2,2
Ba mg/l	0,69	10,5	280,0	105,0	0,29
NH <sub>4</sub> mg/l	1,3	13,0	18,0	3,2	0,03
B mg/l	0,95	3,1	2,1	2,1	0,62
Si mg/l	8,1	3,0	2,5	3,2	7,5
Cl mg/l	6200,0	61000,0	56000,0	70000,0	690,0
SO <sub>4</sub> mg/l	175,0	120,0	15,0	25,0	288,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	772,0	122,0	12,0	56,0	793,0
NO <sub>3</sub> mg/l	7,4	<10	<10	<10	2,5
J mg/l	<0,1	2,7	2,1	2,0	<0,1
Br mg/l	7,7	109,0	102,0	120,0	2,3
Al mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,1
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,02	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01
Cr mg/l	<0,02	<0,1	<0,1	<0,1	<0,01
Cu mg/l	<0,02	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01
Fe mg/l	18,0	19,0	65,0	0,8	1,5
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	2,1	6,6	8,6	9,7	0,4
Mn mg/l	1,2	0,5	3,0	1,2	0,43
Mo mg/l					
Ni mg/l	<0,02	<0,05	<0,05	<0,05	<0,02
Pb mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,1
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	1,4	<0,1	<0,1	2,4	<0,02
Tritium TU	14,5	0,1	0,7	2,4	19,3
Deuterium ‰	-46,9	-23,7	-26,2	-18,4	-51,1
Sauerstoff-18 ‰	-6,88	-3,11	-3,65	-2,47	-7,60

Probenbezeichnung		ZW16	ZW17	ZW18	ZW19	ZW20
Entnahmedatum		12.11.1992	12.11.1992	12.11.1992	12.11.1992	12.11.1992
Entnahmestelle		Amalie Fallwasser- leitung, 9. S.	Amalie Damm Norden, 9. S.	Amalie Damm, 8. S.	Heinrich Scht.1, Damm 19, 6. S.	Heinrich Damm Theodor, 6. S.
r-Wert						
h-Wert						
Tiefe	m NN	-919,7	-919,7	-750	-338	-338
Temperatur (in situ)	°C	23,2	32,4	22,6	15,2	18,5
pH		7,97	7,00	7,11	7,72	7,84
Redoxpotential	mV					
Leitfähigkeit	µS/cm	4600	52500	373	1360	1600
Abdampfdruckstand	mg/l	2720	34600	200	900	980
Dichte	g/ml	1,0020	1,0210	0,9988	0,9990	0,9996
Zufluß	l/min				40	
freie CO <sub>2</sub>	mg/l	8	61	46	17	11
aggressive CO <sub>2</sub>	mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na	mg/l	944,0	12340,0	32,0	115,0	285,0
K	mg/l	25,0	176,0	5,8	15,0	13,0
Ca	mg/l	79,0	810,0	22,0	131,0	55,0
Mg	mg/l	37,0	277,0	1,9	54,0	23,0
Sr	mg/l	2,4	95,0	0,34	2,0	1,3
Ba	mg/l	0,4	3,8	0,22	<0,1	0,1
NH <sub>4</sub>	mg/l	0,04	11,0	0,07	0,03	0,02
B	mg/l	0,79	2,6	<0,02	0,3	0,67
Si	mg/l	7,6	7,4	0,54	6,1	5,4
Cl	mg/l	960,0	20000,0	70,0	66,0	145,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	263,0	52,0	17,0	300,0	156,0
HCO <sub>3</sub>	mg/l	775,0	415,0	110,0	427,0	547,0
NO <sub>3</sub>	mg/l	1,4	<5	<0,5	1,2	1,6
J	mg/l	<0,1	0,8	<0,1	<0,1	<0,1
Br	mg/l	2,5	27,0	0,4	0,4	0,53
Al	mg/l	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1
As	mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd	mg/l	<0,01	<0,02	<0,01	<0,01	<0,01
Cr	mg/l	<0,01	<0,02	<0,01	<0,01	<0,01
Cu	mg/l	<0,01	<0,02	<0,01	<0,01	<0,02
Fe	mg/l	0,1	13,0	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li	mg/l	0,45	6,3	<0,1	<0,1	0,2
Mn	mg/l	0,17	0,2	0,49	<0,05	0,12
Mo	mg/l					
Ni	mg/l	<0,02	<0,05	0,05	<0,02	<0,02
Pb	mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	mg/l					
V	mg/l					
Zn	mg/l	0,06	0,83		0,33	0,04
Tritium	TU	17,7	5,9	21,1	23,3	18,6
Deuterium	‰	-50,6	-42,4	-57,5	-52,6	-53,0
Sauerstoff-18	‰	-7,51	-6,12	-8,15	-7,67	-7,71

Probenbezeichnung	ZW21	ZW22	ZW23	ZW24	ZW25
Entnahmedatum	12.11.1992	13.11.1992	13.11.1992	13.11.1992	13.11.1992
Entnahmestelle	Heinrich BS SO711, 6. S.	Gneisenau Scht. 4, 3. S., Damm Grevel	Gneisenau Scht. 4, 3. S., Damm 3239	Gneisenau Schacht 4 (Wasser 7. S.)	Gneisenau Scht. 4, 5. S., Damm 50105
r-Wert					
h-Wert					
Tiefe m NN	-458	-306	-306	-600	-430
Temperatur (in situ) °C	20,6	14,0	15,5	24,3	24,4
pH	7,84	7,49	7,47	7,01	7,83
Redoxpotential mV					
Leitfähigkeit µS/cm	3010	2730	5540	53400	7870
Abdampfdruckstand mg/l	1760	1620	3180	36200	4780
Dichte g/ml	1,0000	1,0000	1,0040	1,0220	1,0060
Zufluß l/min			15	20	6
freie CO <sub>2</sub> mg/l	10	18	18	35	18
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	500,0	381,0	904,0	11500,0	1650,0
K mg/l	19,0	9,0	15,0	110,0	21,0
Ca mg/l	91,0	159,0	140,0	1100,0	107,0
Mg mg/l	40,0	32,0	41,0	328,0	71,0
Sr mg/l	2,4	11,4	18,5	151,0	9,0
Ba mg/l	0,28	<0,1	0,19	24,0	0,21
NH <sub>4</sub> mg/l	0,06	0,62	0,02	3,8	0,04
B mg/l	0,39	0,59	1,2	3,1	2,8
Si mg/l	5,5	4,8	4,9	5,9	6,6
Cl mg/l	590,0	570,0	1530,0	20900,0	1840,0
SO <sub>4</sub> mg/l	260,0	215,0	176,0	24,0	565,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	454,0	361,0	405,0	184,0	985,0
NO <sub>3</sub> mg/l	2,3	1,7	7,0	5,0	1,8
J mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	0,64	<0,1
Br mg/l	1,2	1,1	1,7	38,0	3,6
Al mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr mg/l	<0,01	<0,01	<0,01	<0,02	<0,01
Cu mg/l	<0,01	<0,01	<0,01	<0,02	<0,01
Fe mg/l	2,6	0,35	1,0	2,5	0,1
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	0,33	0,19	0,42	4,5	0,68
Mn mg/l	0,43	<0,05	0,15	0,65	0,33
Mo mg/l					
Ni mg/l	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Pb mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	0,07	0,04	0,05	1,1	0,04
Tritium TU	18,0	20,0	18,8	8,3	18,3
Deuterium ‰	-51,6	-53,3	-52,6	-38,3	-50,2
Sauerstoff-18 ‰	-7,71	-7,77	-7,89	-5,51	-7,40

Probenbezeichnung	ZW26	ZW27	ZW28	ZW29	ZW30
Entnahmedatum	13.11.1992	13.11.1992	13.11.1992	13.11.1992	13.11.1992
Entnahmestelle	Gneisenau Kurl 4, Scht., 3. Rinne	Gneisenau Kurl 4, Damm Johann	Gneisenau Kurl 4, 5. S., Damm 5451	Gneisenau Kurl 4, Damm, 3. Abt.	Gneisenau Kurl 4, BS 801
r-Wert					
h-Wert					
Tiefe m NN	-154	-304	-416	-416	-416
Temperatur (In situ) °C	13,0	16,2	23,5	17,2	21,8
pH	7,63	7,68	7,38	7,54	7,57
Redoxpotential mV					
Leitfähigkeit µS/cm	4140	4420	14100	2600	10380
Abdampfdruckstand mg/l	2460	2520	8370	1550	5990
Dichte g/ml	1,0020	1,0020	1,0070	1,0000	1,0080
Zufluß l/min			15		
freie CO <sub>2</sub> mg/l	13	15	28	22	31
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	758,0	835,0	2720,0	432,0	2030,0
K mg/l	11,0	11,0	29,0	9,0	22,0
Ca mg/l	161,0	109,0	260,0	138,0	151,0
Mg mg/l	31,0	27,0	94,0	28,0	72,0
Sr mg/l	10,4	8,9	33,0	6,6	16,0
Ba mg/l	<0,1	0,19	2,6	0,16	1,9
NH <sub>4</sub> mg/l	<0,01	<0,01	0,64	<0,01	0,01
B mg/l	0,77	1,1	1,0	0,67	1,7
Si mg/l	4,6	4,2	5,8	5,4	7,2
Cl mg/l	990,0	1080,0	4600,0	520,0	3050,0
SO <sub>4</sub> mg/l	298,0	191,0	52,0	116,0	167,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	366,0	524,0	458,0	503,0	814,0
NO <sub>3</sub> mg/l	8,0	1,2	5,8	1,9	4,0
J mg/l	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1
Br mg/l	2,0	2,1	10,5	2,0	6,5
Al mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Cd mg/l	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr mg/l	<0,01	<0,01	<0,02	<0,01	<0,02
Cu mg/l	<0,02	<0,01	<0,02	<0,01	<0,01
Fe mg/l	0,5	2,5	5,7	0,13	0,15
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	0,28	0,32	0,9	0,22	0,75
Mn mg/l	<0,05	0,12	0,28	0,14	0,13
Mo mg/l					
Ni mg/l	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Pb mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	0,04	0,04	0,06	0,12	<0,02
Tritium TU	19,3				
Deuterium ‰	-53,3				
Sauerstoff-18 ‰	-7,76				



