

# Planfeststellungsverfahren zur Stilllegung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben

## Verfahrensunterlage

**Titel:** Projekt ERA Morsleben  
Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen

**Autor:** Langkutsch, U., Käbel, H., Margane, A. & Schwamm, G.

**Erscheinungsjahr:** 1998

**Unterlagen-Nr.:** P 070

**Revision:** 00

**Unterlagenteil:** Teil 1 von 3



## Inhaltsverzeichnis

Verkürzte Zusammenfassung	6
1 Einführung	7
1.1 Hydrogeologische Zielstellung	7
1.2 Konzeption und Gestaltung der Untersuchungsarbeiten	7
2 Beschreibung des Standortes	12
2.1 Lage, Morphologie, Gewässernetz	12
2.2 Klima	14
2.3 Vegetation, Bodennutzung, Böden	15
3 Hydrogeologische Untersuchungen	18
3.1 Vorbemerkungen	18
3.2 Fluid-Logging (FCON: Fluid Conductivity Log)	18
3.3 CBIL (Circumferential Borehole Imaging Log)-Messungen	24
3.4 Hydraulische Tests	27
3.5 Kurzpumpversuche in Grundwassermeßstellen	30
3.6 Hydrometrische Messungen	32
3.6.1 Beobachtung der Standrohrspiegelhöhen an Grundwassermeßstellen	32
3.6.2 Direkte Messungen des Porenwasserdrucks in Grundwassermeßstellen	38
3.6.3 Beobachtungen an Oberflächengewässern	38
3.7 Radiohydrometrische Einbohrlochmessungen	40
3.8 Laboruntersuchungen	45
3.9 Elektromagnetische Messungen mittels Hubschrauber	47
3.10 Ermittlung der Grundwasserneubildung	47
4 Hydrologie des Untersuchungsgebietes	48
4.1 Wasserhaushalt	48
4.1.1 Oberflächenabfluß	48
4.1.2 Niederschlag, Verdunstung	51
4.1.3 Grundwasserneubildung	63
4.1.3.1 Problemstellung	63
4.1.3.2 Ermittlung der Grundwasserneubildung aus dem mittleren monatlichen Niedrigwasserabfluß (MoMNQ)	64
4.1.3.3 Ermittlung der Grundwasserneubildung mit dem Programm NASIM	67
4.1.3.4 Ermittlung der Grundwasserneubildung aus dem Bodenwasserhaushalt	68
4.1.3.5 Ermittlung der Grundwasserneubildung nach der Methode von BAGROV/ GLUGLA mit dem Programm GWD	71
4.1.3.6 Berechnung der Grundwasserneubildung nach dem $A_u$ -Linienverfahren	73

4.1.3.7	Berechnung der Grundwasserneubildung für das Einzugsgebiet des Wasserwerkes Helmstedt	73
4.1.3.8	Vergleichende Bewertung der Ergebnisse	75
4.1.4	Wassernutzung (Grund- und Oberflächenwasser)	77
4.1.4.1	Wasserentnahmen	77
4.1.4.2	Wassereinleitungen	84
4.1.5	Wasserbilanz	84
4.2	Beschaffenheit des Oberflächenwassers	87
4.2.1	Aufgabenstellung und Grundlagen	87
4.2.2	Ergebnisse	89
4.3	Chloridbilanz	99
4.3.1	Chloridfracht der Aller	99
4.3.2	Chloridaustrag durch Grundwasserexport	103
4.3.3	Chlorideintrag durch Niederschlag	103
4.3.4	Chlorideintrag durch Düngung	103
4.3.5	Chlorideintrag durch Streusalz	104
4.3.6	Chlorideintrag durch Abwässer	104
4.3.7	Chlorideintrag durch oberirdische Ablaugung von Salzhalden	104
4.3.8	Chlorideintrag durch Grubenwässer	106
4.3.9	Chlorideintrag durch Solquellen	108
4.3.10	Chlorideintrag durch unterirdische Ablaugung von Salzgestein (Subrosion)	108
5	Hydrogeologische Baueinheiten und hydraulische Parameter der Gesteinsschichten	110
5.1	Hydrogeologischer Bau	110
5.1.1	Strukturbaueinheiten und Gesteinsausbildung aus hydrogeologischer Sicht	110
5.1.1.1	Überblick	110
5.1.1.2	Subsalinar	115
5.1.1.3	Zechsteinsalinar und Hutgestein	116
5.1.1.4	Buntsandstein	121
5.1.1.5	Muschelkalk	123
5.1.1.6	Unterer Keuper	124
5.1.1.7	Mittlerer Keuper	124
5.1.1.7.1	Unterer Gipskeuper	125
5.1.1.7.2	Schilfsandstein	125
5.1.1.7.3	Oberer Gipskeuper	126
5.1.1.7.4	Steinmergelkeuper	127
5.1.1.8	Oberer Keuper (Rhät)	129
5.1.1.9	Versturz- und Gleitmassen aus Rhät- und Juramaterial	130
5.1.1.10	Jura	135
5.1.1.11	Obere Kreide	136
5.1.1.12	Tertiär	138
5.1.1.13	Quartär	141
5.1.2	Hydrostratigraphische Gliederung	142
5.1.2.1	Hydrostratigraphische Gliederung der Lappwaldscholle	143
5.1.2.2	Hydrostratigraphische Gliederung der Allertalzone	144
5.1.2.3	Hydrostratigraphische Gliederung der Weferlinger Triasplatte	145
5.2	Hydrogeologische und geohydraulische Charakterisierung der hydrostratigraphischen Einheiten	151
5.2.1	Beschreibung des Subsalinars	151
5.2.1.1	Gliederung und geohydraulische Kennzeichnung der Schichten	151
5.2.1.2	Beschaffenheit der subsalinen Schichtwässer	152
5.2.2	Salinar (untertägige Lösungszutritte)	158
5.2.2.1	Überblick zu den Salzlösungsvorkommen	158
5.2.2.2	Bewertung der Salzlösungsvorkommen	159
5.2.3	Hutgestein	162
5.2.3.1	Residuale Ca-Sulfatgesteine	163

5.2.3.2	Zechsteinzeitliche Schichtglieder und deren Subrosionsäquivalente	165
5.2.3.3	Salzspiegel	172
5.2.3.4	Karstbildungen	177
5.2.3.5	Modellhafte Schematisierung des Hutgesteins	181
5.2.4	Buntsandstein (s)	184
5.2.5	Muschelkalk (m)	188
5.2.6	Unterer Keuper und Unterer Gipskeuper (ku und kmGu)	189
5.2.7	Schilfsandstein (kmS)	190
5.2.8	Oberer Gipskeuper (kmGo)	192
5.2.9	Steinmergelkeuper (kmSM)	194
5.2.10	Oberer Keuper (ko), Modelleinheiten L5, L4 und L3	197
5.2.11	Jura (j), Modelleinheiten L2, L1 und A8	205
5.2.12	Obere Kreide (kro), Modelleinheiten A7, A6 und A5	210
5.2.13	Tertiär und Quartär, Modelleinheiten A4 ... A1, T1	211
5.2.14	Zusammenfassende Darstellung der Parameterzuweisung	213
6	Beschaffenheit der Grundwässer	217
6.1	Chemische Zusammensetzung der Grundwässer	217
6.1.1	Datenbasis	217
6.1.2	Grundwasseranalytik	220
6.1.3	Beschreibung der Wasserinhaltsstoffe	222
6.1.3.1	Einführung - Allgemeine Aspekte zur zeitlichen und räumlichen Variabilität	222
6.1.3.2	Hauptinhaltsstoffe	227
6.1.3.3	Nebenbestandteile und Spurenstoffe	231
6.1.4	Typisierung und Klassifizierung	239
6.1.4.1	Grundlagen	239
6.1.4.2	Lappwaldscholle	240
6.1.4.3	Bereich der SW-Randstörung	245
6.1.4.4	Allertalzone	246
6.1.4.5	Weferlinger Triasplatte	254
6.2	Salinität und Dichteverteilung in den Grund- und Porenwässern	255
6.2.1	Zielstellung und Methodik	255
6.2.2	Datengrundlagen und Meßverfahren	256
6.2.3	Ergebnisdokumentation	259
6.2.4	Regionale Kommentierung	261
6.2.4.1	Lappwaldscholle	261
6.2.4.2	Bereich der SW-Randstörung	262
6.2.4.3	Allertalzone	264
6.2.4.4	Weferlinger Triasplatte	267
6.3	Hydrochemische Bewertung	267
6.3.1	Lappwaldscholle	268
6.3.2	Bereich der SW-Randstörung	269
6.3.3	Weferlinger Triasplatte	271
6.3.4	Allertalzone	272
6.4	Zusammenfassung	275
7	Grundwasserbewegung	277
7.1	Basisdaten zur Bewegung des Grundwassers	277
7.2	Auswertung der Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen von Grundwassermeßstellen	278
7.2.1	Einführung (Aufgabenstellung, Datengrundlage, Auswertungsgrundlagen)	278
7.2.2	Verlauf und Auswertung des Basisabflusses der Aller	280
7.2.3	Hydrogeologische Auswertung der Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen	281
7.2.3.1	Zeitreihen 1974 (bzw. 1982) bis Juni 1997	281

7.2.3.2	Zeitreihen Oktober/Dezember 1992 bis Juni 1997	283
7.2.3.3	Zeitreihen Mai/November 1995 bis Juni 1997	285
7.2.3.4	Zusammenfassende Bewertung	287
7.3	Auswertung der Grundwasserströmungsmessungen	288
7.3.1	Strömungsmessungen in Porengrundwasserleitern	289
7.3.2	Strömungsmessungen in Kluftgrundwasserleitern	291
7.4	Die Bewegung des oberflächennahen Grundwassers	294
7.5	Zum Vorkommen und zur Grundwasserbewegung salzhaltigen Tiefengrundwassers	301
8	Anmerkungen zu den Modellrechnungen zur Grundwasserbewegung	304
9	Zusammenfassung	306
10	Literaturverzeichnis	309
11	Abkürzungsverzeichnis	321
12	Verzeichnis der Tabellen	325
13	Verzeichnis der Abbildungen	328
14	Verzeichnis der Anlagen	332
Gesamtseitenzahl des Berichtes (ohne Anlagen):		334
Gesamtblattzahl der Anlagen:		251
Gesamtblattzahl des Berichtes:		585

## Verkürzte Zusammenfassung

Autoren: Langkutsch, Käbel, Margane, Schwamm

Titel: Projekt ERA Morsleben. Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen

Stichworte: Endlager Morsleben, Grundwasserbewegung, Grundwasserbeschaffenheit, Hydrologie, Hydrostratigraphie, Modelleinheiten

Der Bericht liefert eine Auswertung der seit 1994 durchgeführten umfangreichen Bohr- und Testarbeiten sowie Gelände- und Laboruntersuchungen, berücksichtigt Ergebnisse früherer Erkundungen. Er übernimmt und ergänzt dabei Modellvorstellungen zur Geometrie und zu den hydraulischen Parametern der bereits in einem gesonderten Modellbericht definierten 31 hydrostratigraphischen Einheiten. Er enthält Angaben zum Wasserhaushalt der Grund- und Oberflächenwässer mit Grundwasser-Neubildungsermittlungen nach mehreren Methoden.

Die Darstellung der Beschaffenheit und Bewegung des Grundwassers konzentriert sich auf Aspekte, die zur Bewertung seines großflächigen Strömungsverhaltens am Endlagerstandort geeignet sind, wobei auch Einflüsse des Wasserwerkes Helmstedt berücksichtigt werden. Das konzipierte regionale Grundwassermodell ist Grundlage für Rechnungen zur Grundwasserbewegung und potentiellen Radionuklidenausbreitung im Deckgebirge des Endlagers.

# **1 Einführung**

Bearbeiter: U. Langkutsch

## **1.1 Hydrogeologische Zielstellung**

Das Bundesamt für Strahlenschutz (BfS) hat im Rahmen der weiteren geowissenschaftlichen Untersuchung des Endlagerstandortes Morsleben der BGR die Arbeiten zur angemessenen Erkundung und Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse im Deckgebirge über und neben der Salzstruktur in ihrer Gesamtheit übertragen (hydrogeologische Standortbeschreibung). Die Erstellung eines Sicherheitsnachweises setzt unter anderem geohydraulische Modellrechnungen voraus. Deswegen sind die maßgeblichen hydrogeologischen Strukturen, Einheiten und Eigenschaften in einem hydrogeologischen Modell so darzustellen, daß auf dieser Grundlage Berechnungen zur Simulation der Grundwasserströmung und eines potentiellen Radionuklidtransports in der Geosphäre durchgeführt werden können.

Von dieser generellen Zielstellung leiten sich geologische, hydrogeologische und hydrologische Aufgabenstellungen ab:

- Erkundung und Beschreibung des geologischen Aufbaues des Deck- und Nebengebirges
- Ableitung und Beschreibung des Aquifersystems. Bestimmung der Aquifergeometrie, der Aquiferparameter und der Grundwasserbewegung
- Ermittlung/Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit
- Ermittlung/Beschreibung der Grundwasserneubildung
- Ermittlung des Wasserhaushaltes.

Die Lage des Endlagerstandortes und Untersuchungsgebietes ist aus Abb. 1.1 sowie 5.1 ersichtlich.

## **1.2 Konzeption und Gestaltung der Untersuchungsarbeiten**

BGR und BfS stimmten auf der Basis der übertragenen Arbeiten gemeinsam ein übertägiges Untersuchungsprogramm ab.

Eine Gesamtdarstellung der geowissenschaftlichen Untersuchungsmaßnahmen im Projekt erfolgt im Bericht Geologische Standortbeschreibung (STORK, 1998). Abb. 1.2 vermittelt einen Überblick über die Schaffung der Grundlagen für die hydrogeologische Standortbeschreibung. Einen Schwerpunkt der Untersuchungen bildete das Bohr- und Testprogramm 1994/95.

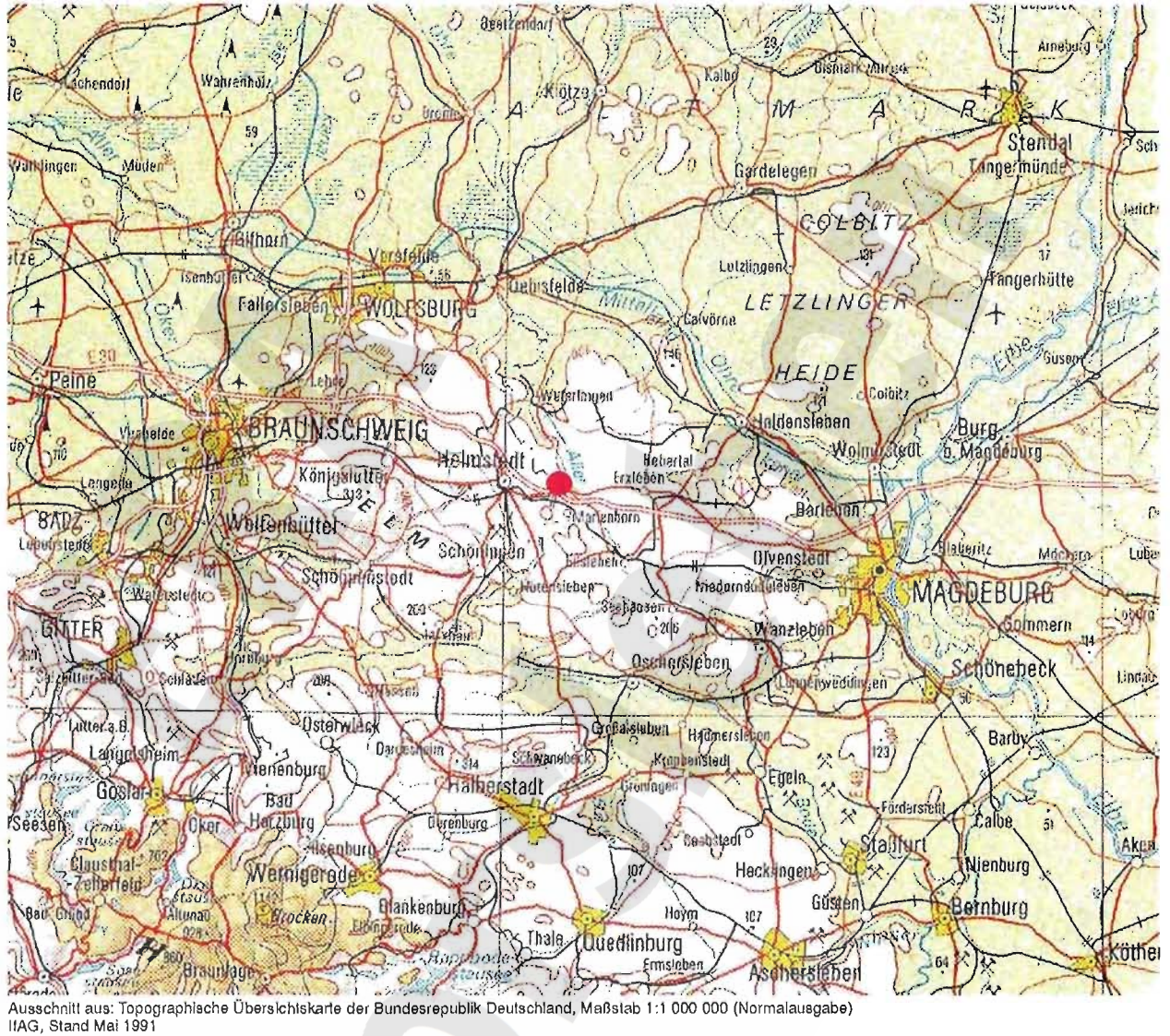


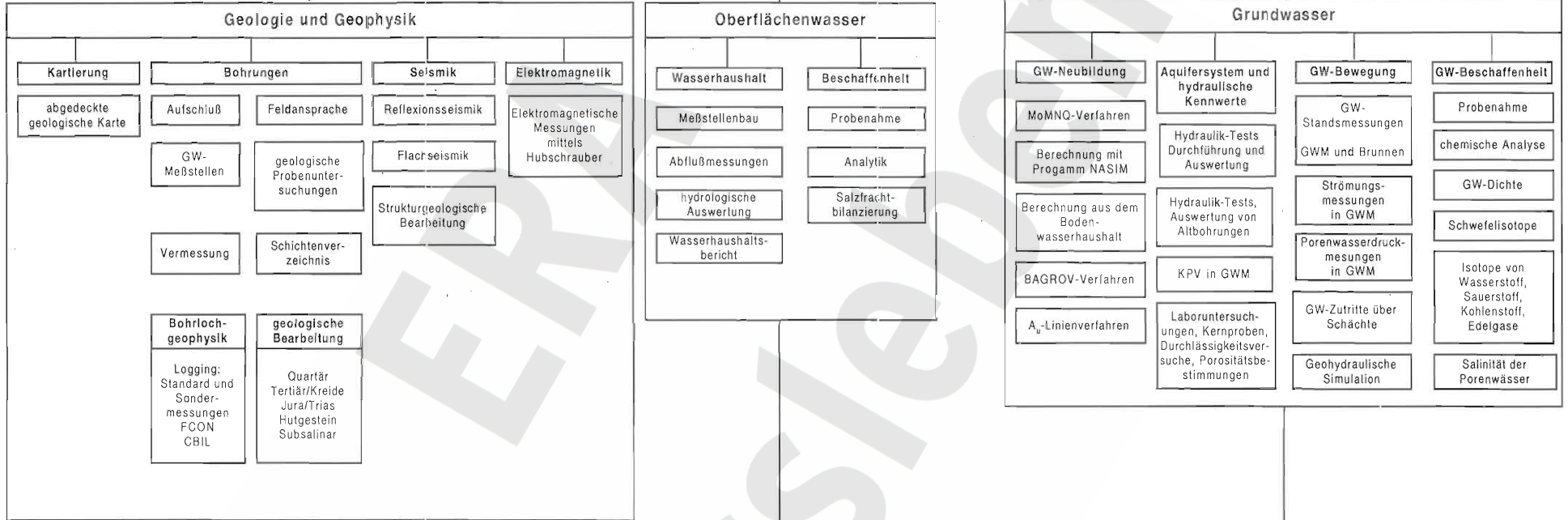
Abb. 1.1: Lage des Endlagerstandortes Morsleben

● ERAM



Abb.1.2: : Grundlagen der Hydrogeologischen Standortbeschreibung

Planung und Steuerung geowissenschaftlicher Untersuchungsmaßnahmen



Abschlußbericht Hydrogeologische Standortbeschreibung

Diese Bohrungen wurden als sogen. Stammbohrungen mit Nebenbohrungen niedergebracht. Die Stammbohrungen tragen die Zusatzbezeichnung A zur Bohrungsnummer, die Nebenbohrungen die Zusatzbezeichnungen B bzw. C, .... Nebenbohrungen wurden erforderlich, wenn am Standort mehr als nur 1 Grundwassermeßstelle (GWM) errichtet wurde. In der Regel wurde nur die Stammbohrung als tiefste Bohrung gekernt und auch nur diese bohrlochgeophysikalisch vermessen. Die hydraulischen Tests im offenen Bohrloch erfolgten i.d.R. ebenfalls in der Stammbohrung. Die Ausbaufestigungen für GWM in den Nebenbohrungen erfolgten nach den Ergebnissen der Stammbohrung.

Zusätzlich zu den genannten Bohrarbeiten wurden geophysikalische Untersuchungsarbeiten durchgeführt (Reflexionsseismik, Flachseismik, Hubschrauberelektromagnetik), die der Identifizierung des geologischen Baues bis in das weitere Umfeld des ERAM dienten. Bohraufschlüsse und seismische Untersuchungsergebnisse ergänzen sich und liefern die Grundlagen für die Beschreibung der geologischen Verhältnisse bzgl. Strukturgeologie, Lagerungsverhältnisse, Petrographie und Lithologie. Aus diesem geologischen Modell i.w.S. wurde unter Berücksichtigung geohydraulischer, hydrodynamischer, hydrologischer und hydrochemischer Ergebnisse bzw. Interpretationen das hydrogeologische Modell (HGM) abgeleitet.

Hydraulische Kennwerte wurden sowohl aus hydraulischen Bohrlochtests und aus Laboranalysen von Kernproben bestimmt als auch aus Erfahrungswerten (Literatur) abgeleitet. Einen Schwerpunkt der Untersuchungen bildete das Hutgestein.

Des Weiteren wurden Durchlässigkeitsbeiwerte aus Kurzpumpversuchen (KPV) abgeleitet. Naturgemäß erfassen diese Meßstellen bevorzugt durchlässige Gebirgsabschnitte.

Der Chemismus des Grundwassers wurde an Proben untersucht, die aus allen neu errichteten und allen bereits existierenden GWM und auch aus hydraulischen Bohrlochtests gewonnen wurden.

Isotopenhydrologische Untersuchungen an Grundwasserproben dienten der Altersdatierung sowie der genetischen Charakterisierung der Grundwässer.

Darüberhinaus wurden Porenwässer, die aus Bohrkernproben gewonnen wurden, bezüglich Edelgase (Altersdatierung) und Salinität (Salinitätsprofile) untersucht.

Grundwasserstandsbeobachtungen an allen GWM bildeten die Grundlage für die Beschreibung der Grundwasserbewegung. Ergänzend dazu wurden Grundwasserströmungsmessungen in Grundwassermeßstellen mit dem Ziel ausgeführt, Strömungsrichtung und -geschwindigkeit zu identifizieren.

Die Grundwasserneubildung wurde nach verschiedenen, voneinander unabhängigen Verfahren ermittelt.

Zur Ermittlung der Oberflächenabflüsse und des Wasserhaushaltes wurden Abflußmeßstellen eingerichtet und beobachtet.

Des Weiteren wurde die Oberflächenwasserbeschaffenheit untersucht und die Salzfrachtbilanz für das Modellgebiet ermittelt.

Die Koordinierung der verschiedenen Untersuchungsarbeiten, die von unterschiedlichen Institutionen und Firmen durchgeführt wurden, wurde vom BfS wahrgenommen. Die BGR war bei den einzelnen Aktivitäten fachlich beratend bzw. auch prüfend einbezogen. Es ist die Aufgabe der BGR, die verschiedenen Einzelergebnisse zusammenfassend zu interpretieren und eine Gesamtübersicht über die hydrogeologische Situation im Deck- und Nebengebirge zu geben.

Die hydrogeologische Bearbeitung erfolgte parallel zu den geologischen, geophysikalischen, isotonphysikalischen Auswertungen. Soweit als möglich wurde der jeweils aktuelle externe Bearbeitungsstand (02/1998) im vorliegenden Bericht berücksichtigt. Auf Zwischenergebnisse isotonphysikalischer Untersuchungen wird auszugsweise eingegangen. Die diesbezügliche zusammenfassende Ergebnisdarstellung erfolgt in einem externen Fachbericht.

Entsprechend den Koordinierungs- bzw. Terminvorgaben im Projektablauf war es erforderlich, das Hydrogeologische Modell auf der Grundlage von geologischen Zwischenergebnissen vorab (4/97) fertigzustellen (LANGKUTSCH et al., 1997). Im Zuge der Kalibrierung des Modells können verschiedene Details sinnvoll variiert werden, sofern dies zwischenzeitlich aktualisierte geologische Darstellungen und/oder hydrogeologische Interpretationen erfordern.

Andere hydrogeologische Themenstellungen - Grundwasserbeschaffenheit, Oberflächenwasserbeschaffenheit, Grundwasserneubildung, Grundwasserdynamik - wurden bisher nicht in gesonderten BGR-Fachberichten abgearbeitet. Sie werden deshalb im vorliegenden Bericht ausführlicher, als es eine zusammenfassende Darstellung erfordert, dargestellt.

## 2 Beschreibung des Standortes

Bearbeiter: A. Margane

### 2.1 Lage, Morphologie, Gewässernetz

Das Untersuchungsgebiet ERA Morsleben (Abb. 2.1) umfaßt im wesentlichen das Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck, mit einer Fläche von 58,6 km<sup>2</sup> (oberirdisches Einzugsgebiet) bzw. 58,2 km<sup>2</sup> (unterirdisches Einzugsgebiet). Es liegt überwiegend auf dem Gebiet des Bundeslandes Sachsen-Anhalt und gehört verwaltungsmäßig zu den Landkreisen Ohrekreis und Bördekreis, der westliche Teil liegt jedoch auf niedersächsischem Gebiet und gehört zum Landkreis Helmstedt. Das Gebiet wird abgedeckt durch die Meßtischblätter der TK25 Blatt 3732 Helmstedt und Blatt 3733 Erxleben. Das für Wasserhaushaltsberechnungen mit betrachtete Einzugsgebiet der Aller zwischen Walbeck und Weferlingen (erweitertes Untersuchungsgebiet) wird zusätzlich durch die nördlich angrenzenden TK25 Blatt 3632 Weferlingen sowie Blatt 3633 Calvörde erfaßt.

Hauptvorfluter dieses Gebietes ist die Aller. Ihr strömen von Westen her der Johannesgraben, auch Morslebener Graben genannt (bei Morsleben), der Salzbach (westlich Großbartensleben), der Beendorfer Graben (im Brunntal auch Mühlengraben genannt), der Röthegraben (bei Schwanefeld) und die Riole (bei Walbeck) sowie von Osten her der Hauptgraben (auch Spelke genannt) und der Graben nördlich Groß Bartensleben zu. Daneben gibt es weitere kleinere Zutritte, im wesentlichen über Gräben in der Allertalniederung.

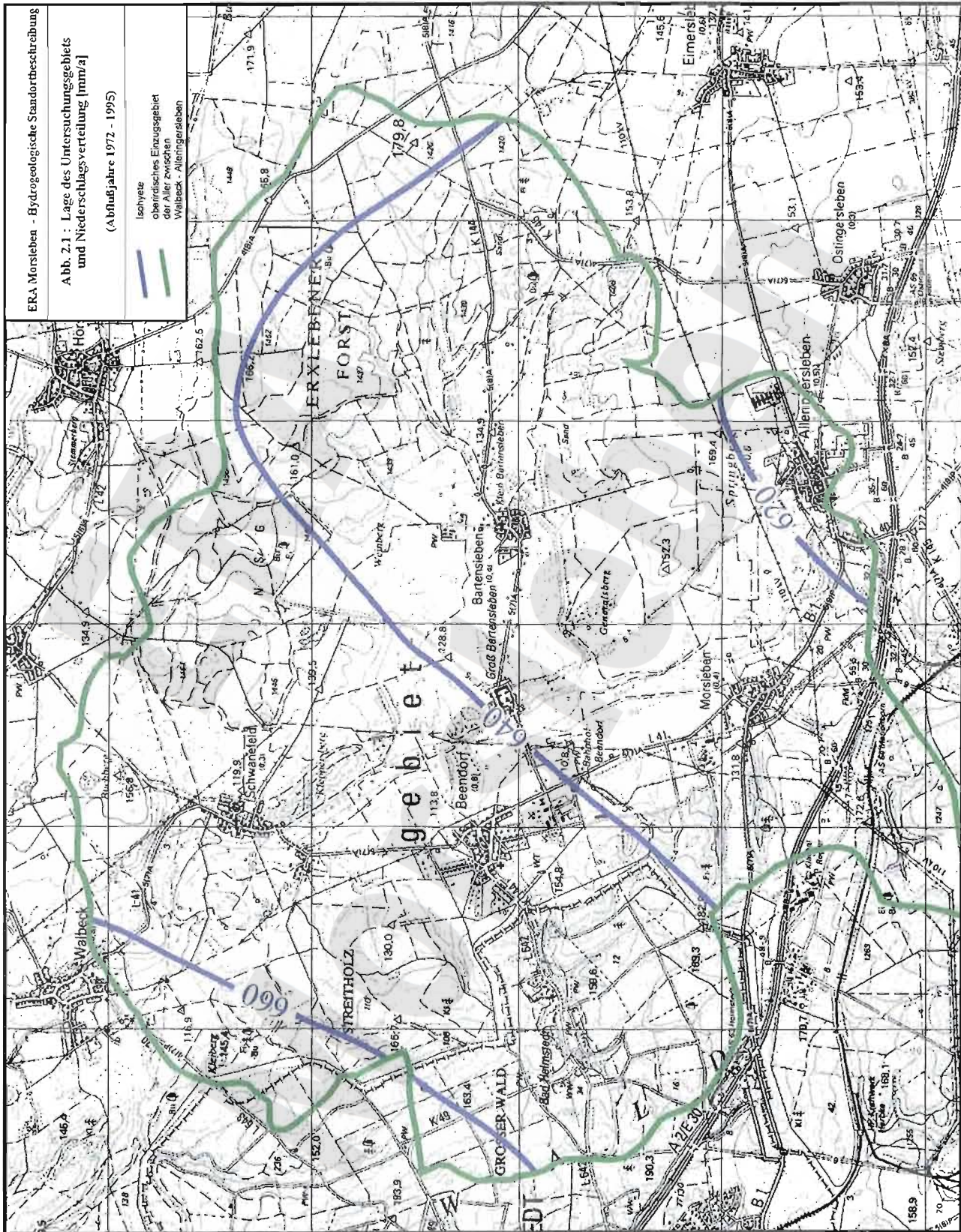
Das Gebiet läßt sich morphologisch untergliedern in die Allertalniederung, den Lappwald (westlich der Aller) und die Weferlinger Triasplatte (östlich der Aller).

Der Kamm des sich in SSE-NNW-Richtung erstreckenden Lappwaldes erreicht Höhen zwischen 168 und 208 m üNN. Die Hauptachsen der aus dem Lappwald zuströmenden Bäche verlaufen i.d.R. in WSW-ENE-Richtung. Flache Geländeneigungen von 0-2° überwiegen auf der Hochebene des Lappwaldes (etwa 25% der gesamten Fläche des Lappwaldes). Neigungen zwischen 2 und 5° (etwa 65% der Fläche des Lappwaldes) dominieren im Übergangsbereich zu den o.g. Taleinschnitten. An deren Rändern treten verstärkt Hangneigungen von 5-10° auf (etwa 10% der Fläche des Lappwaldes).

Die Allertalaue ist zwischen Alleringersleben und Morsleben nur etwa 300 bis 500 m breit und weitet sich bis Beendorf auf bis zu 1000 m. Von Beendorf bis südlich Walbeck verengt sie sich wieder auf eine Breite zwischen 300 und 500 m, um sich danach bis Weferlingen erneut auf eine Breite bis auf 1000 m zu verbreitern. Die Aller tritt in einer Höhe von 113,5 m üNN bei Alleringersleben in das Untersuchungsgebiet ein und verläßt es in einer Höhe von 94,9 m üNN bei Wal-

4442

4436



ERA, Morsleben - Hydrogeologische Standortbeschreibung

Abb. 2.1 - Lage des Untersuchungsgebiets und Niederschlagsverteilung [mm/z] (Abflußjahr 1972 - 1995)

Ischyete oberirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Walbeck - Allenrersleben

Ischyete oberirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Walbeck - Allenrersleben

5792

5792

5786

5786

4442

4436

beck. Bei einer Entfernung von ca. 9,5 Flußkilometern ergibt sich somit ein mittleres Gefälle in der Aller von etwa 0,2 %.

Die Weferlinger Triasplatte erreicht ihre höchste Erhebung mit knapp 180 m üNN im südöstlichen Teil des Erxlebener Forstes. Dieser Bereich ist überwiegend flachwellig und weist zu 90 % eine schwache Neigung von 1-3° auf. Das Relief wird bestimmt durch die relativ weiten Einschnitte im Verlauf des Spelketales. Stärkere Gefälle treten nur im Bereich der markanten Rücken des Kleppersberges (südlich Schwanefeld) und des Generalsberges (südöstlich Groß Bartensleben) auf.

Im Bereich der Weferlinger Triasplatte treten Erdfälle auf, in größerer Zahl vor allem im Bereich östlich der Orte Walbeck und Schwanefeld, die auf Subrosionsprozesse (Gipskarst im Salinarröt) im Untergrund zurückzuführen sind.

## 2.2 Klima

Eine detaillierte Charakterisierung des Niederschlages findet sich in Kapitel 4. Die Niederschlagsverteilung für die Abflußjahre 1972-1995 ist in Abb. 2.1 dargestellt. Generell nimmt die Niederschlagshöhe von SO, von weniger als 620 mm/a bei Alleringersleben, nach NW, auf etwa 660 mm/a bei Walbeck, zu. Für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck ergibt sich ein mittlerer Niederschlag von 641 mm/a, für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen (erweitertes Untersuchungsgebiet) ein mittlerer Niederschlag von 651 mm/a.