Probenbezeichnung	ZW31	ZW32	ZW33	ZW34	ZW35
Entnahmedatum	11.02.1993	25.02.1993	10.05.1994	10.05.1994	24.05.1994
Entnahmestelle	Minister Stein Scht. 4, Lotungsstelle	Germania Südschacht Lotungsstelle	Concordia Scht. 2, Sumpf unterh. 8. S.	Concordia Scht. 2, 6. S., Damm	Hansa Scht. 2, 3. S., Lotungsstelle
r-Wert					
h-Wert					
Tiefe m NN	-763	-351	-824,5	-461,8	-325
Temperatur (in situ) °C		18,0	36,0	18,0	22,0
pH	7,60	7,42	7,41	7,88	6,95
Redoxpotential mV					
Leitfähigkeit µS/cm	25100	2710	61800	7740	1692
Abdampfdruckstand mg/l	15770	1680	42550	4025	840
Dichte g/ml	1,0100	0,9998	1,0274	1,0027	1,0010
Zufluß l/min					
freie CO <sub>2</sub> mg/l	8	33	41	18	91
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l					24
Na mg/l	4900,0	558,0	13900,0	1400,0	256,0
K mg/l	56,0	15,0	233,0	37,0	29,0
Ca mg/l	500,0	57,0	1480,0	116,0	28,0
Mg mg/l	225,0	24,0	420,0	54,0	2,1
Sr mg/l	42,0	1,8	107,0	4,4	<0,1
Ba mg/l	19,0	0,3	155,0	0,8	<0,1
NH <sub>4</sub> mg/l	2,0	<0,01	14,0	0,12	4,3
B mg/l	1,4	1,4	2,95	0,71	0,07
Si mg/l	3,7	8,7	1,6	1,6	0,5
Cl mg/l	8700,0	308,0	24300,0	1860,0	445,0
SO <sub>4</sub> mg/l	22,0	86,0	<5	220,0	14,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	490,0	1100,0	298,0	707,0	58,0
NO <sub>3</sub> mg/l	5,2	2,3	<10	<10	<10
J mg/l	0,84	<0,1	1,5	0,16	<0,05
Br mg/l	15,3	0,93	32,0	2,8	3,0
Al mg/l	<0,1	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	<0,002	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	0,02	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,01	0,22	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	0,02	0,01	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	12,0	0,27	<0,5	2,7	<0,5
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	1,7	0,26	7,2	0,7	0,1
Mn mg/l	0,95	0,35	0,8	0,13	<0,05
Mo mg/l					
Ni mg/l	0,05	0,07	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,1	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l					
V mg/l					
Zn mg/l	14,0	0,28	0,15	<0,05	<0,05
Tritium TU		17,8			
Deuterium ‰		-50,5	-41,4	-59,1	-57,2
Sauerstoff-18 ‰		-7,58	-6,06	-7,43	-8,22

Probenbezeichnung	FD1	FD2	FD3
Entnahmedatum	13.05.1991	06.12.1991	06.04.1992
Entnahmestelle	Damm 6 Kamp-Lintfort	Bockelsberg 3 Haltern	Quellberg 2 Recklinghausen
r-Wert	2536975	2582041	2585925
h-Wert	5714401	5732202	5720780
Tiefe m NN	-572	>-75	-307
Temperatur (in situ) °C	22,5	12,0	10,2
pH	7,17	7,80	7,84
Leitfähigkeit µS/cm	72000	17300	12700
Abdampfdruckstand mg/l		11000	8850
Dichte g/ml			1,0040
freie CO <sub>2</sub> mg/l		4	3
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l		<1	
Na mg/l	19500,0	3720,0	2840,0
K mg/l	336,0	53,0	53,0
Ca mg/l	1230,0	206,0	163,0
Mg mg/l	731,0	93,0	105,0
Sr mg/l	26,0	43,0	56,0
Ba mg/l	<0,1	2,4	4,3
NH <sub>4</sub> mg/l	9,46	5,8	6,0
B mg/l	3,8		0,4
Si mg/l			0,7
Cl mg/l	32500,0	6610,0	4640,0
SO <sub>4</sub> mg/l	3500,0	62,0	54,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	122,0	186,0	140,0
NO <sub>3</sub> mg/l	7,0	4,3	<0,1
J mg/l	<0,1	<0,05	<0,1
Br mg/l	0,4	6,9	9,8
Al mg/l			<0,5
As mg/l	<0,001	<0,001	0,001
Cd mg/l	0,005	<0,001	<0,001
Cr mg/l	0,02	<0,01	<0,01
Cu mg/l	0,3	<0,01	<0,01
Fe mg/l	0,8	1,0	<0,1
Hg mg/l		<0,0005	<0,0005
Li mg/l	2,1	0,7	0,7
Mn mg/l	1,5	0,06	0,1
Mo mg/l			
Ni mg/l		0,02	<0,02
Pb mg/l	0,04	0,01	<0,01
Se mg/l			
V mg/l			
Zn mg/l	0,03	<0,01	0,05
Tritium TU			
Deuterium ‰			-45,7
Sauerstoff-18 ‰			-6,71

Probenbezeichnung	FD4	FD4a	FD4b	FD4c
Entnahmedatum	16.07.1993	18.05.1994	18.05.1994	18.05.1994
Entnahmestelle	Landwehr 1 Recklinghausen	Landwehr 1 Recklinghausen	Landwehr 1 Recklinghausen	Landwehr 1 Recklinghausen
r-Wert	2580773	2580773	2580773	2580773
h-Wert	5721607	5721607	5721607	5721607
Tiefe m NN	-285	-156	-246	-294
Temperatur (in situ) °C	12,9	17,5	18,2	18,2
pH	7,53	7,78	7,46	7,45
Leitfähigkeit µS/cm	30800	30500	35100	39100
Abdampfdruckstand mg/l	20100	19880	23100	25700
Dichte g/ml	1,0130	1,0133	1,0159	1,0162
freie CO <sub>2</sub> mg/l	9,9	23	38	39
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l				
Na mg/l	6150,0	6270,0	7510,0	7570,0
K mg/l	73,0	17,0	20,0	19,0
Ca mg/l	623,0	627,0	810,0	1210,0
Mg mg/l	208,0	227,0	237,0	378,0
Sr mg/l	111,0	93,0	118,0	157,0
Ba mg/l	66,0	57,0	71,0	110,0
NH <sub>4</sub> mg/l	10,0	13,0	14,0	17,0
B mg/l	13,0	7,44	9,16	9,04
Si mg/l	12,0	0,3	1,0	1,3
Cl mg/l	11100,0	11100,0	13100,0	14500,0
SO <sub>4</sub> mg/l	5,0	16,0	9,0	10,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	313,0	65,0	174,0	186,0
NO <sub>3</sub> mg/l	26,0	<10	<10	18,0
J mg/l	1,5	1,6	2,4	1,8
Br mg/l	24,0	23,0	27,0	33,0
Al mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	0,003	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	17,0	<0,5	6,7	11,0
Hg mg/l	<0,0005	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	2,96	0,6	0,7	0,8
Mn mg/l	0,62	1,32	0,28	0,25
Mo mg/l		<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,02	<0,05	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l				
V mg/l		<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	0,17	<0,05	<0,05	<0,05
Tritium TU	2,4			
Deuterium ‰	-41,2	-38,8		-36,6
Sauerstoff-18 ‰	-5,88	-5,87		-5,59

Probenbezeichnung	FD4d	FD4e
Entnahmedatum	24.11.1994	24.11.1994
Entnahmestelle	Landwehr 1 Recklinghausen	Landwehr 1 Recklinghausen
r-Wert	2580773	2580773
h-Wert	5721607	5721607
Tiefe m NN	-246	-294
Temperatur (in situ) °C		
pH	7,10	7,20
Leitfähigkeit µS/cm	30800	34100
Abdampfdruckstand mg/l	24000	26000
Dichte g/ml	1,0050	1,0100
freie CO <sub>2</sub> mg/l		
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l		
Na mg/l	6800,0	7400,0
K mg/l	90,0	95,0
Ca mg/l	650,0	800,0
Mg mg/l	210,0	260,0
Sr mg/l	110,0	140,0
Ba mg/l	61,0	90,1
NH <sub>4</sub> mg/l	11,0	13,0
B mg/l	9,5	9,34
Si mg/l	4,4	4,3
Cl mg/l	13100,0	14600,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<10	<10
HCO <sub>3</sub> mg/l	195,0	170,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<1,5	<1,5
J mg/l	0,178	0,056
Br mg/l	27,0	30,0
Al mg/l	<0,01	<0,01
As mg/l	<0,01	<0,01
Cd mg/l	<0,001	<0,001
Cr mg/l	<0,005	<0,005
Cu mg/l	<0,005	<0,005
Fe mg/l	5,0	8,52
Hg mg/l	<0,001	<0,001
Li mg/l	2,91	3,31
Mn mg/l	0,26	0,2
Mo mg/l	<0,01	<0,01
Ni mg/l	0,025	0,03
Pb mg/l	0,021	0,019
Se mg/l	<0,01	<0,01
V mg/l	<0,01	0,04
Zn mg/l	0,19	0,09
Tritium TU		
Deuterium ‰		
Sauerstoff-18 ‰		



Probenbezeichnung	FD5	FD5a	FD5b	FD5c
Entnahmedatum	24.09.1993	18.05.1994	18.05.1994	24.11.1994
Entnahmestelle	Landwehr 2 Recklinghausen	Landwehr 2 Recklinghausen	Landwehr 2 Recklinghausen	Landwehr 2 Recklinghausen
r-Wert	2580766	2580766	2580766	2580766
h-Wert	5721605	5721605	5721605	5721605
Tiefe m NN	-360	-246	-346	-186
Temperatur (in situ) °C	17,5	19,1	19,3	
pH	7,45	9,56	7,62	10,00
Leitfähigkeit µS/cm	27400	4240	25800	18500
Abdampfdruckstand mg/l	18100	2260	16220	12000
Dichte g/ml	1,0089	0,9989	1,0090	1,0030
freie CO <sub>2</sub> mg/l	13	<1	32	
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1			
Na mg/l	5970,0	686,0	5250,0	3800,0
K mg/l	74,0	67,0	64,0	50,0
Ca mg/l	352,0	159,0	578,0	350,0
Mg mg/l	171,0	0,61	184,0	2,3
Sr mg/l	82,0	3,8	70,0	36,0
Ba mg/l	43,7	0,3	43,0	2,8
NH <sub>4</sub> mg/l	12,0	6,8	12,0	7,1
B mg/l	9,6	0,72	10,0	2,8
Si mg/l	4,8	0,8	1,9	0,43
Cl mg/l	9970,0	1220,0	9360,0	6800,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	69,0	<5	53,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	310,0	96,0	348,0	15,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<5	<10	15,0	6,3
J mg/l	5,8	0,32	0,96	0,059
Br mg/l	20,0	1,7	21,0	15,0
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,01
As mg/l	<0,002	<0,005	<0,005	<0,01
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	0,004
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,005
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,005
Fe mg/l	8,6	<0,5	1,6	<0,01
Hg mg/l	<0,0005	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	3,8	0,1	2,4	1,43
Mn mg/l	<0,05	<0,05	0,08	<0,005
Mo mg/l	<0,05	0,35	<0,05	0,37
Ni mg/l	<0,05	0,12	<0,05	0,06
Pb mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	0,026
Se mg/l	<0,005			<0,01
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01
Zn mg/l	0,13	0,09	0,05	0,04
Tritium TU	3,7			
Deuterium ‰	-43,3	-45,2	-40,9	
Sauerstoff-18 ‰	-6,29	-6,83	-6,11	

Probenbezeichnung	FD5d	FD5e
Entnahmedatum	24.11.1994	24.11.1994
Entnahmestelle	Landwehr 2 Recklinghausen	Landwehr 2 Recklinghausen
r-Wert	2580766	2580766
h-Wert	5721605	5721605
Tiefe m NN	-246	-346
Temperatur (in situ) °C		
pH	11,20	7,60
Leitfähigkeit µS/cm	21700	22700
Abdampfdruckstand mg/l	15000	16000
Dichte g/ml	1,0040	1,0050
freie CO <sub>2</sub> mg/l		
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l		
Na mg/l	4700,0	4900,0
K mg/l	70,0	60,0
Ca mg/l	370,0	300,0
Mg mg/l	0,2	107,0
Sr mg/l	42,6	56,0
Ba mg/l	2,6	35,0
NH <sub>4</sub> mg/l	8,0	7,1
B mg/l	2,86	9,71
Si mg/l	0,47	6,2
Cl mg/l	8300,0	8800,0
SO <sub>4</sub> mg/l	52,0	<10
HCO <sub>3</sub> mg/l	16,0	390,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<1,5	<1,5
J mg/l	0,157	0,047
Br mg/l	19,0	18,0
Al mg/l	0,08	<0,01
As mg/l	<0,01	<0,01
Cd mg/l	0,002	0,001
Cr mg/l	<0,005	<0,005
Cu mg/l	<0,005	<0,005
Fe mg/l	<0,01	0,46
Hg mg/l	<0,001	<0,001
Li mg/l	1,72	1,96
Mn mg/l	<0,005	0,03
Mo mg/l	0,48	<0,01
Ni mg/l	0,06	0,05
Pb mg/l	0,021	0,021
Se mg/l	<0,01	<0,01
V mg/l	<0,01	<0,01
Zn mg/l	0,1	0,05
Tritium TU		
Deuterium ‰		
Sauerstoff-18 ‰		

Probenbezeichnung	FD6	FD6a	FD7	FD7a
Entnahmedatum	09.12.1993	18.05.1994	21.03.1994	18.05.1994
Entnahmestelle	Stuckenbusch 1 Recklinghausen	Stuckenbusch 1 Recklinghausen	Stuckenbusch 2 Recklinghausen	Stuckenbusch 2 Recklinghausen
r-Wert	2582140	2582140	2582135	2582135
h-Wert	5718689	5718689	5718690	5718690
Tiefe m NN	-78	-93	-202	-228
Temperatur (in situ) °C	11,0	16,2	11,0	18,0
pH	7,88	7,57	7,59	7,78
Leitfähigkeit µS/cm	14740	27800	16960	18400
Abdampfdruckstand mg/l	8980	18260	10260	11310
Dichte g/ml	1,0024	1,0103	1,0052	1,0081
freie CO <sub>2</sub> mg/l	6	30	12	27
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<0,1			
Na mg/l	2490,0	5350,0	3100,0	3410,0
K mg/l	52,0	77,0	49,0	48,0
Ca mg/l	417,0	826,0	365,0	503,0
Mg mg/l	115,0	292,0	108,0	155,0
Sr mg/l	38,0	95,0	40,0	48,0
Ba mg/l	8,4	29,0	9,3	16,0
NH <sub>4</sub> mg/l	5,3	9,4	4,5	6,8
B mg/l	2,48	7,72		7,68
Si mg/l	4,6	3,2	2,8	1,7
Cl mg/l	4930,0	9890,0	5700,0	6250,0
SO <sub>4</sub> mg/l	32,0	14,0	13,0	12,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	186,0	412,0	180,0	204,0
NO <sub>3</sub> mg/l	30,0	12,0	28,0	<10
J mg/l	<0,1	1,4	<0,1	0,42
Br mg/l	13,0	22,0	11,0	11,0
Al mg/l	<0,5	<0,5		<0,5
As mg/l	<0,005	0,007		<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05		<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05		<0,05
Cu mg/l	0,14	<0,05		<0,05
Fe mg/l	3,7	3,2		<0,5
Hg mg/l	<0,001	<0,001		<0,001
Li mg/l	1,0	2,4	1,6	1,9
Mn mg/l	1,4	0,06		0,28
Mo mg/l	<0,05	<0,05		<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05		<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5		<0,5
Se mg/l	0,008			
V mg/l	<0,05	<0,05		<0,05
Zn mg/l	0,3	<0,05		<0,05
Tritium TU	6,7			
Deuterium ‰	-44,4	-42,0	-48,1	-49,1
Sauerstoff-18 ‰	-6,61	-6,42	-7,36	-7,41

Probenbezeichnung	FD8	FD8a
Entnahmedatum	13.06.1994	24.11.1994
Entnahmestelle	Schacht 7 Recklinghausen	Schacht 7 Recklinghausen
r-Wert	2581040	2581040
h-Wert	5721730	5721730
Tiefe m NN	-234	-224
Temperatur (in situ) °C	17,3	
pH	6,66	3,80
Leitfähigkeit µS/cm	30700	32900
Abdampfdruckstand mg/l	19800	24000
Dichte g/ml	1,0128	1,0060
freie CO <sub>2</sub> mg/l	76	
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	31	
Na mg/l	5620,0	6700,0
K mg/l	101,0	100,0
Ca mg/l	1070,0	800,0
Mg mg/l	302,0	240,0
Sr mg/l	101,0	112,0
Ba mg/l	32,0	48,0
NH <sub>4</sub> mg/l	13,0	12,0
B mg/l	5,45	5,13
Si mg/l	1,1	0,8
Cl mg/l	11300,0	13900,0
SO <sub>4</sub> mg/l	12,0	<10
HCO <sub>3</sub> mg/l	89,0	
NO <sub>3</sub> mg/l	<10	<1,5
J mg/l	1,2	0,154
Br mg/l	24,0	31,0
Al mg/l	<0,5	<0,01
As mg/l	<0,005	<0,01
Cd mg/l	<0,05	0,001
Cr mg/l	<0,05	<0,005
Cu mg/l	<0,05	<0,005
Fe mg/l	47,0	310,0
Hg mg/l	<0,001	<0,001
Li mg/l	2,8	2,84
Mn mg/l	4,2	8,0
Mo mg/l	<0,05	<0,01
Ni mg/l	0,15	0,04
Pb mg/l	<0,5	0,023
Se mg/l		<0,01
V mg/l	<0,05	<0,01
Zn mg/l	0,13	0,54
Tritium TU		
Deuterium ‰	-40,1	
Sauerstoff-18 ‰	-6,03	