Die mittlere Jahrestemperatur (Tagesmittelwerte) im Untersuchungsgebiet beträgt 8,4°C, mit einem Maximum im Juni von 17,0°C und einem Minimum im Januar von -0,2°C (mittlere Monatswerte der Jahre 1951-80; vgl. GFE 1997). An den Stationen Braunschweig und Magdeburg dominieren Windrichtungen um Südwest und West.

### 2.3 Vegetation, Bodennutzung, Böden

In Tab. 2.1 ist die Verteilung der Landnutzung für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Schwanefeld dargestellt.

Nutzungsart.	Flächenanteil [%] nach GFE (1997)	Flächenanteil [%] Modell GWD_2.1 (Anl. 3.1)
Wald	49,6	51,2
Wiese, Grünland	8,2	46,1
Acker	38,2	
bebaute Fläche	3,3	2,7
Sonstiges	0,7	

Tabelle 2.1 : Verteilung der Landnutzung im oberirdischen Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Schwanefeld

Landwirtschaftliche Flächen (Acker, Wiese, Grünland) sind im wesentlichen begrenzt auf die Allertalniederung sowie den tiefer gelegenen Teil der Weferlinger Triasplatte zwischen Schwanefeld und Alleringersleben sowie den untersten Teil des Lappwaldes. Die höher gelegenen Bereiche der Weferlinger Triasplatte und des Kleppersberges sind überwiegend mit Laubwald (Buchen-Eichen-Mischwälder) bestanden (Erxlebener Forst). Auch die Waldbestände des Lappwaldes bestehen überwiegend aus Buchen-Eichen-Mischwäldern, es treten jedoch verstärkt Bestände von Kiefer und Fichte hinzu.

Aus Luftbildaufnahmen leitet BfG (1997a) die in Tab. 2.2 dargestellte Verteilung der Landnutzung für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen ab.

Nutzungsart	Flächenanteil [%]	
<b>Wald</b>	<b>46,3</b>	<b>(100)</b>
Laubwald	6,8	(14,7)
Mischwald	26,0	(56,2)
Nadelwald	6,9	(14,9)
Aufforstung	6,6	(14,3)
<b>Landwirtschaft</b>	<b>47,2</b>	<b>(100)</b>
Acker	37,7	(79,9)
Grünland	6,9	(14,6)
Brachland	2,6	(5,5)
<b>Siedlung</b>	<b>5,0</b>	
<b>Sonstiges</b>	<b>1,5</b>	
Sandflächen	0,6	
Gewässer	0,1	
Tagebaue	0,7	
Salzhalde	0,1	

Tabelle 2.2 : Verteilung der Landnutzung im oberirdischen Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen.

Zur Ermittlung der Grundwasserneubildung nach RENGER et al. (1990) wurde von GFE (1997) eine Karte der Bodengesellschaften erstellt (vgl. Kap. 4.1.3.4). Im Untersuchungsgebiet treten danach folgende Bodengesellschaften auf :

*Regosol/Pelosol-Bodengesellschaften* treten vor allem im Verbreitungsgebiet toniger Einheiten des Oberen Buntsandsteins am Westrand der Weferlinger Triasplatte und im Ausstrichbereich des Mittleren Keupers, westlich des Generalsberges, auf.

*Pararendzina-Bodengesellschaften* sind im Ausstrichbereich des Unteren Muschelkalks, am Westrand der Weferlinger Triasplatte (Kleppersberg, Generalsberg, Kalkberg), ausgebildet.

*Braunerde-Bodengesellschaften* sind

- als Typische Braunerden über sandigen und lehmigen Gesteinen von Keuper oder Jura, über Schmelzwassersedimenten oder tertiären Sanden im Lappwaldgebiet, am Abhang zum Allertal und auf der Weferlinger Triasplatte,
- als Pseudogley-Braunerden über lehmig-tonigen Gesteinen des Keuper und Jura (westlich und südlich Bad Helmstedt) oder über Geschiebelehmflächen (Weferlinger Triasplatte),
- als Parabraunerde-Braunerde aus Lösssand über Sand oder Sandschutt (Schmelzwassersand, Fließerde, Keuper) und
- als Fahlerde-Braunerde auf lehmunterlagertem Sandlöß im Südteil des Erxlebener Forstes sowie östlich von Beendorf entwickelt.

*Parabraunerde-Fahlerde-Bodengesellschaften* sind als Typische Parabraunerden aus lehmunterlagerten schluffig-lehmigen Sanden (Lössande) bis sandigen Lehmen (Sandlöß) bzw. als Fahlerden durch Tonverlagerung in Lössen oder aus lehmunterlagertem Löß hervorgegangen. Verbreitet sind sie an der Abdachung des Lappwaldes zum Allertal hin, zwischen Beendorf und Alleringersleben sowie auf der Weferlinger Triasplatte zwischen Klein Bartensleben und Alleringersleben.

*Podsol-Bodengesellschaften* erscheinen als Typische Podsole auf schutthaltigem Sand über verwittertem Keupersandstein auf dem Lappwald sowie als Typische Podsole und Braunerden bei Auflagerung von geringmächtigen lehmig-schluffigen Sanddecken auf sandigen Schuttböden.

*Pseudogley-Bodengesellschaften* haben sich aus Sandlöß oder Lösssand über lehmig-tonigen Substraten (Quartär, Jura, Keuper) entwickelt und sind vor allem als Typische Pseudogleye (ton- oder lehmunterlagerte Böden mit schluffig-lehmiger bis sandig-lehmiger Auflage) auf der Lappwaldscholle, im Hangbereich zum Allertal zwischen Beendorf und Schwanefeld, im Waldgebiet südwestlich von Morsleben sowie im Erxlebener Forst weitflächig verbreitet. Daneben treten Parabraunerde-Pseudogleye und Fahlerde-Pseudogleye in dieser Bodengesellschaft auf.



*Kolluvisol-Bodengesellschaften* sind als Typische Kolluvisole (Ton- oder Lehmböden über Ton bzw. schluffig-lehmige Sandböden über lehmigem Untergrund) kleinflächig in muldenförmigen Tälern bei Beendorf (umgelagerter Lösssand über Auenlehm), nördlich von Groß Bartensleben (umgelagerter Buntsandsteinton) und südöstlich von Groß Bartensleben (Fließerde) verbreitet.

*Gley-Bodengesellschaften* sind als Typische Gleye auf lehmigem Sand bis sandigem Lehm im oberen Bereich der Lappwaldbäche und dem Hauptgraben sowie auf lehmig-schluffigem Untergrund weitflächig in der westlichen Allertalaue vertreten. Fahlerde-Gleye sind dagegen im unteren Hangbereich des Lappwaldes zwischen Beendorf und Morsleben auf im unteren Teil grundwasserbeeinflussten Schlufflehm- und Lehmböden ausgebildet.

Von Kalkmudden unterlagerte *Niedermoortorfe* sind aufgrund des ständig hohen Grundwasserstandes im Bereich der Mündung des Hauptgrabens (Spelke) in die Aller, südlich Groß Bartensleben entwickelt.

### 3 Hydrogeologische Untersuchungen

Bearbeiter: U. Langkutsch

#### 3.1 Vorbemerkungen

Die bei der Endlagererkundung eingesetzten Verfahren und Methoden dienen den hydrogeologischen Zielstellungen teils mittelbar, teils unmittelbar. Zu ersteren sind z.B. die flach- und normal-seismischen Verfahren sowie die Rammkernsondierungen (RKS) und die quartärgeologischen Bohrungen zu zählen. Die allgemeinen Bohrarbeiten und die bohrlochgeophysikalischen Messungen (Logs) verfolgen übergreifende Zielstellungen. Dabei war der Einsatz eines Uranin-Tracers in den Bohrspülungen z.B. ausschließlich hydrogeologisch determiniert, um die Beeinflussung von Schichtwasser durch die Spülung erkennen und quantifiziert abschätzen zu können. Die speziellen hydrogeologischen Untersuchungen fanden meist im Zusammenhang mit dem Abteufen der Bohrungen oder nach ihrem Ausbau zu Grundwassermeßstellen statt, einige waren auf die Oberflächengewässer ausgerichtet.

Folgende hydrogeologische Untersuchungen werden kurz beschrieben:

- Fluid-Logging (Salinitätsmessungen in offenen Bohrungen),
- Akustisches Bohrlochfernsehen (CBIL),
- Hydraulische Tests in offenen Bohrungen,
- Kurzpumpversuche in GWM,
- Radiohydrometrische Messungen in GWM,
- Hydrometrische Messungen in GWM und Oberflächengewässern,
- Laboruntersuchungen für hydrogeologische Zwecke.

Die hydrogeologisch relevanten Bohrungen, Brunnen, GWM und Meßstellen an Oberflächengewässern sowie der Verlauf hydrogeologischer Schnitte sind in einer Dokumentationskarte (Anlage 1) dargestellt.

#### 3.2 Fluid-Logging (FCON: Fluid Conductivity Log)

Im Rahmen des Bohr- und Testprogramms wurden Fluid-Logging-Messungen durchgeführt. Sie dienen der Lokalisierung hydraulisch wirksamer Trennfugen (Klüfte, Schichtgrenzen) im Bohraufschluß und damit in erster Linie der Planung nachfolgender hydraulischer Tests im offenen Bohrloch. Desweiteren dienen sie der Positionierung von GWM-Filtern im Bohrloch.

Da das Deckgebirge und Nebengebirge über und in der Umgebung der Salzstruktur Morsleben überwiegend aus Festgesteinen von insgesamt geringer Matrixdurchlässigkeit besteht, sind Wasserwegsamkeiten i.a. an die Existenz wasserführender Trennfugen gebunden.

Das Fluid-Logging-Verfahren ist ein geophysikalisches Werkzeug zur Erkennung, Lokalisierung und Charakterisierung derartiger hydraulisch wirksamer Trennfugen. Mit ihm können in situ auch kleine Zuflußmengen relativ genau ( $\pm < 1$  m) lokalisiert werden.

Nachfolgend wird kurz auf Durchführung und Auswertung eingegangen.

Aufgabe des Fluid-Logging ist es, Wasserzutritte in einem Bohrloch zu identifizieren. Diese werden durch eine Absenkung des Wasserspiegels im Bohrloch induziert. Um Wasserzutritte anhand von Messungen der elektrischen Leitfähigkeit (LF) erkennen zu können, wird zunächst ein Leitfähigkeitskontrast zwischen Bohrlochflüssigkeit und Gebirgswasser durch den Austausch der Bohrspülung (meist gegen Süßwasser) hergestellt. Die Absenkung des hydrostatischen Druckes im Bohrloch erfolgt dann durch Pumpen bis einige Meter unter den Ruhewasserspiegel bei möglichst konstanter Pumprate und bei möglichst konstant einreguliertem Wasserspiegel. Die in das Bohrloch vorzugsweise auf Klüften eintretenden Formationswässer können als Leitfähigkeitsanomalien erkannt werden. Die Zutrittswässer bewegen sich im Bohrloch nach oben in Richtung der flach eingehängten Förderpumpe. Die strömungsabhängige Ausbreitung der LF-Anomalien wurde mit einer kombinierten Salinometer/Temperatursonde in mehreren Meßfahrten gemessen.

Die Deutlichkeit, mit der die einzelnen Zutritte erkannt werden können, ist vom tatsächlichen LF-Kontrast abhängig. Die Geschwindigkeiten, mit der sich LF-Anomalien im Bohrloch nach oben bewegen, verhalten sich proportional zur Zuflußrate. Das jeweilige Meßprogramm (Anzahl und zeitlicher Abstand der einzelnen Meßfahrten) muß deshalb den jeweiligen lokalen Bedingungen angepaßt werden.

Die qualitative und quantitative Auswertung der LF-Messungen liefert den Ort der Zutrittsstellen, die LF des zuzitenden Grundwassers sowie spezifische Zuflußmengen. Unter idealen Voraussetzungen ist es auch möglich, die Transmissivität einzelner Trennfugen zu berechnen.

Im Projekt Morsleben liegt der Wert der Messungen aber vor allem im Nachweis der einzelnen Zuflußstellen. Dadurch konnten hydraulische Tests zur Ermittlung der Gebirgsdurchlässigkeit zielgerichtet und in einem unter Kostengründen zu vertretenden Rahmen geplant werden.

In diesem Zusammenhang war eine Sofort-Analyse zur Lokalisierung der Zutrittsstellen von Formationswasser ins Bohrloch erforderlich. Die abschließende Analyse und Auswertung erfolgte im Nachgang und bereits unter Berücksichtigung von Erkundungsergebnissen (z.B. Leitfähigkeiten von Wasserproben aus Grundwassermeßstellen und aus hydraulischen Tests).

Zur Analyse und Auswertung wurde ein Rechenprogramm verwendet. Dieses Programm löst eine eindimensionale Transportgleichung, die Advektion und Dispersion im Bohrloch berücksichtigt. Im Programm können Zuflußstellen beliebig vorgegeben werden. Durch Variation der Zuflußraten und Kluftwasserleitfähigkeiten wird das synthetische Log (Modellkurve) iterativ bis zur optimalen Übereinstimmung mit dem gemessenen Log (Meßkurve) gebracht und auf diese Weise eine Quantifizierung von Zuflußraten und Leitfähigkeiten erzielt.

In Tab. 3.1 sind als Ergebnis der Analyse die indentifizierten Zuflüsse, aufgeschlüsselt nach Bohrungen und hydrostratigraphischen Einheiten, teufenmäßig zusammengestellt. Weitere Ausführungen dazu erfolgen unter Kap. 5.2 und 7.

Fluid-Logging-Messungen wurden in insgesamt 17 Bohrungen durchgeführt. Die Einsatzbedingungen waren aus verschiedenen Gründen eingeschränkt, so daß in einigen Bohrungen auf die Durchführung entweder ganz oder teilweise verzichtet werden mußte. Dies war der Fall, wenn aus Standsicherheitsgründen der Bohrung die Bohrspülung nicht gegen Klarwasser ausgetauscht werden konnte, tiefe Bohrlochabschnitte mit der Meßsonde nicht befahrbar waren oder/und „flache“ Bohrlochabschnitte wegen einer Verrohrung nicht untersucht werden konnten. In anderen Fällen durften bestimmte Absenkungen nicht überschritten werden, so daß Formationen mit niedrigem hydraulischen Potential ggf. nicht zum Fließen angeregt und hydraulisch wirksame Klüfte dann nicht nachweisbar waren. Außerdem haben Spülungskrusten an der Bohrlochwandung oder auch in Klüfte eingedrungenes Austauschwasser eine Kluftidentifikation in einigen Bohrungen verhindert.

Fluid-Logging-Messungen wurden i.d.R. im Anschluß an die geophysikalischen Standardmessungen durchgeführt. Der Einsatz beschränkte sich auf Bohrungen im Festgestein.

Die Fluidlogging-Profile sind - bei komplexer Beachtung der einzelnen Meßberichte, der bohrtechnischen Tagesberichte (GOLDER ASSOCIATES, 1995/96) und der Bohrlochberichte zum hydraulischen Testing (GOLDER ASSOCIATES, 1996/97b) - eine zusätzliche Informationsquelle zur Ermittlung der Grundwasser-Dichteverteilung in den Bohrprofilen (vgl. Kap. 6.2). Aus den Leitfähigkeits- und Temperatur-Logs konnten ergänzende qualitative und halbquantitative Informationen zur Salinität abgeleitet werden.

Die Berechnung von Klufttransmissivitäten war - in Kenntnis der praktischen Schwierigkeiten - von Anfang an keine gestellte Aufgabe. In der Tat erwies sich eine eindeutige und zuverlässige Ermittlung als unmöglich. Der Hauptgrund dafür besteht in der Unkenntnis der jeweiligen hydraulischen (Gebirgs-)Potentiale und damit in der Unsicherheit bei der Formulierung des korrekten Absenkungsbetrages. Die dennoch berechneten Transmissivitäten auf der Basis von Fluid-Logging stellen quasi ein Nebenprodukt dieser Messungen mit orientierendem Charakter dar.

Dp Mors	ET	FCOEN-Log von bis	j	L3	ko u. ko(GI) L4	L5	kmSM L6 / A9	kmGo L7	kmS L8	kmGu L9	cr A13	soMy,sop T1	sob T2	smSW, smSS T3	Anmerkungen/Bemerkung		
37A	272,0	28 - 245					6,4 - 214,6 30 35 46 56 68 78 88 102 128 132	214,6 - 246,6			246,6 - 272						
40B	60,0				7,0 - 60,0 42 54										1) Versturz- und Gletsedimente ko (GI) = Modellereinheit L3a. weitere Zuflüsse existent, aber nicht explizit ausgewiesen		
42A1	255,0	61,0 - 255,0									32,2 - 255,0 236						
44A	55,0	16 - 50	22,0 - 35,5 35 37 39								35,5 - 50 50						
45A	352,0	145 - 295					0,3 - 119,7	119,7 - 124,0			124,0 - 256,4 256,0				Zuluß Paläosatzpleget		
46A	250,0	38 - 230					33,5 - 190,0 39 42 46 56 64 76 93 113 126 134 143 147	190,0 - 202,5			202,5 - 247,0						
47A	270,0	10 - 220	1,4 - 218,7 115														
50A	189,0	10 - 189	76,0 - 189,0 17 22 26 29 32	4,9 - 76,0 1) 17 22 26 29 32											1) Versturz- und Gletsedimente ko(GI) = Modellereinheit L3a.		