Probenbezeichnung		ST1	ST2	ST3
Entnahmedatum		16.10.1992	16.10.1992	16.10.1992
Entnahmestelle		St. Johannes Stollen Mdl. Ruhr, südwestl. Ruine Hardenstein	Vereinigungsstollen nordöstl. Ruine Hardenstein	Stollen von Ver. Friedrich Mdl. Bommer Holz
r-Wert		2590513	2590687	2591234
h-Wert		5699125	5699438	5695227
Tiefe	m NN	115	115	115
Temperatur (in situ)	°C	11,0	10,0	9,0
pH		6,68	7,01	7,04
Leitfähigkeit	µS/cm	919	891	366
Abdampfdruckstand	mg/l	650	620	220
Dichte	g/ml	0,9988	0,9987	0,9985
Zufluß	l/min	8	10	0,5
freie CO <sub>2</sub>				
aggressive CO <sub>2</sub>				
Na	mg/l	15,0	16,0	11,0
K	mg/l	7,6	7,4	4,4
Ca	mg/l	109,0	100,0	38,0
Mg	mg/l	54,0	57,0	21,0
Sr	mg/l	0,9	0,45	0,17
Ba	mg/l	<0,05	<0,05	0,05
NH <sub>4</sub>	mg/l	0,16	0,03	0,03
B	mg/l	0,09	<0,05	<0,05
Si	mg/l	10,0	11,0	9,5
Cl	mg/l	23,0	21,0	13,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	272,0	230,0	53,0
HCO <sub>3</sub>	mg/l	287,0	292,0	184,0
NO <sub>3</sub>	mg/l	0,26	0,69	0,74
J	mg/l	<0,1	<0,1	<0,1
Br	mg/l	0,5	0,6	0,6
Al	mg/l	<0,1	<0,1	<0,1
As	mg/l	<0,001	<0,001	<0,001
Cd	mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Cr	mg/l	<0,01	<0,01	<0,01
Cu	mg/l	<0,01	<0,01	<0,01
Fe	mg/l	6,0	0,4	<0,1
Hg	mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li	mg/l	<0,1	<0,1	<0,1
Mn	mg/l	1,2	0,46	0,18
Mo				
Ni	mg/l	<0,02	<0,02	<0,02
Pb	mg/l	<0,01	<0,01	<0,01
Se				
V				
Zn	mg/l	<0,01	<0,01	<0,01
Tritium	TU			
Deuterium	‰	-52,0	-52,6	-53,0
Sauerstoff-18	‰	-7,85	-7,80	-7,82

# Anhang I.3

## Analysen der Tiefenwässer des Aachener und des Erkelenzer Reviere

Probenbezeichnung	A1	A2	A3	A4	A5
Entnahmedatum	13.09.1993	13.09.1993	13.09.1993	13.09.1993	13.09.1993
Entnahmestelle	Alsdorf Grube Anna, 860 m S., 2. westl. RS, Damm 1400, Nr. 324	Alsdorf Grube Anna, Eduard-Scht., 860 m S., Damm NW80	Alsdorf Grube Anna, 860 m S., 2. westl. TT1, Damm unterh. 860 mS.	Alsdorf Grube Anna, 610 m S., Damm SO60	Alsdorf Grube Anna, (Brauchwasser- leitung 610 m S. am Eduard-Scht.)
r-Wert	2512480	2510140	2509400	2510135	2510280
h-Wert	5639500	5637925	5638960	5637880	5637675
Tiefe mNN	-732	-692	-897	-442	-197
Temperatur (in situ) °C	34,0	34,0	25,0	28,0	18,0
pH	8,26	9,25	9,28	9,29	8,46
Leitfähigkeit µS/cm	18480	8320	6660	1721	971
Abdampfdruckstand mg/l	11100	5380	3980	1080	576
Dichte g/ml	1,0053	1,0040	1,0031	0,9998	0,9989
Zufluß l/min	3500	100			500
freie CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	<1
Na mg/l	4060,0	1900,0	1500,0	413,0	89,0
K mg/l	115,0	33,0	26,0	13,0	12,0
Ca mg/l	201,0	27,0	41,0	30,0	104,0
Mg mg/l	90,0	28,0	22,0	14,0	35,0
Sr mg/l	11,0	0,7	1,2	0,4	0,9
Ba mg/l	1,7	0,1	0,64	0,08	<0,05
NH <sub>4</sub> mg/l	0,07	0,06	<0,01	<0,01	0,01
B mg/l	1,6	0,75	8,9	0,69	0,18
Si mg/l	20,0	16,0	23,0	20,0	19,0
Cl mg/l	6360,0	2010,0	1610,0	43,0	41,0
SO <sub>4</sub> mg/l	162,0	241,0	8,7	14,0	218,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	877,0	849,4	932,4	815,2	139,1
NO <sub>3</sub> mg/l	24,0	9,4	8,4	3,6	0,4
J mg/l	0,53	0,11	0,21	0,17	0,11
Br mg/l	13,0	7,5	6,7	2,9	1,3
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	0,006	<0,002	<0,002	0,006	<0,002
Cd mg/l	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr mg/l	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
Cu mg/l	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Fe mg/l	17,0	0,6	<0,1	0,5	<0,1
Hg mg/l	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Li mg/l	3,8	0,85	0,8	0,2	<0,1
Mn mg/l	1,24	0,12	0,12	0,14	<0,05
Mo mg/l	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Ni mg/l	0,05	0,03	<0,02	<0,02	<0,02
Pb mg/l	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	0,01	0,02	0,06	0,02	0,03
Tritium TU	0,5	0,6	0,7	0,7	1,0
Deuterium ‰	-49,1	-48,7	-51,2	-56,3	-51,3
Sauerstoff-18 ‰	-7,45	-7,29	-7,39	-8,30	-7,73

Probenbezeichnung	A6	E1	E2	E3	E4
Entnahmedatum	13.09.1993	25.05.1994	25.05.1994	25.05.1994	25.05.1994
Entnahmestelle	Alsdorf Grube Anna, 610 m S., Damm SW61, Westfeld Anna	Hückelhoven 4. S., 6. Abt., St.1750m	Hückelhoven 4. S., 2. RS, zw. 6. und 7. Abt., St.2380m	Hückelhoven 4. S., 2. RS, zw. 6. und 7. Abt., St.2920m	Hückelhoven 4. S., 2.RS, 7. Abt. gegen Süden
r-Wert	2510310	2515740	2517050	2517490	2518100
h-Wert	5637510	5660515	5659560	5659878	5660318
Tiefe mNN	-441	-527	-524	-524	-522
Temperatur (in situ) °C	18,0	25,5	25,0	25,0	24,0
pH	9,00	8,18	8,49	8,34	7,96
Leitfähigkeit µS/cm	1019	8650	9740	7760	5100
Abdampfdruckstand mg/l	556	4915	5580	4590	2825
Dichte g/ml	0,9991	1,0013	1,0012	1,0015	0,9997
Zufluß l/min					
freie CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1	<1	<1	11
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1	<1			
Na mg/l	204,0	1910,0	2240,0	1810,0	988,0
K mg/l	0,1	36,0	43,0	40,0	38,0
Ca mg/l	50,0	27,0	26,0	31,0	121,0
Mg mg/l	16,0	26,0	28,0	31,0	47,0
Sr mg/l	0,4	0,7	0,9	1,4	3,5
Ba mg/l	<0,05	0,5	0,6	0,8	0,7
NH <sub>4</sub> mg/l	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,11
B mg/l	0,3	1,73	1,21	2,89	2,34
Si mg/l	19,0	1,4	1,7	1,6	1,7
Cl mg/l	25,0	2380,0	2600,0	1850,0	1400,0
SO <sub>4</sub> mg/l	<5	<5	6,0	13,0	17,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	458,9	1030,0	3250,0	1660,0	496,0
NO <sub>3</sub> mg/l	1,1	<10	11,0	<10	<10
J mg/l	<0,05	0,16	0,11	0,11	0,16
Br mg/l	2,7	4,7	5,6	3,6	2,7
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,002	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	0,02	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	0,3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg mg/l	<0,0005	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	8,9	0,7	0,6	0,9	0,8
Mn mg/l	0,45	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Mo mg/l	<0,02	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,02	0,07	<0,05	0,07	0,06
Pb mg/l	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l	<0,005				
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tritium TU	0,5		0,5	2,0	0,5
Deuterium ‰	-53,9	-53,5	-46,8	-52,9	-59,1
Sauerstoff-18 ‰	-8,16	-7,85	-7,18	-7,96	-8,54



Probenbezeichnung	E5	E6	E7	E8	E9
Entnahmedatum	25.05.1994	25.05.1994	31.05.1994	31.05.1994	31.05.1994
Entnahmestelle	Hückelhoven 4. S., 4. Abt., südl. Diagonal 4703	Hückelhoven 4. S., 7. Abt., zw. 7. und 2. RS, St.530m	Hückelhoven Scht. 5, 4. S., 8. RS, 50 m vor Damm	Hückelhoven Scht. 5, 4. S., 8. RS, Diagonal 4850	Hückelhoven 4. S., 8. RS, Diagonal 4806, Fußpunkt
r-Wert	2516585	2516210	2514385	2511720	2512970
h-Wert	5661700	5662410	5666855	5666740	5666190
Tiefe mNN	-506	-517	-350	-707	-518
Temperatur (in situ) °C	22,0	24,0	24,0	31,0	21,0
pH	8,05	8,50	8,40	7,35	8,70
Leitfähigkeit µS/cm	6070	6940	4710	36200	8450
Abdampfdruckstand mg/l	3420	4035	2650	23140	4835
Dichte g/ml	1,0025	1,0029	1,0007	1,0167	1,0039
Zufluß l/min					
freie CO <sub>2</sub> mg/l	6 <1	<1		35 <1	
aggressive CO <sub>2</sub> mg/l	<1			<1	
Na mg/l	1330,0	1660,0	1020,0	7570,0	1950,0
K mg/l	36,0	41,0	21,0	24,0	32,0
Ca mg/l	38,0	22,0	16,0	474,0	23,0
Mg mg/l	29,0	30,0	10,0	290,0	24,0
Sr mg/l	1,0	0,5	0,6	14,0	0,7
Ba mg/l	0,4	0,3	0,6	104,0	2,3
NH <sub>4</sub> mg/l	<0,01	0,02	<0,01	2,6	<0,01
B mg/l	1,89	1,1	1,93	2,03	0,75
Si mg/l	1,4	1,2	1,9	1,6	1,6
Cl mg/l	1520,0	1570,0	1170,0	13200,0	2150,0
SO <sub>4</sub> mg/l	41,0	44,0	17,0	10,0	5,0
HCO <sub>3</sub> mg/l	990,0	1760,0	676,0	443,0	1470,0
NO <sub>3</sub> mg/l	<10	<10	<10	32,0	12,0
J mg/l	0,05	<0,05	0,16	1,1	0,48
Br mg/l	3,0	2,3	3,4	2,4	4,9
Al mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As mg/l	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Cd mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cr mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Cu mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Fe mg/l	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg mg/l	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Li mg/l	0,8	0,6	0,9	0,6	0,7
Mn mg/l	0,27	<0,05	<0,05	0,11	<0,05
Mo mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Ni mg/l	<0,05	<0,05	0,13	<0,05	<0,05
Pb mg/l	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Se mg/l					
V mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Zn mg/l	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Tritium TU			0,1	0,0	
Deuterium ‰	-57,0	-54,8	-43,2	-27,1	
Sauerstoff-18 ‰	-8,47	-8,20	-7,14	-4,50	

Probenbezeichnung		E10
Entnahmedatum		31.05.1994
Entnahmestelle		Hückelhoven 4. S., 3. Abt., Diagonal 4324
r-Wert		2511710
h-Wert		5665005
Tiefe	mNN	-578
Temperatur (in situ)	°C	31,0
pH		8,32
Leitfähigkeit	µS/cm	26100
Abdampfrückstand	mg/l	16020
Dichte	g/ml	1,0111
Zufluß	l/min	
freie CO <sub>2</sub>	mg/l	<1
aggressive CO <sub>2</sub>	mg/l	
Na	mg/l	5220,0
K	mg/l	21,0
Ca	mg/l	244,0
Mg	mg/l	132,0
Sr	mg/l	10,0
Ba	mg/l	15,0
NH <sub>4</sub>	mg/l	10,0
B	mg/l	1,39
Si	mg/l	1,8
Cl	mg/l	8950,0
SO <sub>4</sub>	mg/l	<5
HCO <sub>3</sub>	mg/l	625,0
NO <sub>3</sub>	mg/l	<10
J	mg/l	0,89
Br	mg/l	16,0
Al	mg/l	<0,5
As	mg/l	<0,005
Cd	mg/l	<0,05
Cr	mg/l	<0,05
Cu	mg/l	<0,05
Fe	mg/l	6,9
Hg	mg/l	<0,001
Li	mg/l	0,7
Mn	mg/l	0,08
Mo	mg/l	<0,05
Ni	mg/l	<0,05
Pb	mg/l	<0,5
Se	mg/l	
V	mg/l	<0,05
Zn	mg/l	<0,05
Tritium	TU	0,0
Deuterium	‰	-42,3
Sauerstoff-18	‰	-6,59

Probenbezeichnung		Sandstein (Oberkarbon)	Sandschiefer (Oberkarbon)	Tonmergelstein (Emscher Mergel)	Kalkstein (Oberturon)
Glühverlust, 500 °C	%	1,2	4,2	3,1	4,3
Glühverlust, 1000 °C	%	2,9	8,2	21,8	27,4
F	%	<0,02	0,04	0,05	0,06
Br	%	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
J	%	<0,001	<0,001	0,003	0,003
S	%	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
CO <sub>3</sub>	%	0,22	1,83	18,4	23,0
Si	%	37,4	30	22,5	19,4
Al	%	5,5	10,3	5,0	3,6
Fe	%	2,0	4,6	2,7	1,7
Na	%	1,1	0,7	0,5	0,4
K	%	1,8	2,6	1,6	1,2
Ca	%	0,1	0,2	23,2	40,0
Mg	%	0,4	1,0	0,8	0,6
Sr	mg/kg	79	113	1400	1500
Ba	mg/kg	210	309	472	840
B	mg/kg	34	83	(?) 6700	305
Cl	mg/kg	1190	896	696	962
SO <sub>4</sub>	mg/kg	43	258	983	909
As	mg/kg	2	6	10	6
Cd	mg/kg	<1	<1	<1	<1
Cr	mg/kg	32	97	54	37
Cu	mg/kg	7	37	15	10
Hg	mg/kg	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Li	mg/kg	16	76	30	24
Mn	mg/kg	400	624	200	191
Mo	mg/kg	<1	1	2	<1
Ni	mg/kg	15	47	27	32
Pb	mg/kg	7	19	17	12
Se	mg/kg	<1	<1	<1	<1
V	mg/kg	38	122	83	50
Zn	mg/kg	41	112	60	41



## Analysen der untersuchten Gesteine



Probenbezeichnung		Kalkstein (Mittelturon)	Sandstein (Bochumer Grünsand)	Kalkstein (Unterturon)	Sandstein (Essener Grünsand)
Glühverlust, 500 °C	%	0,4	2	1,5	4,8
Glühverlust, 1000 °C	%	39,5	12,3	28,9	9,8
F	%	0,02	0,14	0,03	0,09
Br	%	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
J	%	0,003	0,01	0,018	<0,001
S	%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CO <sub>3</sub>	%	35,4	7,0	27,7	2,71
Si	%	7,0	28,4	10,1	28,5
Al	%	1,0	2,2	3,2	2,9
Fe	%	0,6	7,3	2,0	10,5
Na	%	0,1	0,2	0,2	0,2
K	%	0,2	3,8	1,2	4,2
Ca	%	47,2	11,1	58,3	4,9
Mg	%	0,3	1,3	0,9	1,6
Sr	mg/kg	934	364	707	264
Ba	mg/kg	182	164	180	193
B	mg/kg	146	222	97	225
Cl	mg/kg	1200	698	309	665
SO <sub>4</sub>	mg/kg	456	568	988	592
As	mg/kg	<1	4	1	18
Cd	mg/kg	<1	<1	<1	<1
Cr	mg/kg	8	61	25	109
Cu	mg/kg	5	4	7	5
Hg	mg/kg	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Li	mg/kg	8	50	23	54
Mn	mg/kg	172	102	322	234
Mo	mg/kg	<1	<1	<1	<1
Ni	mg/kg	6	27	16	44
Pb	mg/kg	3	5	6	22
Se	mg/kg	<1	<1	<1	<1
V	mg/kg	11	80	41	170
Zn	mg/kg	12	52	25	60

# Anhang II

## Analysen der untersuchten Gesteine

Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46		47		48		49		50		51		52		53		54		55		56		57		58		59		60		61		62		63		64		65		66		67		68		69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81		82		83		84		85		86		87		88		89		90		91		92		93		94		95		96		97		98		99		100	
Probenbezeichnung		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		26		27		28																																																																																																																																																	