Die Modelleinheiten sind mit ihren erbohrten Mächtigkeiten angegeben.

Tab. 3.1: Zusammenstellung der Zuflußindikationen nach FCOEN-Auswertung, aufgeschlüsselt nach hydrostratigraphischen Einheiten.  
(alle Teufenangaben in m unter GOK, Modelleinheiten siehe Abb. 5.13 bis 5.15)

Dp Mors	ET	FCON-Log von bis	J	L3	ko u. ko(GI) L4	L5	kmSM L6 / A9	kmGo L7	kmS L8	kmGu L9	cr A13	soMy,soP T1	sob T2	smSW, smSS T3	Anmerkungen/Bemerkung		
51A	271,0	19 - 263		34 38 42		1,6 - 18,7	18,7 - 133,3 41 54 63 71 86 100 111 124	133,3 - 220,3 253	220,3 - 263,7 263,7 - 271,0								
52A	735,0	62 - 320			1,8 - 39,6	39,6 - 120,3	120,3 - 282,6 170 174	282,6 - 363,6	363,6 - 409,2 409,2 - 533,9								
54A	153,0	5 - 142	0,3 - 54,4 17 20 22 28 36 45	54,4 - 153,0												artes. Potential im i. Absenkung bei Messung war zu klein, um Zuflüsse aus dem Horizont L3 anregen zu können.	
55A	450,0	63 - 435			1,0 - 23,4	23,4 - 151,8 119 132	151,8 - 292,4 244 251 265	292,4 - 382,0	382,0 - 431,2 403 406 408	431,2 - 450,0						wegen großer Spülungsverluste insbesondere im Horizont L5 wurde Spülung angebracht. Innerhalb der Verrohrung (Rohrschuh bei 62,3 m) kein FCON-Log.	
56A	174,3	35 - 170				2,7 - 138,0 99 133	138,0 - 174,3										
61A	139,0	83 - 136		0,2 - 64,8	64,8 - 114,8 93 95 97	114,8 - 138,0 120 122 124 126 127 129 130 132 134 135										wegen großer Spülungsverluste beim Bohren im Horizont L3 wurde eine Hilfsverrohrung gesetzt; oberhalb Rohrschuh (83,5 m) kein FCON-Log.	

Tab. 3.1: Zusammenstellung der Zuflußindikationen nach FCON-Auswertung, aufgeschlüsselt nach hydrostratigraphischen Einheiten.  
(alle Tiefenangaben in m unter GOK, Modelleinheiten siehe Abb. 5.13 bis 5.15)

Dp Mors	ET	FCON-Log von bis	J	L3	ko u. ko(GI) L4	L5	kmSM L6 / A9	kmGo L7	kmS L8	kmGu L9	cr A13	soMy,soP T1	sob T2	smSW, smSS T3	Anmerkungen/Bemerkung
65A	245,3	63 - 245									60,5 - 245,3 213				
72A	250,0	76 - 250									74,4 - 250,0				
94A	160,0	75 - 160										1,8 - 80,7	80,7 - 116,6	116,6 - 160,0	127 136 137 142 145 149 152 156

Tab. 3.1: Zusammenstellung der Zuflußindikationen nach FCON-Auswertung, aufgeschlüsselt nach hydrostratigraphischen Einheiten.  
(alle Teufenangaben in m unter GOK, Modelleinheiten siehe Abb. 5.13 bis 5.15)

### 3.3 CBIL (Circumferential Borehole Imaging Log)-Messungen

Im Rahmen der geophysikalischen Bohrlochmessungen Dp Mors 1994/1995 wurden in 11 Bohrungen insgesamt 2334 Bohrmeter mit CBIL-Messungen untersucht (Tab. 3.2). Diese Messungen dienten sowohl hydrogeologischen als auch strukturgeologischen Fragestellungen. Mit den CBIL-Messungen können Klüfte, Schichtgrenzen und Störungen festgestellt und in ihrer Raumlage identifiziert werden. Weiterhin kann zwischen „geschlossenen“ und „offenen“ Klüften unterschieden werden. In Morsleben erwies sich diese Differenzierung aus dem CBIL-Image jedoch als problematisch, da an der Bohrlochwand ausgebrochene bzw. ausgelöste Kluftfüllungen z.T. offene Klüfte vortäuschten. Zur Klärung des Sachverhaltes wurden deshalb im Nachgang alle im CBIL-Image „offen“ erscheinenden Klüfte am Bohrkern überprüft und ggf. korrigiert. Diese Ergebnisse der CBIL-Messungen sind in Bohrlochberichten dargestellt (VOIGT, 1996 bis 1997) und in einem zusammenfassenden Bericht ausgewertet (VOIGT, 1997). Nach dem Abgleich am Bohrkern enthalten die Kluftdaten auch die Information über die Art der jeweiligen Kluftmineralisation. Die Ergebnisse der CBIL-Messungen sind in Tab. 3.3 zusammengefaßt (Zuordnung der Klüfte zu den stratigraphischen Einheiten, Angabe der Kluftmineralisation).

Mit den CBIL-Messungen sollten die in den Hauptbohrungen nachgewiesenen klüftigen Festgesteinsbereiche an den zusätzlich abgeteufte Nebenbohrungen (i.d.R. Meißelbohrungen) wiedergefunden und als Grundwassermeßstellen ausgebaut werden. Desweiteren wurden die CBIL-Feldauswertungen für die Planung der Testhorizonte herangezogen. Zusammen mit den Fluid-Logging- und Testergebnissen dienen die CBIL-Ergebnisse der hydraulischen Charakterisierung der untersuchten Schichtenfolgen.

Neben diesen hydrogeologischen Komponenten haben die CBIL-Messungen Bedeutung für die strukturgeologische Interpretation.



	Dp Mors xx/95										
	37A	40A	43A	45A	46A	51A	52A	55A	56A	65A	72A
Jura		169,4									
Oberkeuper		9,4					104,3	53,5	49,0		
Steinmergelkeuper	178,6		99,0	72,8	153,0	114,3	162,3	138,9	4,0		
Oberer Gipskeuper	32,0		43,0	1,7	8,6	87,0	81,0	73,6			
Schilfsandstein						37,7	46,6	47,0			
Unterer Gipskeuper							9,8	9,0			
Hutgestein	0,6	20,7	30,8	81,8	9,4					180,0	168,0
Zechstein z3AN				28,9							
z3NA		12,5		1,5							

Tabelle 3.2 CBIL-Messungen: Aufschlüsselung der Meßstrecken (m) nach stratigraphischen Einheiten (Dp Mors xx/95)



### 3.4 Hydraulische Tests

Hydraulische Tests wurden in zwei Untersuchungsphasen, 1988-1990 und 1994-1995 durchgeführt.

Im Rahmen des Bohr- und Testprogramms 1994/95 wurden in 22 Bohrungen insgesamt 76 hydraulische Tests durchgeführt. Dabei wurden summarisch insgesamt rd. 2345 m Bohraufschluß getestet. Ziel der hydraulischen Tests war die Bestimmung der Permeabilität und des Formationsdruckes der verschiedenen stratigraphischen Einheiten des Deckgebirges einschließlich des Hutgesteins und - soweit aufgeschlossen - unter Einbeziehung des Salzspiegels. Bei einzelnen Tests wurden Fluidproben gewonnen. Die einzelnen Tests wurden in speziellen Bohrlochberichten (GOLDER ASSOCIATES 1996-1997b) dokumentiert. Eine Ergebnisbewertung und zusammenfassende Darstellung erfolgte durch die BGR (JUNG, 1998).

Die Auswahl der Testintervalle erfolgte i.d.R. unter Berücksichtigung der geophysikalischen Messungen, wobei die Ergebnisse von zuvor durchgeführten Fluid-Logging-Messungen herangezogen wurden. Die Testanzahl pro Testformation ist der Tab. 3.4 zu entnehmen.

Als Testverfahren wurde die in der Erdölindustrie entwickelte Drillstem-Testmethode angewendet, wobei die zu testenden Bohrlochabschnitte mittels Packer abgedichtet wurden. Vereinzelt wurden auch Slug- und Pulstest gefahren.

Zur Gewinnung von Fluidproben wurden zusätzlich auch längere Pumpphasen eingeschaltet.

Die Auswertung der Testdaten erfolgte hauptsächlich mit dem Programm INTERPRET/2 der Fa. Scientific Software. Für die Auswertung von Puls- und Slugtestphasen wurde das Programm FLOWDIM der Fa. Golder Associates verwendet. Beide Programme stellen in ihren Bereichen den derzeitigen Stand der Technik dar.

Die während der Testauswertung gewonnenen Erfahrungen und die meist durchgeführten Sensitivitätsanalysen zeigen, daß mit der verwendeten Apparatur und Methode Gebirgspermeabilitäten bis zu etwa  $10^{-18} \text{ m}^2$  ( $k_f = 10^{-11} \text{ m/s}$ ) bestimmt werden konnten. Bei hohen Permeabilitäten ergab sich eine Obergrenze der bestimmbar Permeabilität von ca.  $10^{-11} \text{ m}^2$  ( $k_f = 10^{-4} \text{ m/s}$ ).

Der Formationsdruck der Testabschnitte konnte für Permeabilitäten  $K > 10^{-15} \text{ m}^2$  im allgemeinen gut bestimmt werden. Für niedrige Permeabilitäten ist die Unsicherheit teilweise sehr groß. Zur Vergleichbarkeit der in unterschiedlichen Teufenbereichen ermittelten Formationsdrücke sind jeweils die äquivalenten Frischwasserspiegel angegeben, die unter Verwendung der Dichte  $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$  berechnet wurden. Die Angaben beziehen sich auf die Mitte des Testintervalls.

Bereits im Rahmen des Bohrprogramms 1988-1990 wurden in 11 Bohrungen insgesamt 35 hydraulische Tests ausgeführt und dabei summarisch 1252 m Bohraufschluß getestet.

26 dieser Tests waren Packertests. Davon wurden 13 mit Einsatz eines Testventils untersucht. In 25 Fällen erfolgten Zuflußtests mittels Lufthebeverfahren, die übrigen 10 ohne Lift. In 13 Fällen waren Zuflußmessungen möglich; ansonsten wurden Zuflüsse aus der Druckaufbaumessung oder aus dem Gestängeinhalt berechnet. Es wurden mechanische Tiefenmanometer mit geringer Druckauflösung verwendet. Es wurde keine Druckbeobachtungsphase (PSR) zu Beginn der Tests gefahren.

Test-Formation	Test-Anzahl	
	1994-1995	1988-1990
Hutgestein	34	11
Jura	5	2
Oberer Keuper/Rhät	6	3
Steinmergelkeuper	16	3
Oberer Gipskeuper	6	4
Schilfsandstein	5	8
Unterer Gipskeuper	1	1
Unterer Keuper	1	
Oberer Muschelkalk	1	
Mittlerer Buntsandstein	1	3
	<b>76</b>	<b>35</b>

Tabelle 3.4    Hydraulisches Testing: Test-Formation und Testanzahl der Untersuchungskampagnen Morsleben 1988-1990 und 1994-1995

Eine erste zusammenfassende Auswertung der Testdaten wurde vom Ingenieurbüro IHU-Geologie und Analytik vorgenommen (LAUTERBACH, 1992). Eine nochmalige Auswertung erfolgte im Auftrag des BfS durch KLOSKA (1998). In diesem Zusammenhang wurden die auf Metallfolien aufgezeichneten Druckverläufe digitalisiert und mittels numerischer Interpretation ausgewertet. Insbesondere wegen der unempfindlicheren Fließratenbestimmungen ist die Genauigkeit der Permeabilitätsbestimmungen geringer als bei den neueren Untersuchungsprogrammen einzuschätzen.

Die Formationsparameter der gestesteten Horizonte sind in Anlage 10 tabellarisch zusammengestellt. Für die neueren Tests gehen die Angaben auf JUNG (1998) zurück, d. h., daß Permeabili-

tätswerte kleiner als  $K = 10^{-18} \text{ m}^2$  nicht aus den Bohrlochberichten übernommen wurden, sondern durch den apparativ bzw. methodisch bedingten Grenzwert  $K < 10^{-18} \text{ m}^2$  ersetzt werden.

Die Formationsparameter der älteren Tests wurden, weil keine gesicherten Aussagen über Meßbereich und Genauigkeit vorliegen, aus KLOSKA (1997) übernommen. Die von den Permeabilitäten abgeleiteten kf-Werte wurden jedoch gerundet.

Es ist zu beachten, daß die K-Werte effektive Gebirgspermeabilitäten darstellen.

Als primäres Ergebnis wird bei den Testanalysen die Transmissibilität bestimmt und daraus - dividiert durch die Länge des Testintervalls - die Permeabilität abgeleitet. In den Fällen, wo einzelne Klüfte den Wassertransport im Testintervall dominieren, ist dies eine von der Realität stark abweichende Abstraktion. Da bei großräumigen Modellberechnungen jedoch keine Einzelklüfte modelliert werden, ist es dennoch sinnvoll, die Permeabilität in der erwähnten Weise zu ermitteln. Bei der Verwendung dieser „effektiven“ Gebirgspermeabilitäten wird der Fluidtransport mengenmäßig richtig wiedergegeben, die ermittelten Fließgeschwindigkeiten können dagegen um eine Größenordnung zu klein ausfallen.

### 3.5 Kurzpumpversuche in Grundwassermeßstellen

Die Errichtung von GWM diente dem vorrangigen Ziel, Grundwasser(-druck)spiegel in den verschiedenen hydrostratigraphischen Horizonten zu ermitteln und Grundwasserproben für Beschaffenheitsuntersuchungen (hydrochemische Analytik, Isotopenuntersuchungen) zu gewinnen; eine methodisch nachrangige Bedeutung nahm dabei die Quantifizierung hydraulischer Durchlässigkeiten der Ausbaubereiche ein. Unter o.g. Aspekten erfolgte die Positionierung der GWM-Filter, wobei auch geologische und technische Gesichtspunkte zu berücksichtigen waren. Wurden mehrere GWM an einem Bohrungsstandort errichtet, so wurde(n) die entsprechende(n) Nebenbohrung(en) als Meißelbohrung(en) abgeteuft. Um auch in diesen Nebenbohrungen, für die keine tiefenmäßig eindeutigen hydraulischen Kriterien (z.B. aus FCON-Log, hydraulischer Test) bekannt waren, einen hydraulischen Anschluß des Filters an das Gebirge (Festgestein) zu gewährleisten, wurden für den Ausbau z.T. längere Filterstrecken vorgesehen.

Nach dem Klarpumpen zur Reinigung und zur Herstellung der Funktionstüchtigkeit wurden sogen. Kurzpumpversuche (KPV) durchgeführt, i.d.R. mit UWM-Pumpen.

Zur Beurteilung der Grundwasserrepräsentanz wurde dabei die Beschaffenheitsentwicklung des geförderten Wassers beobachtet (pH-Wert, Leitfähigkeit, Temperatur) und bis zu einem Abbruchkriterium, das durch die Tracerrestkonzentration des Grundwassers definiert wurde ( $\leq 2\%$  der Tracerausgangskonzentration der verwendeten Bohrspülung), gefördert und die Probenahme durchgeführt.

Gleichzeitig wurden die Absenkungs- und Wiederanstiegsentwicklung sowie die Förderrate gemessen und digital registriert. Die gewonnenen Testdaten wurden durch Golder Assoc. mit dem Programm Interpret/2 analysiert.

Die maximale Dauer der Pumpversuche war immer hydrochemisch in Bezug auf die Beschaffenheitskriterien begründet. In einigen Fällen wurden die GWM auch in mehreren Etappen abgepumpt. Die hydraulische Datenakquisition erfolgte dann nur für einen Teilabschnitt.

Das Programm Interpret/2 liefert als Basisergebnis die Formationstransmissivität (mDm). Unter der Annahme horizontaler zylindrischer Fließbedingungen wurde daraus die Formationspermeabilität (mD) abgeleitet, wobei als hydraulisch wirksame Intervalllänge die Strecke der Kiesschüttung (Filterrohrlänge plus Über- und Unterschüttung) verwendet wurde. Die Annahme einer horizontalen-zylindrischen Anströmung stellt jedoch eine häufig unzulässige hydraulische Schematisierung dar und betrifft sowohl das Festgestein, wenn einzelne Klüfte getestet wurden, als auch das Lockergestein, wenn mächtige Sandpakete untersucht wurden. Bei der Verwendung der hydraulischen Kennwerte aus KPV für die Parametrisierung des hydrogeologischen Modells wurden diese Ein-

schränkungen beachtet. Die Parametrisierung stützt sich ohnehin hauptsächlich auf die Testergebnisse im offenen Bohrloch.

Für den GWM-Ausbau im Festgestein wurden nach den jeweils verfügbaren Befunden (geologischer Befund oder/und FCON-Log, CBIL-Log, hydraulischer Test) möglichst höherpermeable Bereiche bekannter oder vermuteter Kluftezonen verfiltert, in den Nebenbohrungen ggf. auch ohne eigene definitive hydraulische Indizien aber unter Bezug auf die Hauptbohrung. Im Lockergesteinsbereich wurde allein nach geologischem Befund unter Bevorzugung der relativ am besten durchlässigen Horizonte verfiltert.

Somit charakterisieren die ermittelten KPV-Durchlässigkeiten im Festgestein die Kluftdurchlässigkeit einer oder mehrerer Kluftezonen und im Lockergestein i.d.R. Horizonte bevorzugter Permeabilität. Im Rahmen der Parametrisierung der hydrogeologischen Modelleinheiten wurden die ermittelten Permeabilitäten als zusätzliche Informationen genutzt.