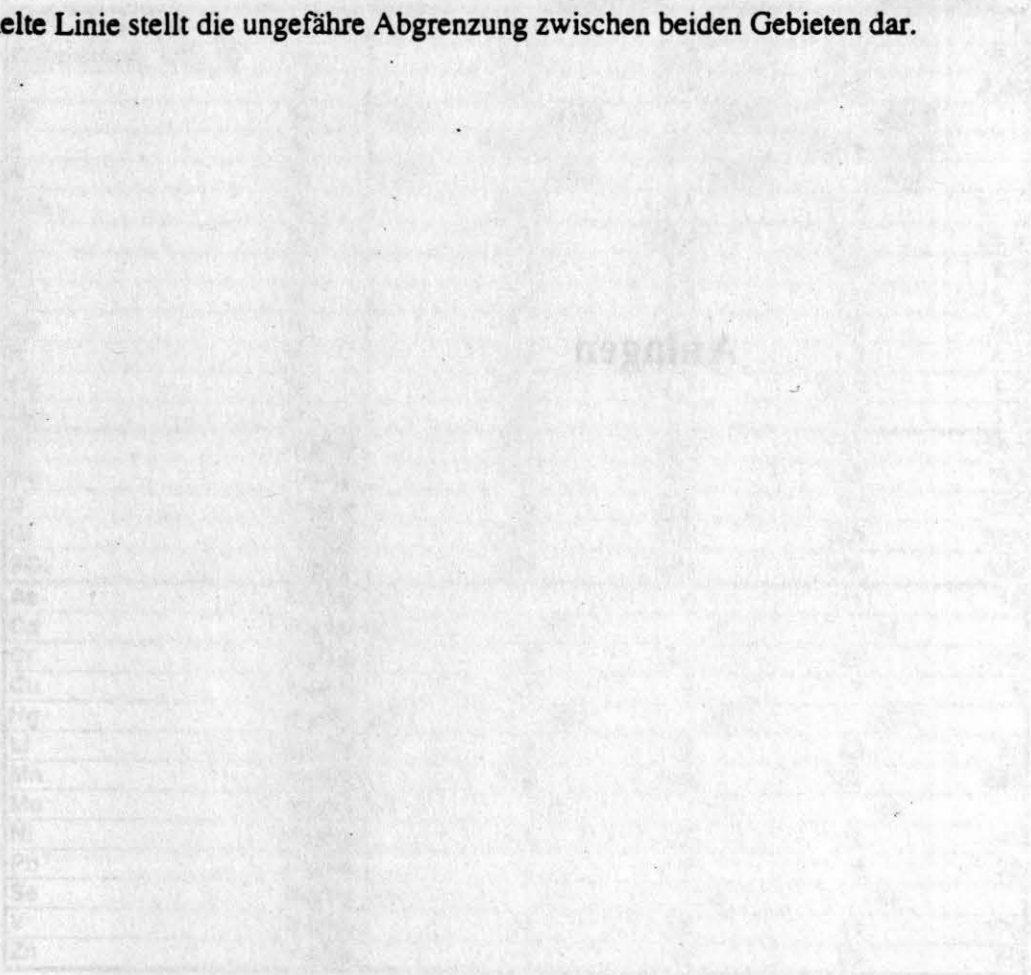
Probenbezeichnung		Sandstein (Oberkarbon)	Sandschiefer (Oberkarbon)	Tonmergelstein (Emscher Mergel)	Kalkstein (Oberturon)
Glühverlust, 500 °C	%	1,2	4,2	3,1	4,3
Glühverlust, 1000 °C	%	2,9	8,2	21,8	27,4
F	%	<0,02	0,04	0,05	0,06
Br	%	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
J	%	<0,001	<0,001	0,003	0,003
S	%	<0,01	<0,01	<0,01	0,02
CO <sub>3</sub>	%	0,22	1,83	18,4	23,0
Si	%	37,4	30	22,5	19,4
Al	%	5,5	10,3	5,0	3,6
Fe	%	2,0	4,6	2,7	1,7
Na	%	1,1	0,7	0,5	0,4
K	%	1,8	2,6	1,6	1,2
Ca	%	0,1	0,2	23,2	40,0
Mg	%	0,4	1,0	0,8	0,6
Sr	mg/kg	79	113	1400	1500
Ba	mg/kg	210	309	472	840
B	mg/kg	34	83	(?) 6700	305
Cl	mg/kg	1190	896	696	962
SO <sub>4</sub>	mg/kg	43	258	983	909
As	mg/kg	2	6	10	6
Cd	mg/kg	<1	<1	<1	<1
Cr	mg/kg	32	97	54	37
Cu	mg/kg	7	37	15	10
Hg	mg/kg	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Li	mg/kg	16	76	30	24
Mn	mg/kg	400	624	200	191
Mo	mg/kg	<1	1	2	<1
Ni	mg/kg	15	47	27	32
Pb	mg/kg	7	19	17	12
Se	mg/kg	<1	<1	<1	<1
V	mg/kg	38	122	83	50
Zn	mg/kg	41	112	60	41

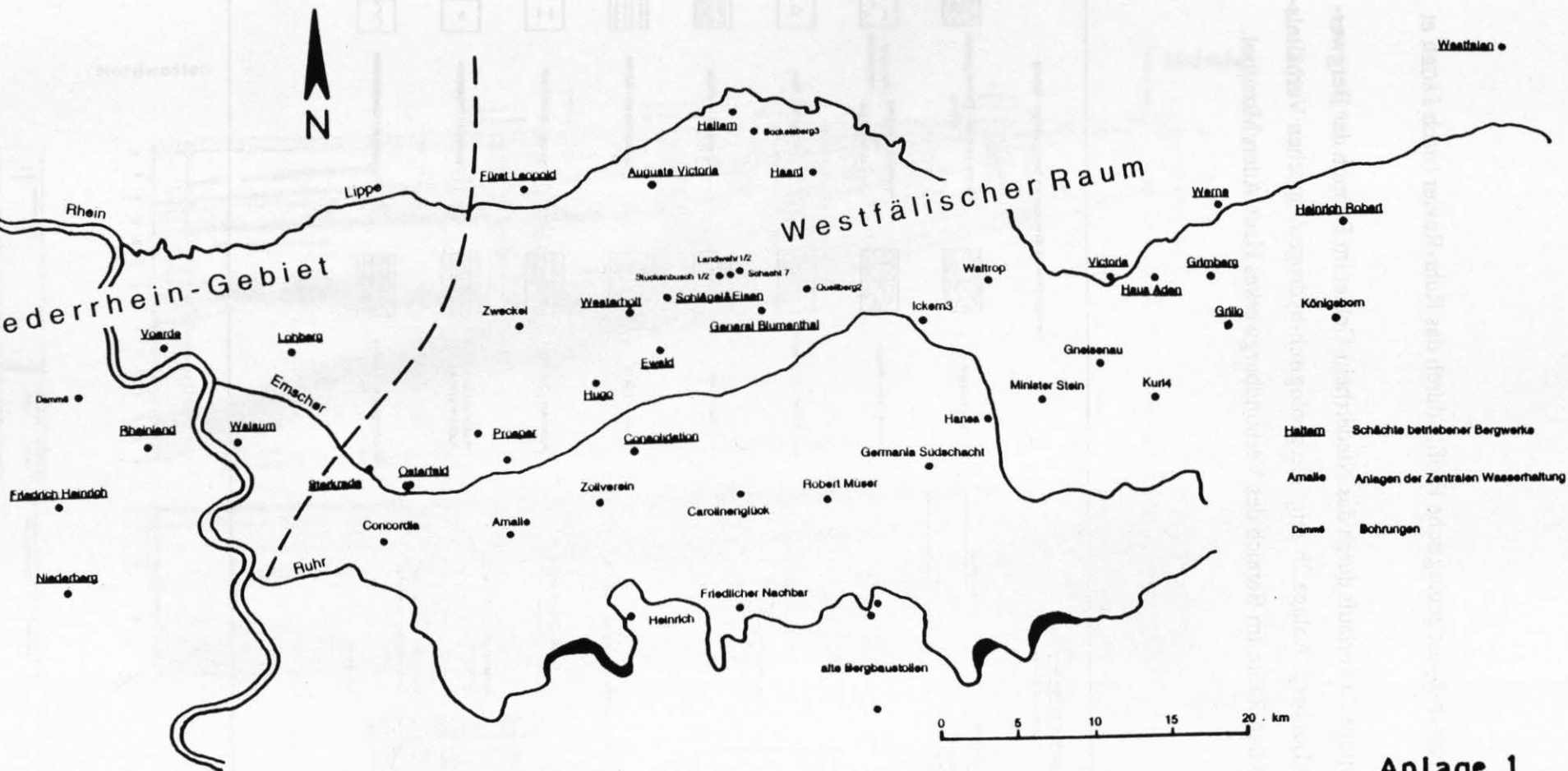
Anlage 1: ...  
...  
...

## Anlagen



**Anlage 1:** Übersichtskarte des Ruhr-Reviere mit den Probennahmelokalitäten und der Lage der beiden Teilgebiete, Niederrhein-Gebiet und Westfälischer Raum. Die gestrichelte Linie stellt die ungefähre Abgrenzung zwischen beiden Gebieten dar.