Insgesamt wurden 66 Kurzpumpversuche durchgeführt und zusätzlich hydraulisch ausgewertet. Die hydrochemische Auswertung zeigte, daß die Repräsentativität der Grundwasserproben nicht in allen Fällen durch die Erstbeprobung am Ende der KPV sichergestellt war, sondern erst durch Wiederholungsbeprobungen erreicht werden konnte (vgl. Kap. 6.1.1).

Die technischen Ausbaudaten der GWM Dp Mors 1994/95 sowie die hydrochemischen und hydraulischen Daten und Auswertungen, die im Zusammenhang mit Klarpumpen und Kurzpumpversuchen erzielt wurden, sind in speziellen Abschlußberichten für jede Bohrlokation dargestellt (GOLDER ASSOC., 1996/97a).

In Tab. 3.5 sind die hydraulischen Kennwerte (kf-Werte) zusammen mit den Angaben zur Stratigraphie und Petrographie des Filterbereiches zusammengestellt.

### 3.6 Hydrometrische Messungen

#### 3.6.1 Beobachtung der Standrohrspiegelhöhen an Grundwassermeßstellen

Die im Rahmen der Untersuchungen zur Standorterkundung des ERA Morsleben erforderlichen Messungen der Grundwasserspiegelhöhen an den Grundwassermeßstellen (GWM) erfolgte im wesentlichen durch die DBE (vgl. Jahresberichte der DBE; DBE 1996a, DBE 1996b, DBE 1996c). Das Untersuchungsgebiet umfaßte insgesamt 127 Grundwassermeßstellen. Ihre Lage ist in Anl. 1 und 8 dargestellt.

Das Beobachtungsprogramm enthielt folgende Grundwassermeßstellen :

- 15 GWM und 8 Brunnen der Stadtwerke Helmstedt (Meßstellenreihe Hy Hmt; die Messungen erfolgen als monatliche Lichtlot-Messungen durch die Stadtwerke Helmstedt und wurden durch die DBE übernommen),
- 4 stillgelegte Brunnen der Trinkwasserversorgung GmbH Magdeburg (TWM; ehemals MAWAG); die Brunnen wurden 12/96 durch TWM gezogen. Bis dahin erfolgten die Messungen als monatliche Messungen durch die DBE.
- 3 GWM des Meßstellennetzes „Salzhalde Marie“ (Meßstellenreihe Hy Beo; die Messungen erfolgen als monatliche Lichtlot-Messungen durch die DBE),
- 3 GWM (Hausbrunnen) des Staatlichen Amtes für Umwelt (StAU), Magdeburg (GWM des StAU; die Messungen erfolgen als monatliche Lichtlot-Messungen durch das StAU und werden an die DBE übermittelt),
- GWM des Meßstellennetzes ERAM (Meßstellenreihen Dp Mors (79 Meßstellen) und Hy Mors (15 Meßstellen)). Diese GWM wurden schrittweise nach Fertigstellung der Bohrungen des Bohrprogramms 1994/95 (Dp Mors 33 bis 94) bzw. Sanierung der Bohrungen aus den Bohrprogrammen 1983-85 und 1989-90 (Dp Mors 1 bis 32, Hy Mors 1 bis 17) in das Beobachtungsprogramm aufgenommen. Diese Messungen erfolgten i.d.R. als monatliche Lichtlot-Messungen durch die DBE.

Die Lage der GWM sowie die Meßwerte sind in den Jahresberichten der DBE dargestellt (DBE 1996a, DBE 1996b, DBE 1996c).

Die Länge der Meßreihen ist sehr unterschiedlich :

- Für die GWM der Meßstellenreihe Hy Hmt liegen Messungen seit Anfang der 70er bzw. Anfang der 80er Jahre vor. Die Beobachtungen werden fortgeführt.



- Die Standrohrspiegelhöhen der GWM der Meßstellenreihe Hy Beo werden seit Ende 1992 bzw. Anfang 1993 gemessen.
- Die Beobachtung der GWM des StAU erfolgt seit Ende der 50er bzw. Anfang der 60er Jahre.
- Die vor 1992 fertiggestellten GWM der Meßstellenreihen Dp Mors und Hy Mors werden frühestens seit Ende 1992 beobachtet.
- Die im Rahmen des neuen Bohrprogramms erstellten GWM der Meßstellenreihe Dp Mors wurden zwischen Mai und November 1995 in das Beobachtungsprogramm aufgenommen.

In diesem Bericht werden die Grundwasserspiegelhöhenmessungen bis Juni 1997 berücksichtigt. Meßstellen, an denen bereits vor Jahren die Beobachtung eingestellt wurde, sind nicht berücksichtigt. Diesbezüglich sei auf die Darstellungen in den Jahresberichten der DBE verwiesen. Der Beobachtungszeitraum der einzelnen GWM ist in Tab. 3.6 wiedergegeben.

Von allen o.g. 127 GWM wurden Grundwasserganglinien erstellt und in LANGKUTSCH et al. (1997) dargestellt.

Teil des hydrogeologischen Untersuchungsprogrammes war die Auswertung hydrometrischer Daten, insbesondere die Auswertung der Zeitreihen gemessener Grundwasserspiegelhöhen der Grundwassermeßstellen (MEYER, 1998). In diesem Zusammenhang wurden 71 ausgewählte Grundwassermeßstellen untersucht. Die Ergebnisse werden in Kap. 7.2 wiedergegeben.

Für die Grundwassermeßstellen sind die Filterstrecken, deren Stratigraphie und Petrographie sowie die hydraulischen Kennwerte aus Kurzpumpversuchen in Tab. 3.5 zusammengestellt. Der jeweilige Beobachtungszeitraum ergibt sich aus Tab. 3.6.

Tab. 3.5 Bl. 1 Grundwassermeßstellen: Filterstrecken, Stratigraphie, Petrographie und Hydraulische Kennwerte (kf) aus Kurzpumpversuchen

Name der GWM	von (u.GOK)	bis (u.GOK)	Stratigraphie	Petrographie	kf-Wert (KPV)
Dp Mors 33A/95	19,40	23,40	jm	fS	3.6E-06
Dp Mors 34A/95	32,4	44,4	ju-ko	^fs	4.7E-07
Dp Mors 35A/95	65,60	75,60	ko(1)	^s	1.1E-04
Dp Mors 36A/95	53,60	57,60	krWa	mS,fS	5.9E-04
Dp Mors 36B/95	8,5	10,5	q	fS-IfS	5.9E-05
Dp Mors 37A/95	76,60	79,60	kmSM	^u,^md	4.1E-07
Dp Mors 37B/95	29,30	36,30	kmSM	^t	1.4E-06
Dp Mors 38A/94	181,50	186,50	krALo	fS,u	1.8E-08
Dp Mors 38B/95	112,70	117,70	krALo	fS	5.8E-05
Dp Mors 38C/95	42,40	47,40	krWa	mS	5.3E-04
Dp Mors 38D/95	11,40	13,40	q	fS-gS	1.6E-05
Dp Mors 40B1/95	52,80	63,80	ko(1)8-(2b)	^fs	3.3E-07
Dp Mors 40C/95	37,30	42,30	ko(2b)	^fs	1.0E-06
Dp Mors 42A1/95	42,60	46,60	Cr	"y"	1.3E-04
Dp Mors 42B/95	4,4	6,4	q	mS-gS	2.1E-04
Dp Mors 43A/95	86,30	96,30	kmSM,TZ	^t,^u	8.8E-08
Dp Mors 43B/95	28,40	30,40	q	mS-gS	1.8E-04
Dp Mors 44A1/94	40,50	45,50	j+cr	^t	7.0E-05
Dp Mors 44B/94	8,20	10,20	q	fS-gS	8.7E-06
Dp Mors 45B/95	52,60	62,60	kmSM	^t	5.9E-07
Dp Mors 46A/95	73,50	78,50	kmSM	^u	2.9E-07
Dp Mors 47A/95	112,8	117,8	ju	^t	5.7E-11
Dp Mors 48A/95	38,70	42,70	ko(1)7	^fs	2.7E-04
Dp Mors 49A/95	102,40	107,40	krALo	fS,mS	2.8E-06
Dp Mors 49B/95	68,60	72,60	q	fS	1.0E-04
Dp Mors 50B/95	15,30	20,30	ko(2,3)	T,^fs	1.3E-07
Dp Mors 51A/95	233,20	237,20	kmS	^u,^fs	3.6E-09
Dp Mors 51A/95	247,30	256,30	kmS	^u,^fs	3.6E-09
Dp Mors 51A/95	222,30	226,30	kmS	^u,^fs	3.6E-09
Dp Mors 51B/95	109,60	124,60	kmSM	^t	2.6E-06
Dp Mors 51C/95	48,60	63,60	kmSM	^t	2.6E-06
Dp Mors 52A/95	114,60	124,60	ko(1)-kmSM	^t	5.2E-07
Dp Mors 53A/94	51,30	56,30	ko(3c)	^u	7.1E-05
Dp Mors 54A/95	128,70	133,70	ko(2b)	^fs	4.7E-06
Dp Mors 54B/95	50,40	55,40	juhe-ko(3)	^fs	1.4E-06
Dp Mors 54C/95	17,70	21,70	juhel	^t	1.6E-06
Dp Mors 55A/95	401,70	411,70	kmS	^ms,^u	7.5E-08
Dp Mors 55B/95	110,70	120,70	ko(1)2-3	^t	4.9E-07
Dp Mors 55C/95	49,50	59,50	ko(1)8	^fs,^md	2.9E-05
Dp Mors 56A/94	95,30	100,30	ko(1)2-3	^t	1.4E-06
Dp Mors 56B/95	31,30	36,30	ko(1)8	^t	4.2E-07
Dp Mors 57A/95	34,50	39,50	ko(2b)	^fs	5.0E-05
Dp Mors 59A/94	24,30	29,30	jm	fS	6.2E-06
Dp Mors 60A/95	102,50	109,50	ko(1)6-7	^fs	1.0E-03
Dp Mors 60B/95	70,60	75,60	ko(1)8	^mk	2.6E-04
Dp Mors 61A/95	132,20	137,20	ko(1)5	^fs	7.1E-05
Dp Mors 61B/95	90,50	95,50	ko(1)8	^md	6.9E-05
Dp Mors 61C/95	47,40	52,40	ko(2b)	wl,^t,^fs	2.7E-05
Dp Mors 62A1/94	25,30	30,30	krWa	fS	1.8E-04
Dp Mors 63A/95	6,40	8,40	t	fS	3.9E-05
Dp Mors 64A/95	82,80	92,80	ko(3a-b)	^u,^fs	7.4E-08
Dp Mors 65A/95	9,20	12,20	krALo	fS	4,0E-06
Dp Mors 66A/95	16,40	18,40	krWa	mS	2.3E-03
Dp Mors 67A/95	63,60	67,60	krALo	fS	4,5E-06
Dp Mors 67B/95	12,30	14,30	q	fS-mS	9,6E-05
Dp Mors 68A/95	59,50	63,50	krALo	U	3,5E-07
Dp Mors 68B/95	4,4	6,4	q	mS	4,6E-05
Dp Mors 69A/95	84,50	89,50	krALo	fS	4,0E-06
Dp Mors 69B/95	19,40	21,40	q	U, mS	2,2E-05
Dp Mors 71A/94	26,60	30,60	krALo	fS	2,9E-06
Dp Mors 71B/94	9,40	11,40	q	mS-gS	5,9E-05

Tab. 3.5 Bl. 2 Grundwassermeßstellen: Filterstrecken, Stratigraphie, Petrographie und Hydraulische Kennwerte (kf) aus Kurzpumpversuchen

Name der GWM	von (u.GOK)	bis (u.GOK)	Stratigraphie	Petrographie	kf-Wert (KPV)
Dp Mors 72A/95	27,60	29,60	q	fS	5.4E-07
Dp Mors 74A/94	44,50	48,50	krALo	fS	3.0E-04
Dp Mors 74B/94	8,70	10,70	q	fS-mS	2.1E-05
Dp Mors 86A/95	50,60	55,60	krWa	fS	3.5E-06
Dp Mors 93A/95	67,80	75,80	smSW	wl,^fs,^u	1.4E-05
Dp Mors 94A/95	135,70	139,70	smSW	wl,^fs,^u	1.4E-05
Dp Mors 94B/95	46,60	56,60	soAN3	^u	1.5E-05
Dp Mors 1/89	41	47	krWA	mS	-
Dp Mors 10Z/89	16	22	kmSM	^t,^u	-
Dp Mors 10Z/89	9	13	kmSM	^t,^u	-
Dp Mors 12Z/90	52	58	ko(1)5	^u,^fs	-
Dp Mors 2/89	43	47	Cr	"y"	-
Dp Mors 4Z/89	42	48	ko(1)4	^t	-
Dp Mors 5Z3/90	132	138	krALo	fS	-
Dp Mors 5Z4/90	22	28	ko	U	-
Dp Mors 5Z5/90	54	60	q,kroWa	mS,U,fS	-
Dp Mors 6/90	112	118	kroAlu+cr	fS,mS,gs	-
Dp Mors 9/89	34	42	q-so	U,t-^t,fs-ms	-
Hy Beo (5)/78	34	40	q,kro	fS-mS	-
Hy Beo (6)/78	24	32	q,kro	fS-mS	-
Hy Beo (7)/10	n.b.	n.b.	ko(1) ?	?	-
Hy Beo 1/82	22	26	krWA	fS,mS	-
Hy Beo 1b/82	53,4	59,4	ko(1)?	?	-
Hy Beo 1b/82	67	94	ko(1)?	?	-
Hy Beo 2/82	22	26	krWA	fS,mS	-
Hy Beo 3/82	24	28	krWA	fS,mS	-
Hy Beo 3b/82	42,00	57	ko(1) ?	?	-
Hy Beo 4/82	19	23	krWA	fS,mS	-
Hy Hmt 1/72	9,5	10,5	ko(1-2)	T	-
Hy Hmt 1/72	15,5	16,5	ko(1-2)	T,^t	-
Hy Hmt 1/72	21,5	22,5	ko(1)	T,^t	-
Hy Hmt 1/72	27,5	28,5	ko(1)	T,lag,^k	-
Hy Hmt 1/72	33,5	34,5	ko(1)	T,lag,^k	-
Hy Hmt 1/72	39,5	40,5	kmSM(3)	^t	-
Hy Hmt 10/70	38	42	juhe	^s,lag,^t	-
Hy Hmt 11/70	64	65	ko(1) 5	^t	-
Hy Hmt 11/70	56	57	ko(1) 5	^t	-
Hy Hmt 12/70	69	70	ko(2b)	^s	-
Hy Hmt 12/70	85	86	ko(2b)	^s	-
Hy Hmt 12/70	97	98	ko(2b)	^s	-
Hy Hmt 12/70	114	115	ko(2a)	^t	-
Hy Hmt 12/70	50	51	ko(2b)	^s	-
Hy Hmt 13/70	30	39	juheu	^s	-
Hy Hmt 13/70	76	77	juheu	^s	-
Hy Hmt 15/70	109	110	ko(2c)	^s	-
Hy Hmt 15/70	114	115	ko(2c)	^s	-
Hy Hmt 15/70	47	48	juhe	^t	-
Hy Hmt 15/70	33	34	juhe	^t	-
Hy Hmt 15/70	81	82	ko(3c)	^s	-
Hy Hmt 16/70	75	76	juhe	^t,lag,^s	-
Hy Hmt 16/70	22	23	juhe	^s	-
Hy Hmt 17/72	104	106	ko(2c)Fl	^s	-
Hy Hmt 2/72	58	64	ko(1) 7,6	^s	-
Hy Hmt 28/79	125,00	129,00	ko(1)4-5	^s	-
Hy Hmt 28/79	131,00	135,00	ko(1)4	^s	-
Hy Hmt 28/79	145,00	149,00	ko(1)2	^t	-
Hy Hmt 28/79	162,00	166,00	ko(1)1	^t	-
Hy Hmt 28/79	182,00	184,00	ko(1)1	^t	-
Hy Hmt 29/80	125,00	127,00	ko(1)	U mit ^s	-
Hy Hmt 29/80	130,00	132,00	ko(1)	^u	-
Hy Hmt 29/80	94,00	96,00	ko(1)	^s,^u	-
Hy Hmt 29/80	98,00	104,00	ko(1)	^s,^u	-

Tab. 3.5 Bl. 3 Grundwassermeßstellen: Filterstrecken, Stratigraphie, Petrographie und Hydraulische Kennwerte (kf) aus Kurzpumpversuchen

Name der GWM	von (u.GOK)	bis (u.GOK)	Stratigraphie	Petrographie	kf-Wert (KPV)
Hy Hmt 29/80	113,00	117,00	ko(1)	^s, ^u	-
Hy Hmt 29/80	109,00	111,00	ko(1)	^s, ^u	-
Hy Hmt 30/79	79	83	ko(2a), ko(1) 8,9	^t	-
Hy Hmt 30/79	68	74	ko(2a), ko(1) 8,9	^t	-
Hy Hmt 30/79	62	64	ko(2a), ko(1) 8,9	^t	-
Hy Hmt 30/79	52	54	ko(2b)	^t	-
Hy Hmt 30/79	48	50	ko(2b)	^s	-
Hy Hmt 31/80	96	100	ko(2b)	^s	-
Hy Hmt 31/80	40	42	ko(2b)u	^s	-
Hy Hmt 31/80	107	111	ko(1)6	^s	-
Hy Hmt 31/80	70	74	ko(1) 8	^t	-
Hy Hmt 31/80	60	62	ko(2a), ko(1) 9	^t	-
Hy Hmt 31/80	54	56	ko(2a)	^t	-
Hy Hmt 31/80	116	120	ko(1)5	^t	-
Hy Hmt 31/80	45	47	ko(2a)	^s	-
Hy Hmt 31/80	36	38	ko(2bu)	^s, ^t	-
Hy Hmt 31/80	30	34	ko(2bu)	^s	-
Hy Hmt 31/80	48	50	ko(2a)	^s	-
Hy Hmt A+E/-	76	84	juhe	^s, fs-ms	-
Hy Hmt A+E/-	32	38	jusi, juhe	^s, ^t mit Sandsteinbänken	-
Hy Hmt Brö/-	36	79	ko(2a), ko(2b)	wl, ^s, ^t	-
Hy Hmt Bu/-	46	185	ko(2-3), juhe	wl, ^s, ab 78m Ton	-
Hy Hmt CI II/73	51,00	176,00	ko(2b), ko(1)6	wl, ^s, ^t	-
Hy Hmt CI III/73	153,00	171,00	ko(1) 6	U, X, fS	-
Hy Hmt CI III/73	121,00	151,00	ko(1)8,9	T, ^s, fS	-
Hy Hmt Ha/-	31	77	juheu-o	^s, ^t, zt, Tonlagen	-
Hy Hmt Hg/-	30	79	juheu-l	^s, ^t	-
Hy Hmt Quh/-	76	116	juhel	^s, lag, ^t-T	-
Hy Hmt WA II/73	78,00	80,00	juhel	^s mit ^t	-
Hy Hmt WA II/73	54,00	68,00	juhel	^s	-
Hy Mors 1/83	72	76	soP	^b, ^t	-
Hy Mors 11/83	14	18	q-kmSM	U-^t	-
Hy Mors 12/83	19	23	q	U, s4	-
Hy Mors 14/83	7	11	kmSM	^t	-
Hy Mors 15/83	19	23	ko	^s	-
Hy Mors 16/85	40	46	kmGo	wl, "y", ^t	-
Hy Mors 17/85	28	34	q-so	gS-fG	-
Hy Mors 2/83	5	9	q	fS-mS, fG-mG	-
Hy Mors 3/83	14	18	q	fS-gS	-
Hy Mors 4/83	26	30	q	mS	-
Hy Mors 5/83	44	48	kmSM	^t	-
Hy Mors 6/83	21	25	kmSM	^t	-
Hy Mors 7/83	62	66	kr	U, fs4	-
Hy Mors 8/83	44	48	mu	^k, ^mt	-
Hy Mors 9/83	38	42	q	U, fs	-
Dp Mors 24/89	36	40	s	^t, u	-
Dp Mors 25/89	6,5	10,5	s	^fs, u	-

In GWM mit Mehrfachverfilterung (Stufenfilterausbau) sind die Filterabschnitte jeweils einzeln aufgeführt.

Tabelle 3.6: Grundwassermeßstellen: Beobachtungszeitraum

Meßstelle	Beobachtungszeitraum		Meßstelle	Beobachtungszeitraum	
	von	bis		von	bis
Hy Hmt 1/72	14.01.1974	08.12.1997	Dp Mors 44A1	23.05.1995	02.12.1997
Hy Hmt 2/72	14.01.1974	08.12.1997	Dp Mors 44B	23.05.1995	02.12.1997
Hy Hmt 10/70	04.01.1974	08.12.1997	Dp Mors 45B	12.07.1995	02.12.1997
Hy Hmt 11/70	14.01.1974	09.12.1997	Dp Mors 46A	05.10.1995	02.12.1997
Hy Hmt 12/70	14.01.1974	08.12.1997	Dp Mors 47A	11.07.1995	02.12.1997
Hy Hmt 13/70	14.01.1974	08.12.1997	Dp Mors 48A	11.07.1995	02.12.1997
Hy Hmt 15/70	14.01.1974	08.12.1997	Dp Mors 49A	12.07.1995	05.12.1997
Hy Hmt 16/70	14.01.1974	08.12.1997	Dp Mors 49B	12.07.1995	05.12.1997
Hy Hmt 17/72	14.01.1974	08.12.1997	Dp Mors 50B	16.08.1995	05.12.1997
Hy Hmt 28/79	01.06.1982	08.12.1997	Dp Mors 51A	12.07.1995	05.12.1997
Hy Hmt 29/80	07.07.1982	08.12.1997	Dp Mors 51B	12.07.1995	05.12.1997
Hy Hmt 30/79	01.06.1982	08.12.1997	Dp Mors 51C	12.07.1995	05.12.1997
Hy Hmt 31/80	01.06.1982	08.12.1997	Dp Mors 52A	13.09.1995	04.12.1997
Hy Hmt WWA/-	02.01.1984	08.12.1997	Dp Mors 53A	11.07.1995	04.12.1997
Hy Hmt A+E/-	01.01.1973	01.12.1997	Dp Mors 54A	11.07.1995	04.12.1997
Hy Hmt Bu/-	01.01.1971	01.12.1997	Dp Mors 54B	11.07.1995	04.12.1997
Hy Hmt CIII/73	01.06.1973	01.12.1997	Dp Mors 54C	11.08.1995	04.12.1997
Hy Hmt CIIII/-	04.02.1974	09.12.1997	Dp Mors 55A	07.11.1995	04.12.1997
Hy Hmt Quh/-	01.01.1971	01.12.1997	Dp Mors 55B	07.11.1995	04.12.1997
Hy Hmt Wall/73	01.02.1973	01.12.1997	Dp Mors 55C	07.11.1995	04.12.1997
Hy Hmt Ha/-	01.01.1971	01.12.1997	Dp Mors 56A	11.07.1995	04.12.1997
Hy Hmt Hg/-	01.01.1971	01.12.1997	Dp Mors 56B	10.07.1995	04.12.1997
Hy Hmt Brö/-	01.02.1971	01.12.1997	Dp Mors 57A	12.07.1995	02.12.1997
Hy Beo 1/82	13.10.1992	06.03.1997	Dp Mors 59A	12.07.1995	03.12.1997
Hy Beo 2/82	13.10.1992	06.03.1997	Dp Mors 60A	16.08.1995	03.12.1997
Hy Beo 2b/82	21.01.1993	12.11.1996	Dp Mors 60B	16.08.1995	03.12.1997
Hy Beo 3/82	13.10.1992	11.04.1994	Dp Mors 61A	24.07.1995	03.12.1997
Hy Beo 3b/82	21.01.1993	07.11.1996	Dp Mors 61B	24.07.1995	03.12.1997
Hy Beo 4/82	01.12.1992	04.03.1997	Dp Mors 61C	24.07.1995	03.12.1997
Hy Beo (6)/78	20.01.1993	05.09.1996	Dp Mors 62A1	23.05.1995	03.12.1997
Hy Beo (7)/10	04.12.1992	01.12.1997	Dp Mors 63A	12.07.1995	03.12.1997
37320001	08.06.1993	06.03.1997	Dp Mors 64A	13.09.1995	03.12.1997
37320002	07.06.1993	06.03.1997	Dp Mors 65A	18.09.1995	02.12.1997
37320007	14.06.1993	04.03.1997	Dp Mors 66A	11.07.1995	02.12.1997
Dp Mors 1/89	06.10.1992	07.03.1997	Dp Mors 67A	13.09.1995	05.12.1997
Dp Mors 2/89	13.10.1992	02.12.1997	Dp Mors 67B	13.09.1995	05.12.1997
Dp Mors 4Z/89	13.10.1992	04.12.1997	Dp Mors 68A	13.09.1995	05.12.1997
Dp Mors 5Z3/90	13.10.1992	05.12.1997	Dp Mors 68B	14.09.1995	05.12.1997
Dp Mors 5Z4/90	13.10.1992	05.12.1997	Dp Mors 69A	12.07.1995	04.12.1997
Dp Mors 5Z5/90	13.10.1992	05.12.1997	Dp Mors 69B	12.07.1995	04.12.1997
Dp Mors 6/90	13.10.1992	05.03.1997	Dp Mors 71A	23.05.1995	05.12.1997
Dp Mors 9/89	05.10.1995	04.03.1997	Dp Mors 71B	23.05.1995	05.12.1997
Dp Mors 10Z/89	13.10.1992	06.03.1997	Dp Mors 72A	13.09.1995	05.12.1997
Dp Mors 12Z/90	03.12.1992	06.03.1997	Dp Mors 74A	11.08.1995	05.12.1997
Dp Mors 16/89	08.07.1993	17.01.1997	Dp Mors 74B	12.07.1995	05.12.1997
Dp Mors 24/89	08.07.1993	16.01.1997	Dp Mors 86A	12.09.1995	02.12.1997
Dp Mors 25/89	09.07.1993	16.01.1997	Dp Mors 93A	09.10.1995	02.12.1997
Dp Mors 33A	16.08.1995	03.12.1997	Dp Mors 94A	13.09.1995	02.12.1997
Dp Mors 34A	12.07.1995	04.12.1997	Dp Mors 94B	13.09.1995	02.12.1997
Dp Mors 35A	11.07.1995	04.12.1997	Hy Mors 1/83	30.11.1992	04.03.1997
Dp Mors 36A	16.08.1995	02.12.1997	Hy Mors 2/83	20.01.1992	04.03.1997
Dp Mors 36B	16.08.1995	02.12.1997	Hy Mors 3/83	30.11.1992	04.03.1997
Dp Mors 37A	07.09.1995	05.12.1997	Hy Mors 4/83	08.12.1992	04.03.1997
Dp Mors 37B	07.09.1995	05.12.1997	Hy Mors 5/83	05.10.1995	18.11.1997
Dp Mors 38A	23.05.1995	05.12.1997	Hy Mors 6/83	30.11.1992	04.03.1997
Dp Mors 38B	23.05.1995	05.12.1997	Hy Mors 7/83	13.10.1992	05.03.1997
Dp Mors 38C	23.05.1995	05.12.1997	Hy Mors 8/83	30.11.1992	04.03.1997
Dp Mors 38D	23.05.1995	05.12.1997	Hy Mors 9/83	13.10.1992	04.03.1997
Dp Mors 40B1	05.10.1995	04.12.1997	Hy Mors 11/83	01.12.1992	04.03.1997
Dp Mors 40C	05.10.1995	04.12.1997	Hy Mors 12/83	30.11.1992	04.03.1997
Dp Mors 42A1	13.09.1995	05.12.1997	Hy Mors 14/83	08.12.1992	04.03.1997
Dp Mors 42B	14.09.1995	05.12.1997	Hy Mors 15/83	08.12.1992	04.03.1997
Dp Mors 43A	07.09.1995	05.12.1997	Hy Mors 16/85	30.11.1992	04.03.1997
Dp Mors 43B	16.08.1995	05.12.1997	Hy Mors 17/85	17.12.1992	04.03.1997

### 3.6.2 Direkte Messungen des Porenwasserdrucks in Grundwassermeßstellen

Die Grundwasserströmungsverhältnisse in Grundwasserleitern mit variierender Dichte sind berechenbar, wenn die Dichteverteilung und die Porenwasserdrücke bekannt sind. Eine genaue Methode zur Ermittlung des hydraulisch wirksamen Druckes sind direkte Druckmessungen in Grundwassermeßstellen. Im Untersuchungsprogramm Morsleben wurden in insgesamt 18 GWM in situ Druckmessungen durchgeführt.

Kriterium für die Auswahl einer GWM für Druckmessungen waren die Teufenlage des GWM-Filters sowie die Dichte des angetroffenen Formationswassers: Druckmessungen wurden in GWM durchgeführt, die entweder eine Filtertiefe von  $> 100$  m oder eine elektrische Leitfähigkeit von  $> 10.000 \mu\text{S}/\text{cm}$  (entspricht Dichte  $> 1,0024 \text{ g}/\text{cm}^3$  für NaCl-Wässer,  $T = 20^\circ$ ) aufwiesen.

Durchführung und Ergebnisdarstellung erfolgte durch die BGR (SCHILDKNECHT, 1997).

Für die hydraulische Auswertung - Abschätzung horizontaler und vertikaler Strömungstendenzen - war die Kenntnis von Porenwasserdichteprofilen für jede der bearbeiteten GWM Voraussetzung. Die Bestimmung der Porenwasserdichteprofile erfolgte durch Verknüpfung von Dichte-Log, Gamma-Log und Widerstands-Log nach einer empirischen Funktion. Die errechneten Dichteprofile erwiesen sich als unerwartet kompliziert strukturiert. Korrelationen von Bohrung zu Bohrung zur wechselseitigen Absicherung der Dichteprofile waren, bedingt durch die wechselhaften Lagerungsverhältnisse, nicht möglich. Auf eine Auswertung der Absolutdruckmessungen hinsichtlich etwaiger Tendenzen des horizontalen und vertikalen hydraulischen Fließfeldes mußte verzichtet werden (SCHILDKNECHT, 1997).

### 3.6.3 Beobachtungen an Oberflächengewässern

Im Untersuchungsgebiet werden seit längerer Zeit Abflußmessungen in der Aller durchgeführt. Für die Meßstellen Alleringersleben und Weferlingen werden die Daten in den Gewässerkundlichen Jahrbüchern der DDR seit 1959 bis 1989 bzw. seit 1962 bis 1989 aufgeführt. Das StAU Magdeburg hat für das Projekt Morsleben Datensätze (tägliches Wasserstand und Durchfluß) dieser Meßstellen für den Zeitraum 1971 bis 1996 der BfG zur Auswertung zur Verfügung gestellt.

Die Gewässergüte der Aller wird an der Meßstelle Alleringersleben und in Schwanefeld seit 1975 bzw. 1981 untersucht. In diesem Zusammenhang werden die zugehörigen Durchflüsse für Schwanefeld durch das StAU generiert. Güte- und Durchflußdaten wurden der BfG durch das StAU Magdeburg zur Auswertung zur Verfügung gestellt. Der BGR liegen die entsprechenden Datensätze der beiden Gütemeßstellen für den Zeitraum 1983 bis 1996 vor.

Darüber hinaus wurden ergänzende Untersuchungen durchgeführt. In Abstimmung mit der BfG wurden in den Allerzuflüssen zwischen Alleringersleben und Walbeck insgesamt 9 temporäre Meßstellen für periodische Abflußmessungen und Probenahmen errichtet, von denen die ersten ab 11/1993 gemessen wurden.

Die Wasseranalysen wurden von der BGR durchgeführt (BGR 1996, 1997a, 1997b). Die Ergebnisse der periodischen Abflußmessungen sind in den entsprechenden Jahresberichten der BfG dokumentiert. Von den Güteparametern sind dort lediglich die im Feld bestimmten Parameter (Temp., LF, pH) aufgeführt.

Des weiteren wurde in der Aller bei Walbeck eine neue kontinuierliche Abflußmeßstelle errichtet und seit 07/1994 beobachtet.

Die hydrologische Auswertung dieser Messungen erfolgte durch die BfG. Darin eingeschlossen ist eine vom BfS beauftragte Berechnung der Salzfracht der Aller für die Gütemeßstellen Alleringersleben und Schwanefeld.

Art und Umfang aller Messungen und Beprobungen sind in den Kapiteln 4.1.1 und 4.2.1 dargestellt.

### 3.7 Radiohydrometrische Einbohrlochmessungen

Die radiohydrometrischen Messungen in Grundwassermeßstellen verfolgten die Zielstellung, Meßwerte (Vektoren) für Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten und Azimute der Fließrichtungen zu ermitteln.

Die Messungen wurden ausschließlich an 1994/95 neu errichteten GWM durchgeführt (19 Bohrlokationen mit summarisch 34 GWM).

Das Meßverfahren und die Meßergebnisse sind in DELAKOWITZ (1996) dargestellt. Eine Zusammenstellung der Meßergebnisse erfolgt in Tab. 3.7. Eine hydrogeologische Bewertung der Ergebnisse erfolgt in Kap. 7.3.

Die Anwendung der Einbohrlochmethode setzt voraus, daß das Filterrohr und der Kiesfilter der GWM vom Grundwasser bei geringem Filterwiderstand durchströmt wird; dabei wird der Durchfluß als stationär und horizontal angenommen.

Zur Bestimmung der Filtergeschwindigkeit  $q$  wird die Tracerverdünnungstechnik angewendet. Dabei wird die Wassersäule im Meßhorizont homogen radioaktiv markiert und dann die Konzentrationsabnahme des Markers (Tracer) als Funktion der Zeit gemessen. Aus zwei im zeitlichen Abstand von  $t$  gemessenen Konzentrationen  $C_0$  und  $C$  wird die Filtergeschwindigkeit berechnet:

$$q = (\pi r / 2\alpha t) \ln (C_0 / C)$$

$C_0$  = Tracerkonzentration zur Zeit  $t = 0$

$C$  = Tracerkonzentration zur Zeit  $t$

$r$  = Innenradius des Filterrohres

$\alpha$  = Korrekturfaktor zur Berücksichtigung des Bohrlochausbaues und der Tracersonde

Nach Abfluß aus dem Filterrohr befindet sich der Tracer in der Grundwasserabflußrichtung und signalisiert somit die Fließrichtung  $R$  des Grundwassers. Diese ergibt sich durch Messung der Winkelverteilung der Strahlung, die von der radioaktiven Tracerwolke auf die Bohrung (Sonde) trifft.