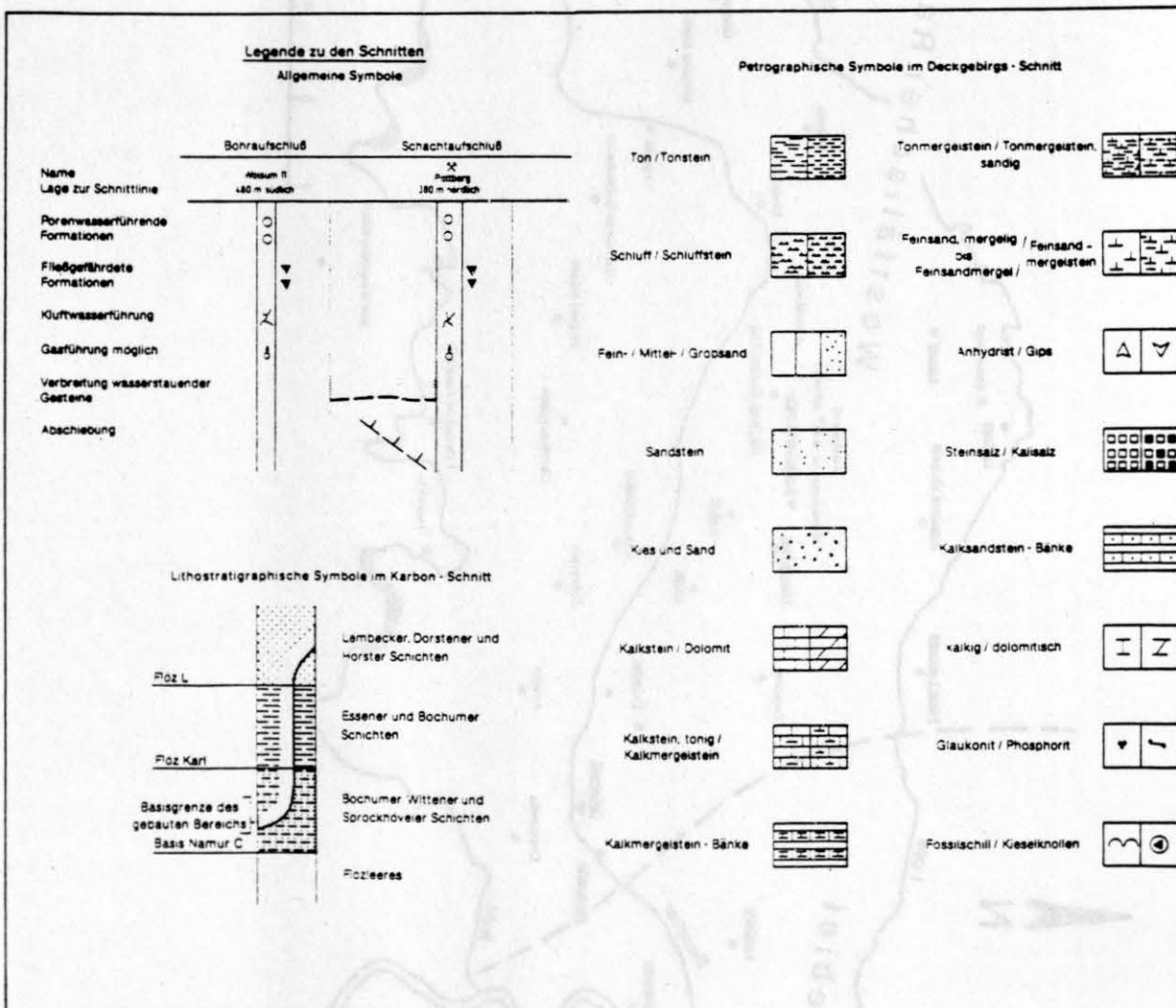




**Anlage 1**  
Wedewardt 1995

**Anlage 2:** Geologisch-hydrogeologische Profile durch das Ruhr-Revier (nach JÄGER et al. 1990).

Das Profil in Anlage 2a verläuft durch das Niederrhein-Gebiet im Bereich der Bergwerke Walsum und Lohberg. Anlage 2b zeigt die geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse im Westfälischen Raum im Bereich des Verbundbergwerkes Haus Aden/Monopol.

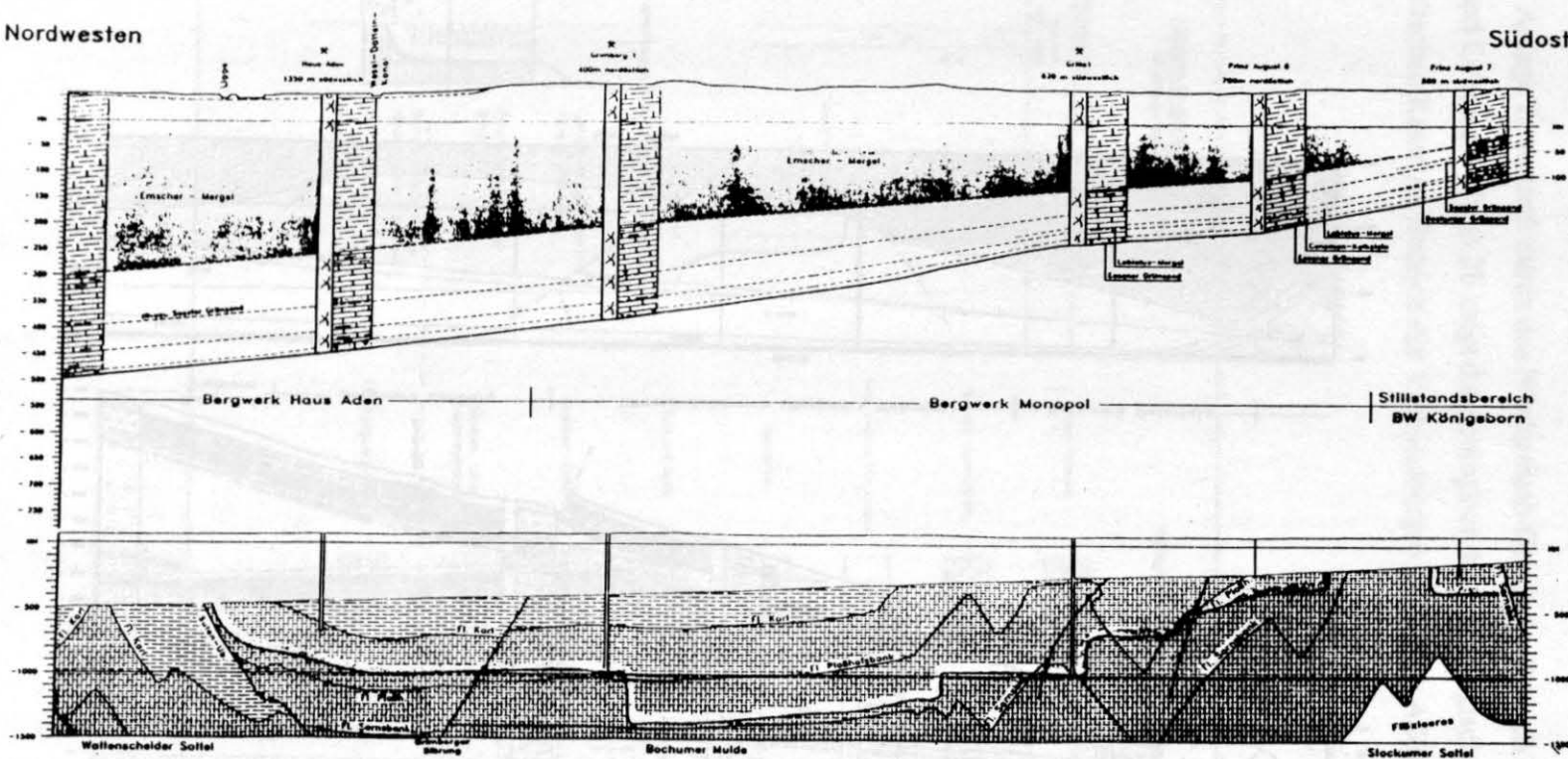






Nordwesten

Südosten



Anlage 2b

Wedewardt 1995

## Danksagung

Herrn Prof. Dr. J. Thein danke ich für die Anregung zur vorliegenden Dissertation und für die Unterstützung der Arbeit durch seine stete Diskussionsbereitschaft.

Herrn Prof. Dr. S. Hoernes möchte ich für die Übernahme des Koreferates danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. C. Sonntag, der durch hilfreiche Diskussionen und Hinweise den Fortgang der Arbeit unterstützte.

Danke auch an Herrn Prof. Dr. A. Siehl für die Unterstützung bei der Anwendung multivariat-statistischer Methoden.

Meinen Dank möchte ich auch Herrn Dipl.-Geol. W. Müller (DMT) für viele Hilfestellungen und Diskussionen sowie organisatorische Unterstützung bei der Projektentwicklung aussprechen.

Für hilfreiche und anregende Diskussionen möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. W.G. Coldewey, Herrn Prof. Dr.-Ing. G. Michel und Herrn L. Semrau bedanken.

Vielen dank auch an die Kolleginnen und Kollegen des DMT - Institutes für Wasser- und Bodenschutz - Baugrundinstitut, insbesondere Herrn P. Rüterkamp, für ihre Unterstützung.

Im Labor trugen Herr A. Althaus und Herr E. Poschlad durch gewissenhafte Analytik der "problematischen", hoch salinaren Lösungen und durch zusätzliche Informationen zur Wasserchemie zum Werdegang der Arbeit bei.

Vielen Dank meinen Kommilitonen Dr. C. Klinger, Dr. H. Holl, Dr. J. Wiegand und N. Paas für die vielseitige Unterstützung und eine gute Zusammenarbeit.

Danke auch für die Erzeugung vieler D-, <sup>18</sup>O- und T-Daten an Herrn K. Osenbrück und die Überlassung und Interpretationshilfe der He-Altersdaten.

Besonderen Dank schulde ich auch meinen Eltern und Christiane für Ermutigungen und Unterstützung nicht nur, aber besonders während der Abfassung dieser Arbeit.

Nicht zuletzt danke ich den Markscheidern und Mitarbeitern der zuständigen Markscheidereien der Ruhrkohle Bergbau AG, der Sophia-Jacoba GmbH und der Eschweiler Bergwerks-Verein AG für die Kooperationsbereitschaft bei den umfangreichen Probenahmen.