Eine spezielle Tracersonde, die auf eine gewünschte Meßtiefe gebracht und durch Packer in einem definierten, 0,5 m langen Meßvolumen (= Filterabschnitt) eingeschlossen wird, registriert nacheinander Verdünnungslog und Richtungslog. Es können Filtergeschwindigkeiten zwischen ca. 0,001 und 100 m/Tag bestimmt werden. Die untere Grenze wird durch den Einfluß der molekularen Diffusion bei der Tracerverdünnung bestimmt. Der Meßfehler von  $q$  wird mit  $\leq 5 \%$  und die Genauigkeit bei der Richtungsbestimmung wird mit besser als  $\pm 15^\circ$  (Bogenmaß) angegeben.



Zur Lokalisierung permeabler, wirklich durchströmter Abschnitte innerhalb der GWM-Filterstrecken im Bereich der Kluftwasserleiter wurden den radiohydrometrischen Messungen andere geophysikalische Messungen vorangeschaltet. Diese waren - in Abhängigkeit von den erzielbaren Förderraten der GWM - entweder Impellerflowmetermessungen (14 GWM) oder Fluid-Logging-Untersuchungen (5 GWM). In GWM mit besonders geringer Gebirgspermeabilität bzw. Ergiebigkeit wurden alternativ radiohydrometrische Übersichtsmessungen durchgeführt, um so evtl. Strömungsbereiche lokalisieren zu können (4 GWM).

Da die Filterstrecken relativ lang waren (bis  $\geq 10$  m), dienten diese Voruntersuchungen der Reduzierung bzw. der Optimierung des Meßumfanges. Die Strömungsmessungen wurden nach der Lokalisierung der hydraulisch aktiven Filterabschnitte gezielt auf diese Bereiche ausgerichtet. Dabei wurde ggf. noch eine Auswahl getroffen, so daß 1-3 Messungen je GWM ausgeführt wurden. Die Meßstrecken betragen konstant 0,5 m.

Für die Messungen im Lockergestein erfolgte die Festlegung der Meßpunkte ohne weitere Voruntersuchungen; es wurden 1-2 Messungen je Filterstrecke ausgeführt, summarisch 24 Messungen in 15 GWM.

Die erzielten Meßergebnisse - Filtergeschwindigkeit ( $q$ ) und Strömungsrichtung ( $R$ ) - sind für Porengrundwasserleiter und Kluftgrundwasserleiter unterschiedlich zu bewerten.

Die gemessenen Filtergeschwindigkeiten und Strömungsrichtungen sind auf Porengrundwasserleiter direkt übertragbar. Die Streuung der gemessenen  $q$  und  $R$  wird vom Sedimentaufbau (Struktur, Textur) beeinflusst, wobei  $q$  lognormal und  $R$  normalverteilt sind. In wechselhaft aufgebauten Sanden, z.B. quartären Sanden und Kiesen, wird die Streuung größer sein, als in relativ homogen aufgebauten Sanden, z.B. den Walbecker Kreidesanden.

Für Kluftgrundwasserleiter ist die Angabe der Filtergeschwindigkeit eine Fiktion. Die Berechnung der tatsächlichen Kluftgeschwindigkeiten ist praktisch nicht möglich, da die Anzahl der hydraulisch wirksamen Klüfte und deren geometrische Gestaltung nicht bekannt sind.

Die Strömungsrichtung ist an den Verlauf einzelner Trennfugen (Klüfte, Schichtflächen) gebunden, soweit diese hydraulisch durchlässig und vernetzt sind (s. Kap. 7.3).

Dp Mors	Bohrlochdaten (GWM)				Petrogr.	GWL Typ 1)	Geophysik. Voruntersuchungen			Radiohydrometrische Einbohrlochmessung			
	Filter von ... bis (m u. GOK)	Stratigr.	Stratigr.	Förderrate nach KPVP (l/h) 2)			Flowmeter (l/h) 3)	Flowmeter	Fluid-logging	Tracing	Kontin.	Meßpunkt (mu. GOK)	Filtergeschwindigk. q (m/d)
36A	53,6 - 57,6	krWa	mS, fS	3100		P					<0,001	160	
36B	8,5 - 10,5	q	fS-fis	300		P					0,08	120	
37A	76,6 - 79,6	kmSM	$\wedge$ u, $\wedge$ md	320	+	K	320				0,012	135	
37B	29,3 - 36,3	kmSM	$\wedge$ t	420	+	K	300		+		0,01	345	
38A	181,5 - 186,5	krAlo	fs, u	60		P					0,02	75	
38B	112,7 - 117,7	krAlo	fS	3300		P					<0,001	-	
38C	42,4 - 47,4	krWa	mS	3240		P					0,01	110	
38D	11,4 - 13,4	q	ms-gs	2500		P					<0,001	105	
42A1	42,6 - 46,6	cr	"y"	3000		K	4500				0,054	120	
42B	4,4 - 6,4	q	mS-gS	1300		P					0,032	25	
46A	73,5 - 78,5	kmSM	$\wedge$ u	150		K	60		+		0,65	70	
49A	102,4 - 107,4	krAlo	fS, mS	330		P					0,02	230	
49B	68,6 - 72,6	q	fS	2500		P					<0,001	25	
51A	222,3 - 226,3 233,2 - 237,2 247,3 - 256,3	kmS	$\wedge$ u, $\wedge$ s	30		K/P				+	<0,001	150	
51B	109,6 - 124,6	kmSM	$\wedge$ t	540	+	K	560				<0,001	230	
51C	48,6 - 63,6	kmSM	$\wedge$ t	390	+	K	550				0,013	175	

Tab. 3.7: Radiohydrometrische Strömungsversuche in Grundwassermeßstellen (geophysikalische Voruntersuchungen und radiohydrometrische Meßergebnisse, nach DELAKOWITZ (1996))

Dp Mors	Bohrlochdaten (GWM)				Geophysik. Voruntersuchungen				Radiohydrometrische Einbohrlochmessung				
	Filter von ... bis (m u. GOK)	Stratigr.	Petrogr.	GWL Typ 1)	Förderrate nach		Flowmeter	Fluid-logging	Tracing	Impfung	Meßpunkt (mu. GOK)	Filtergeschwindigkeit q (m/d)	Strömungsrichtung Ri (°)
					KPV (l/h) 2)	Flowmeter (l/h) 3)							
52A	114,6 - 124,6	kmSM / ko(1)	^t	K	180				+				155
													100
													15
													100
													145
													105
													-
													300
													330
													335
53A	51,3 - 56,3	ko(3c)	^u	K	1200	1500	+						125
55A	401,7 - 411,7	kmS	^ms, ^u	K/P	50			+					280
													250
													260
55B	110,7 - 120,7	ko(1) 2-3	^t	K	840	1800	+						30
55C	49,5 - 59,5	ko(1) 8	^s, ^md	K	800	1800	+						225
													240
													70
56A	95,3 - 100,3	ko(1) 2-3	^t	K	450	300	+						145
56B	31,3 - 36,3	ko(1) 2-3	^t	K	30			+					85
													110
													85
													100
													120
57A	34,5 - 39,5	ko(2b)	^s	K/P	760	1800	+						125
													250
60A	102,5 - 109,5	ko(1) 6-7	^s	K/P	10800	2300	+						105
													70
60B	70,6 - 75,6	ko(1) 8	^mk	K	4100	2000	+						40
													55

Tab. 3.7: Radiohydrometrische Strömungsversuche in Grundwassermeßstellen (geophysikalische Voruntersuchungen und radiohydrometrische Meßergebnisse, nach DELAKOWITZ (1996))

Dp Mors	Bohrlochdaten (GWM)				Geophysik. Voruntersuchungen				Radiohydrometrische Einbohrlochmessung			
	Filter von ... bis (m u. GOK)	Stratigr.	Petrogr.	GWL Typ 1)	Förderrate nach		Flowmeter	Fluid-logging	Konting.	Meßpunkt (mu. GOK)	Filtergeschwindigkeit q (m/d)	Strömungsrichtung Ri (°)
					KPV (l/h) 2)	Flowmeter (l/h) 3)						
67A	63,6 - 67,6	krALo	fS	P	650					64,5	0,005	45
67B	12,3 - 14,3	q	fS-mS	P	1600					66,0	0,002	15
69A	84,5 - 89,5	krALo	fS	P	920					13,5	0,018	55
69B	19,4 - 21,4	q	U, mS	P	1200					85,5	<0,001	10
71A	26,6 - 30,6	krALo	fS	P	300					88,0	<0,001	35
71B	9,4 - 11,4	q	mS-gS	P	790					20,0	0,018	145
94A	135,7 - 139,7	smSW	wl <sup>m</sup> fs, <sup>u</sup> u	K/P	500	780	+			27,0	0,001	200
94B	46,6 - 56,6	soAN3	wl <sup>m</sup> fs, <sup>u</sup> u	K/P	360	<300	+	+		28,0	0,004	-
										137,3	0,036	280
										139,3	0,019	240
										47,1	0,049	60

1) P = Porengrundwasserleiter, K = Klufftgrundwasserleiter

2) Förderraten im Rahmen der Kurzpumpversuche durch GOLDER ASSOC.

3) Förderraten im Rahmen der Flowmetermessungen durch BLM  
Abkürzungen für Petrographie und Stratigraphie nach Symbolschlüssel Geologie (1991)

+ Messung wurde durchgeführt

Tab. 3.7: Radiohydrometrische Strömungsversuche in Grundwassermeßstellen  
(geophysikalische Voruntersuchungen und radiohydrometrische Meßergebnisse, nach DELAKOWITZ (1996))

### 3.8 Laboruntersuchungen

Im Rahmen des Bohrprogramms 1994 - 1995 wurden Kernproben hydrogeologisch begründeten Laboruntersuchungen unterzogen. Zu diesen Untersuchungen gehörten Sieb- und Sedimentationsanalysen, Durchströmungsversuche, Dünnschliffuntersuchungen und Porositätsbestimmungen.

Ziel der Untersuchungen war die Ermittlung hydraulischer Kennwerte bzw. Parameter (Durchlässigkeit, Porosität). Soweit es sich bei den Proben um Lockergesteinsmaterial (Quartär, Kreide) handelt, dienen die Laborergebnisse der Ableitung von hydraulischen Parametern für diese Formationen bzw. für hydrostratigraphische Einheiten.

Für Festgesteinsproben sind Laborergebnisse (Permeabilität, Porosität) nicht auf den größeren Maßstab einer Formation bzw. einer hydrostratigraphischen Einheit übertragbar, weil die hydraulischen Systemeigenschaften von Klüften dominiert werden. Die hydraulischen Gebirgseigenschaften im Festgestein wurden deshalb methodisch durch hydraulische Tests im Bohrloch untersucht.

Die hydraulischen Kennwerte von ausgewählten Festgesteinsproben liefern ergänzende, dem Gesamtverständnis dienende Informationen für die hydraulische Parametrisierung hydrostratigraphischer Einheiten.

Eine zusammenfassende Ergebnisdokumentation erfolgte in LANGKUTSCH et al. (1997), Anlage 20.

#### *Sieb- und Sedimentationsanalyse*

Zur petrographischen Beschreibung des Lockergesteins wurden Korngrößenverteilungen in mehr als 600 Sieb- und/oder Sedimentationsanalysen ermittelt. Die Untersuchungen erfolgten auf der Grundlage der DIN 18123, DIN 66165, Teil 1 u. 2, DIN 4188, Teil 1 u. 2 und DIN 66111.

Der überwiegende Probenanteil resultiert aus der geologischen Bearbeitung der Kreideformation und konnte für die hydrogeologische Bewertung genutzt werden. In gleicher Weise wurden die Proben aus dem Quartär sowohl geologisch als auch hydrogeologisch beurteilt.

Nachstehend werden die mathematischen Formeln und die Gültigkeitsbereiche der empirischen Methoden charakterisiert.

#### (1) Berechnung nach HAZEN

Die von HAZEN (in: LANGGUTH & VOIGT 1980) experimentell ermittelte Formel für  $k_f = 0,00116 \cdot d_{10}^2$  gilt allgemein für Mittelsand mit  $0,2\text{mm} < d_{10} < 0,6\text{mm}$ . Eine weitere Bedingung für die Anwendbarkeit der Formel ist ein Ungleichförmigkeitsgrad ( $U = d_{60}/d_{10}$ ) kleiner als 5.

## (2) Berechnung nach BEYER (1964)

Nach BEYER errechnet sich der kf-Wert wie folgt:  $k_f = \{[268/(U+3,4)]+55\} \cdot d_{10}^2 \cdot 1E-4$ .

Das Verfahren gilt für Kiese und Sande bzw. Sand-Kies-Gemische mit  $0,06\text{mm} < d_{60} < 12\text{mm}$  und  $0,006\text{mm} < d_{10} < 0,6\text{mm}$ . Der Ungleichförmigkeitsgrad muß kleiner als 20 sein.

## (3) Berechnung nach US-Methode (MALLET &amp; PACQUANT 1954)

Die vom US Bureau of Soil Classification experimentell ermittelte Formel lautet  $k_f = 0,0036 \cdot d_{20}^{2,3}$ .

Die Formel ist anwendbar für Erdstoffe mit  $d_{20} < 0,11\text{mm}$  und  $d_{10} < 0,06\text{mm}$ .

*Durchströmungsversuche*

Zur Parameteridentifikation bindigen Materials aus dem Lockergesteinsbereich (Schluffe, Geschiebemergel, Kreidesande) und von Material aus dem Festgesteinsbereich (jurassische und triasische Sand-, Ton- und Schluffsteine) wurden 74 Durchströmungsversuche durchgeführt. Entsprechend der petrographischen Zusammensetzung wurde das Probenmaterial in einer Säulenkammer (Sand, Sandstein) bzw. in einer Triaxialzelle (Ton, Schluff, Mergel, Ton- u. Schluffstein) eingebaut und untersucht. Grundlage für die Durchströmungsversuche ist die DIN 18130.

*Dünnschliffuntersuchungen*

An die Stelle der Sieb- und Sedimentationsanalysen tritt bei Festgesteinen die Dünnschliffanalyse. Mit dieser Untersuchungsmethode sollen Abschätzungen über die Porosität und Klüftigkeit des Gesteins getroffen werden. Dabei wird die Form und Größe der Poren und Klüfte und deren Verbindung untereinander analysiert.

*Laborative Porositätsbestimmungen*

Für 29 ausgewählte Proben wurde eine laborative Porositätsbestimmung vorgenommen. Hierbei wurde (a) die entwässerbare Porosität mittels Wassersättigung (Tränkungsverfahren) und (b) die durchströmbare Porosität mit einem Quecksilberporosimeter bestimmt. Grundlage für die laborativen Porositätsbestimmungen bildet die DIN 66133 und die DIN 52102.

### **3.9 Elektromagnetische Messungen mittels Hubschrauber**

Zur Unterstützung der obertägigen Erkundungsarbeiten wurde im Herbst 1991 im Bereich des ERA Morsleben eine geophysikalische Befliegung mittels Meßhubschrauber mit magnetischen Messungen und elektromagnetischen Messungen eines induzierten magnetischen Wechselfeldes durchgeführt (RÖTTGER et al. 1992). Das Meßgebiet war ca. 240 km<sup>2</sup> groß und beinhaltete 100 Meßprofile. Die Zielstellung bestand darin, aus den Anomalien des erdmagnetischen Feldes und aus der Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untergrund geologisch / lithologische Strukturen zu erkennen bzw. voneinander abzugrenzen und ggf. Aussagen über die Verteilung von mineralisiertem Grundwasser - speziell einer Abgrenzung von Salz- und Süßwasser - zu treffen.

Die Meßergebnisse erbrachten keine hydrogeologisch relevanten Ergebnisse, weil das Meßgebiet u. a. wegen seines komplizierten geologischen Baues keine guten Voraussetzungen für den Einsatz der Meßmethode bot. Soweit erkennbar und bedeutsam, wurden die aus der Auswertung ableitbaren geologischen Aspekte bei der Projektierung der nachfolgenden Erkundungsbohrungen Dp Mors 1994/95 berücksichtigt.

### **3.10 Ermittlung der Grundwasserneubildung**

Die Grundwasserneubildung wurde nach verschiedenen Methoden bzw. Verfahren ermittelt.

Im Zusammenhang mit der Ermittlung der GWN aus dem Bodenwasserhaushalt (GFE 1997) wurden im Untersuchungsgebiet auch spezielle bodenkundliche Feldarbeiten (Sondierungen, Schurfarbeiten) durchgeführt.

Im übrigen wurden die verfügbaren hydrologischen, klimatologischen und wasserwirtschaftlichen Daten recherchiert und ausgewertet.

Eine ausführliche Darstellung der einzelnen Ergebnisse sowie eine vergleichende Bewertung der Ergebnisse erfolgt im Kapitel 4.1.3 im Zusammenhang mit dem Wasserhaushalt (siehe dort).

## **4 Hydrologie des Untersuchungsgebietes**

Bearbeiter: A. Margane

### **4.1 Wasserhaushalt**

#### **4.1.1 Oberflächenabfluß**

Die Untersuchung des Oberflächenabflusses erfolgte im Rahmen des „Hydrologischen Untersuchungsprogrammes Morsleben“, mit dem die BfG durch das BfS beauftragt war. Die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Abflußmeßstellen mit Angabe des Beobachtungszeitraums sind zusammenfassend in Tab. 4.1, ihre Lage in Abb. 4.1 dargestellt.