Die Arbeit wurde aus dem Technologieprogramm Bergbau des Ministers für Wirtschaft, Mittelstand und Technologie des Landes NRW und von der DMT finanziell gefördert. Dafür möchte ich mich ebenfalls bedanken.

# DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung

(Heft 1–13 unter dem Titel: DMT Publik)

1. BENNER, L. H.; COLDEWEY, W. G.; KORIES, H.; WAGNER, A.; WENZEL, H.-J.:  
Mathematische Modelle zur Simulation des Stoffaustrages aus Halden und des  
Stofftransportes im Grundwasser / IWB. 1991. 119 S., 119 Anl. 48,–
2. BENNER, L. H.; COLDEWEY, W. G.; WEBER, M.; WENZEL, H.-J.:  
Geländemethoden zur Wasserdurchlässigkeitsuntersuchung von Lockergestein unter  
besonderer Berücksichtigung von Bergematerialien / IWB. 1991. 174 Bl., 96 Bl. Anl. 48,–
3. BENNER, L. H.; COLDEWEY, W. G.; DEPPE, V.: Bestimmung der Wasser-  
durchlässigkeit geologischer Formationen im Ruhrgebiet / IWB. 1991. 103 S., 11 Anl. 38,–
4. FRANKE, H.: Zündung hybrider Gemische aus Kohlenstaub und Methan  
durch schwache Zündquellen / IRB. 1990. 82 S. 25,–
5. FABER, M.: Entwicklung automatischer Löschesysteme für Streckenvortriebe  
mit Schneidkopf-Teilschnittmaschinen / IRB. 1990. 105 S., 63 S. Anl. 48,–
6. HEESEN, W. v.; REISER, P.: Lärminderungsmaßnahmen an bergbautypischen  
Axialventilatoren; Teil II / IFT. 1990. 232 S. 48,–
7. WIEMANN, W.: Explosionsverhalten von Grubenbrandgasen bei unterschiedlichen  
Temperaturen und Sauerstoffgehalten / IRB. 1990. 75 S. 25,–
8. WAGENER, B.: Betriebsmeßanlage zur Erfassung des Gebirgsverhaltens  
und Auswertungen / ILV 1991. 57 Bl. 25,–
9. REISER, P.: Ermittlung des Standes der Lärminderungstechnik  
bei Anlagen des Steinkohlenbergbaus / IFT. 1991. 252 S., 14 Anl. 65,–
10. HÜLSMANN, K. H.; SCHMIDT-SCHLEICHER, H.; SCHORN, H.:  
Teilverfüllung von Tagesschächten mit kohäsiven Füllsäulenabschnitten.  
IWB. 1991. 198 S., 13 Bl. Beil. 48,–
11. PICKHARDT, W.: Aufbereitung von Feinstkorn / IRA. 1991. 55 S. 25,–
12. LEONHARD, J.: Untersuchung zur Zerkleinerung von Kohlen  
unter Zugabe von Mahlhilfsmitteln / IRA. 1991. 72 S., 21 Tab. Anh. 38,–
13. WILL, M.; RÄKERS, E.; KLOCKMANN, W.; RÜCKER, W.:  
Seismoakustische Überwachung gebirgsschlaggefährdeter Steinkohlenflöze.  
IAG. 1991. 99 S. 38,–
14. HINDERFELD, G.; KUNZ, E.; OPAHLE, M.; STENGEL, H.-J.:  
Die Gasführung des Ruhrkarbons in ihrer räumlichen Verteilung und Entstehung  
zur Prognose der Ausgasung / IBS. 1993. 85 S., 20 Anl. 65,–
15. PLUM, D.; VITEK, R.:  
Untersuchungsbericht über die maschinentechnische Erprobung  
der Epitensic-Höchstdruckversorgung für das mechanisch-hydraulisch  
kombinierte Lösen / IVG. 1992. 32 S., 14 Abb., 5 Tab. 25,–
16. EICHHOLZ, K.; FRITZENSMEIER, K.; KORITKE, N.; NIEMEIER, W.; PFLÄGING, K.;  
SCHÄFLER, R.: Schlußbericht über die Optimierung markscheiderischer Messungen  
über und unter Tage / ILV. 1992. 175 S., 63 Abb., 26 Tab. 48,–
17. BENNER, L. H.; COLDEWEY, W. G.; KORIES, H.; WAGNER, A.; WENZEL, H.-J.:  
Mathematische Modelle zur Simulation des Stoffaustrages aus Halden und des  
Stofftransportes im Grundwasser / IWB. 1992. 119 S., 119 Anl., 26 Tab. 65,–
18. Laden von Traktionsbatterien in schlagwettergefährdeten Bereichen.  
IPE. 1993. 75 S., 42 Taf. 38,–
19. CHILIAN, J.; HOLLMANN, F.; KLAKA, H.; LEHMANN, F.:  
Abbau schachtnaher Vorräte / ILG. 1993. 85 S., 56 Anl. 38,–
20. BURGHAMMER, P.; SCHOLL, E.-W.; WIEMANN, W.: Entwicklung und Untersuchung  
eines betrieblich anwendbaren Verfahrens zur Inertisierung explosionsfähiger Kohlen-  
stäube, insbesondere für den Übergangsbereich Streb/Strecke / IRB. 1993. 29 S. 25,–
21. OLK, Chr.: Erkundung von Altstandorten mit geowissenschaftlichen Meßmethoden,  
unter besonderer Berücksichtigung der Ingenieurgeophysik.  
IWB. 1993. 228 S., 15 Tab., 98 Abb., 23 Anh. 48,–



22. COLDEWEY, W. G.; WAGNER, Chr. L.: Erfassung und Weiterverarbeitung von Daten im Hinblick auf die Altlastensanierung / IWB. 1994. 64 S., 1 Abb., 3 Tab., 4 Anh. 38,-
23. KLINGER, Chr.: Mobilisationsverhalten von anorganischen Schadstoffen in der Umgebung von untertägigen Versatzbereichen am Beispiel von Reststoffen aus Müllverbrennungsanlagen im Steinkohlengebirge des Ruhrkarbons IWB. 1994. 170 S., 40 Tab., 78 Abb. 65,-
24. MAIKRANZ, M.: Meßwertgeber mit integrierter Verarbeitung IPE. 1994. 66 S., 18 Abb. 38,-
25. STEUDEL, J.; u. a.: Optimale Gestaltung der Betriebsabläufe in der Kohlegewinnung IPE. 1994. 109 S., 39 Abb. 38,-
26. In Vorbereitung
27. HAHNEKAMP, H. G.; RELLECKE, R.; WENGELER, F.: Schwingungsüberwachung von Maschinen zur Schadenfrüherkennung im Steinkohlenbergbau / IPE. 1994. 76 S., 5 Tab., 29 Abb. 38,-
28. In Vorbereitung
29. KORITTKKE, N.; NIEMEIER, W.; BOTERMANN, A.: Einsatz der Satellitengeodäsie bei Messungen nach § 125 Bundesberggesetz ILG. 1994. 91 S., 24 Tab., 32 Abb. 38,-
30. BRAESCH, H.-G.: Verbesserung der Sicherheit von Gurtfördererkomponenten IVG. 1994. 31 S., 103 Anlagen 38,-
31. BRAESCH, H.-G.: Prüfung hydrostatischer Antriebe bei Verwendung umweltfreundlicher Druckflüssigkeiten unter betriebsnahen Verhältnissen IVG. 1994. 23 S., 66 Anlagen 38,-
32. REIMERS, L. E.; SCHUMACHER, O.: Verbesserung der Inversionsmethoden bei der seismischen Karbonexploration ILG. 1994. 115 S., 77 Abb., 1 Tab. 38,-
33. SCHÖNAUER, S.: Sicherheitliche Untersuchungen der Beeinflussung elektrischer Betriebsmittel sowie deren Schutz- und Überwachungseinrichtungen IVG. 1994. 132 S., 71 Abb., 3 Tab. 48,-
34. REICHEL, J.: Hydraulische Antriebe unter Tage mit umweltverträglichen Druckflüssigkeiten / IVG. 1995. 66 S., 20 Abb., 3 Tab. 38,-
35. EICHHOLZ, K.: Untersuchung der Auswirkungen der Abbaugeschwindigkeit auf die Oberfläche / ILG. 1995. 90 S., 25 Abb., 10 Tab., 44 Anl. 38,-
36. SCHUNCK, B.: Analytische Bewertung von Vortriebssystemen IVG. 1995. 110, 59 S., 20 Abb., 17 Tab. 48,-
37. In Vorbereitung
38. MARX, W.-E.: Verminderung der Zündgefahren an Gewinnungs- u. Vortriebsmaschinen IVG. 1995. 69 S., 51 Anl., 45 Abb., 11 Tab. 48,-
39. WEDEWARDT M.: Hydrochemie und Genese der Tiefenwässer im Ruhr-Revier IWB. 1995. 250 S., 2 Anl., 60 Abb., 10 Tab. 48,-



Bezugsmöglichkeit:

**DMT**-Institut für Wasser- und Bodenschutz/  
Baugrundinstitut

Franz-Fischer-Weg 61  
D-45307 Essen

Schutzgebühr DM 48,-

ISSN 0941-4282