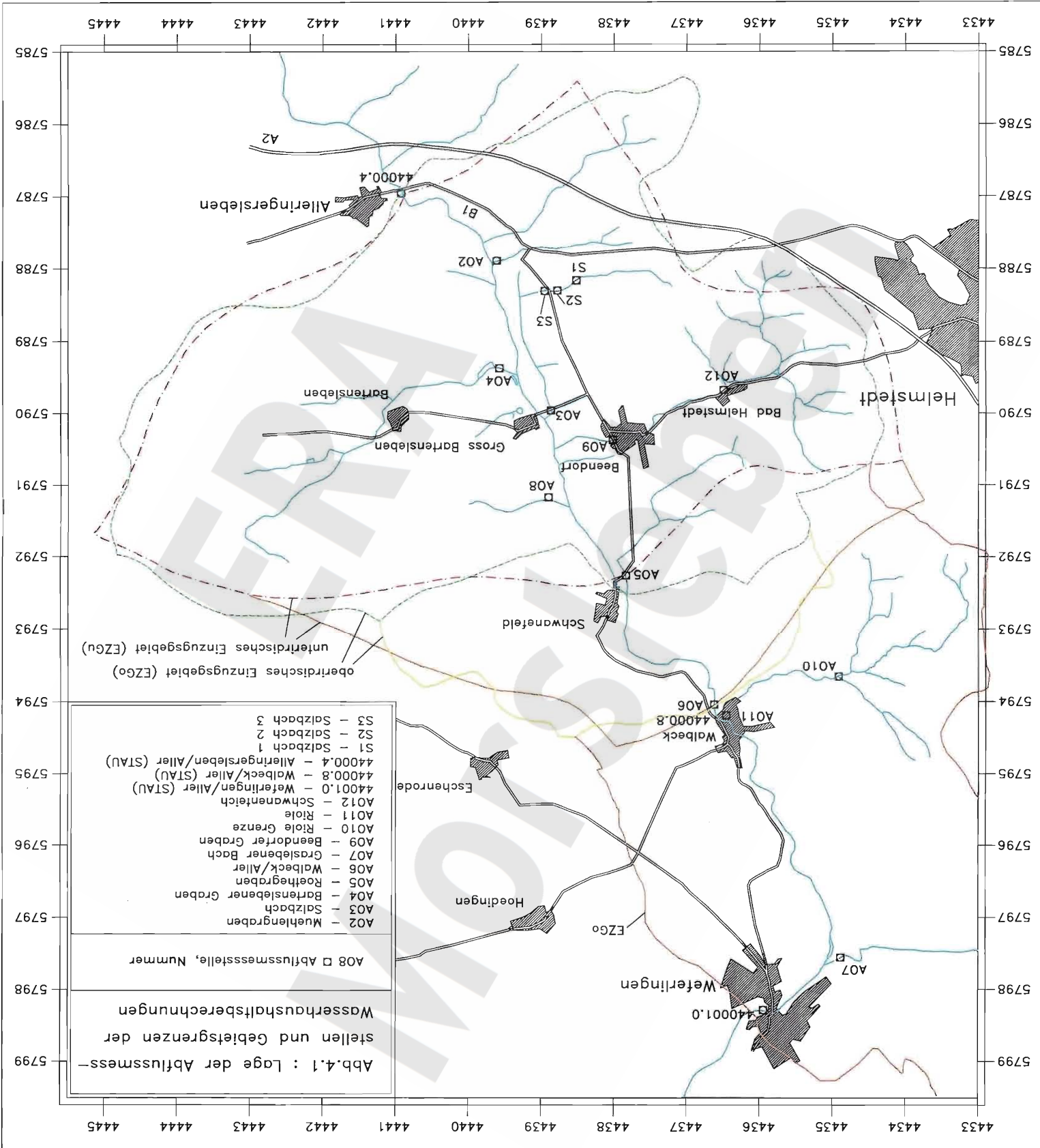
Vom Staatlichen Amt für Umweltschutz (StAU), Magdeburg, werden zwei Schreibpegel beobachtet, die den Oberflächenwasserabfluß in Alleringersleben/Aller (Pegelkennzahl 44000.4, beobachtet seit 1949, Bezeichnung: A01) und Weferlingen/Aller (Pegelkennzahl 440001.0, beobachtet seit 1935) registrieren. An der Meßstelle Walbeck/Aller (Pegelkennzahl 44000.8, beobachtet seit 1971) erfolgten zusätzlich bis Ende des hydrologischen Jahres 1992/93 monatliche Messungen. Die Meßergebnisse wurden der BfG zur Verfügung gestellt. Für das hydrologische Untersuchungsprogramm Morsleben wurden weitere Abflußmeßstellen eingerichtet (vgl. Tab.4.1).

Mit Beginn des hydrologischen Jahres 1993/94 wurden die Messungen an der Meßstation Walbeck/Aller durch die DBE fortgeführt (1 mal wöchentlich). Darüber hinaus wurden ebenfalls mit Beginn des hydrologischen Jahres 1993/94 Durchflußmessungen an 5 periodischen Meßstellen aufgenommen (Meßstellen A02, A03, A04, A05, A07; Messung 1 mal monatlich), die von der DBE eingerichtet worden waren.

Mit Beginn des hydrologischen Jahres 1994/95 wurden periodische Messungen (1 mal monatlich) an 5 weiteren Meßstationen aufgenommen (A08, A09, A010, A011, A012). Seit August 1994 erfolgt die Wasserstandsermittlung an der Meßstelle Walbeck/Aller (A06) mittels eines Pegelschreibers, der durch die DBE stromauf des ehemaligen Pegels 44000.8 installiert wurde.

Während Hochwassers (ab einem Wasserstand von  $> 0,5$  m am Pegel Alleringersleben/ Aller, A01) erfolgten wöchentliche Messungen an allen periodischen Meßstellen.





Gewässer	Ortschaft	Pegelkennzahl	Pegelkennzahl	Typ	Beobachtung	
		(STAU)	(DBE)		von	bis
Aller	Alleringersleben	44000.4	A01	PS	1949	
Morslebener Graben	Morsleben	-	A02	DF	Nov 93	Dez 96
Salzbach	Groß Bartensleben	-	A03	DF	Nov 93	Dez 96
Hauptgraben	Groß Bartensleben	-	A04	DF	Nov 93	Dez 96
Röthegraben	Schwanefeld	-	A05	DF	Nov 93	Dez 96
Aller	Walbeck	44000.8	-	DF	1971	Nov 93
Aller	Walbeck	-	A06	DF/PS	Nov 93/ Aug 94	Dez 97
Graslebener Bach	Weferlingen	-	A07	DF	Nov 93	Dez 96
Graben nördlich Bartensleben	Groß Bartensleben	-	A08	DF	Nov 94	Dez 96
Beendorfer Graben	Beendorf	-	A09	DF	Nov 94	Dez 96
Riole	westlich Walbeck	-	A010	DF	Nov 94	Dez 96
Riole	Walbeck	-	A011	DF	Nov 94	Dez 96
Schwanenteich	Bad Helmstedt	-	A012	DF	Nov 94	Jun 95
Aller	Weferlingen	44001.0	-	PS	1935	

(DF - Durchflußmessung, PS - Pegelschreiber)

Tab. 4.1 : Abflußmeßstellen im Untersuchungsgebiet

Die Durchflußmeßwerte sind dokumentiert in den Jahresberichten der BfG (BfG 1993, BfG 1994, BfG 1995, BfG 1996a, BfG 1997b). Das Meßprogramm ist dargestellt in den Jahresberichten der DBE (DBE 1996a, DBE 1996b, DBE 1996c, DBE 1997a).

Die aus den Abflußdaten ermittelten gewässerkundlichen Hauptzahlen der Pegel Alleringersleben, Weferlingen und Walbeck für die Abflußjahre 1972-1995 sind in den Tab. 4.2 bis 4.4 zusammengestellt. Die Berechnung des mittleren monatlichen Niedrigwasserabflusses (MoMNQ) (BfG 1997a) ist in Kapitel 4.1.3.2 dargestellt.

Pegel Alleringersleben /Aller													
	NOV	DEZ	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	JAHR
NQ	0,04	0,05	0,05	0,07	0,06	0,13	0,07	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04
MNQ	0,14	0,17	0,30	0,33	0,41	0,38	0,33	0,32	0,21	0,16	0,13	0,12	0,13
MQ	0,21	0,30	0,44	0,56	0,72	0,67	0,64	0,53	0,30	0,30	0,22	0,22	0,48
MHQ	0,37	0,53	0,78	1,00	1,44	1,34	1,16	1,02	0,57	0,80	0,37	0,37	1,82
HQ	0,88	2,39	3,47	2,22	3,78	5,03	4,58	3,43	1,16	6,06	1,39	1,06	5,03

Tabelle 4.2 : Gewässerkundliche Hauptzahlen des Pegels Alleringersleben für die Abflußjahre 1972-1995 (Angaben in m<sup>3</sup>/s)

Pegel Walbeck/Aller													
	NOV	DEZ	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	JAHR
NQ	0,15	0,17	0,17	0,20	0,18	0,29	0,20	0,14	0,14	0,12	0,14	0,12	0,15
MNQ	0,31	0,35	0,54	0,58	0,70	0,67	0,59	0,58	0,42	0,34	0,31	0,28	0,29
MQ	0,41	0,54	0,78	0,93	1,18	1,12	1,08	0,90	0,57	0,55	0,44	0,42	0,83
MHQ	0,66	0,92	1,35	1,61	2,25	2,09	1,91	1,68	0,98	1,32	0,67	0,67	2,82
HQ	1,44	3,75	6,86	3,65	5,88	6,77	7,10	5,34	1,87	9,37	2,22	1,72	6,86

Tabelle 4.3 : Gewässerkundliche Hauptzahlen des Pegels Walbeck für die Abflußjahre 1972-1995 (Angaben in m<sup>3</sup>/s)

Pegel Weferlingen /Aller													
	NOV	DEZ	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	JAHR
NQ	0,04	0,09	0,19	0,30	0,36	0,43	0,19	0,15	0,07	0,07	0,14	0,06	0,04
MNQ	0,33	0,50	0,76	0,75	0,89	0,84	0,74	0,73	0,50	0,38	0,34	0,31	0,31
MQ	0,51	0,72	1,06	1,16	1,52	1,37	1,29	1,15	0,73	0,64	0,53	0,48	1,06
MHQ	0,83	1,29	1,78	2,08	3,00	2,70	2,34	2,24	1,29	1,65	0,91	0,78	3,64
HQ	1,84	6,52	8,82	4,98	8,53	11,60	9,35	7,83	2,38	10,90	4,77	2,90	11,60

Tabelle 4.4: Gewässerkundliche Hauptzahlen des Pegels Weferlingen für die Abflußjahre 1972-1995 (Angaben in m<sup>3</sup>/s)

Da Abflußmessungen für den Pegel Walbeck/Aller erst seit November 1993 vorliegen, mußten die Daten für Walbeck für den Zeitraum Januar 1972 bis Oktober 1993 anhand der Messungen an den Pegeln Weferlingen und Alleringersleben generiert werden (BfG 1997a). Die mittlere Abflußhöhe für das Einzugsgebiet (EZG) der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck beträgt demnach 171 mm/a oder 9,98 Mio m<sup>3</sup>/a, zwischen Alleringersleben und Weferlingen 163 mm/a. Um aus der Abflußhöhe den Direktabfluß ( $A_d = A_o + A_z$ ) zu ermitteln, ist hiervon der grundwasserbürtige Abfluß ( $A_w$ ), also die Grundwasserneubildung (s.u.), abzuziehen. Somit beträgt der Direktabfluß etwa 84 mm/a oder 4,92 Mio m<sup>3</sup>/a.

Die mittleren monatlichen Mittel- und Niedrigwasserabflußhöhen für die Pegel Alleringersleben, Walbeck und Weferlingen sowie deren Differenzen sind in den Abb. 4.2 bis 4.5 dargestellt.

Nach KELLER et al. (1978) beträgt die mittlere jährliche Abflußhöhe berechnet nach der Wasserhaushaltsmethode für die Periode 1931-60 im Untersuchungsgebiet ca. 150 mm/a.

#### 4.1.2 Niederschlag, Verdunstung

Niederschlagsdaten wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) nur als Rasterdaten (4,7 km \* 2,9 km) zur Verfügung gestellt (korrigierter, bodengleicher Niederschlag; BfG 1993, BfG 1994, BfG 1995, BfG 1996a, BfG 1997a, BfG 1997b). Der mittlere unkorrigierte Niederschlag im Zeitraum 1972-1995 beträgt 618 mm/a. Aus den o.g. Rasterdaten erstellte das BfG die in Abb. 2.1 auszugsweise wiedergegebene Karte der Niederschlagsverteilung als Mittel der Abflußjahre 1972 bis 1995. Neben diesen Rasterdaten stehen noch Niederschlagsmessungen der Station Wasserwerk Helmstedt seit 1950 zur Verfügung, die von den Stadtwerken Helmstedt bereitgestellt wurden (unkorrigierte Stationsdaten). Sie sind für die Kalenderjahre 1971-1996 in Tab. 4.5 zusammengestellt.

Abb. 4.2 : Monatliche Mittelwasserabflüsse an den Pegeln Weferlingen, Walbeck und Alleringersleben  
(Mittelwerte der Abflußjahre 1972-95)

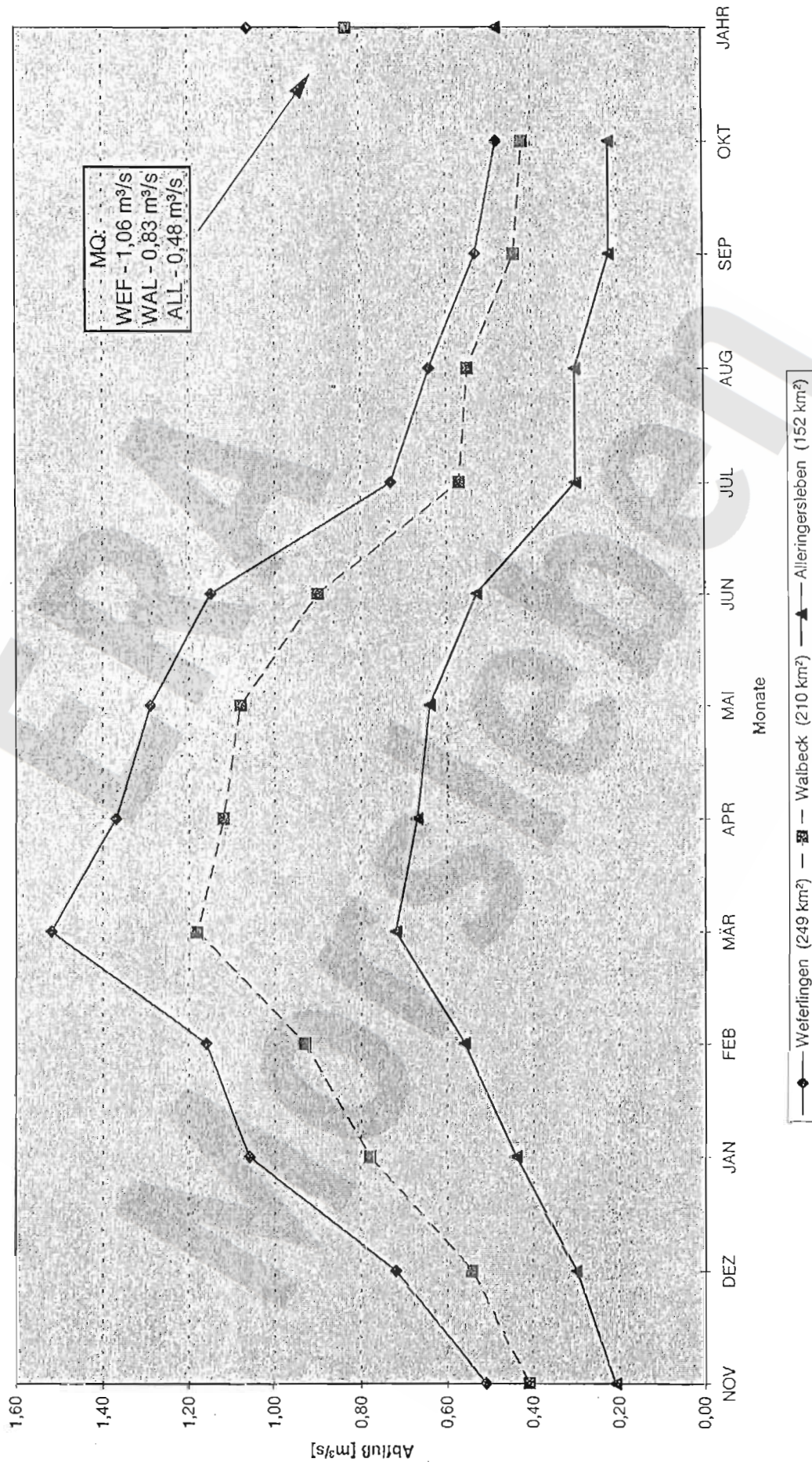


Abb. 4.3: Differenzbeträge der monatlichen Mittelwasserabflüsse zwischen den Pegeln Weferlingen, Walbeck und Alleringersleben (Mittelwerte der Abflußjahre 1972-95)

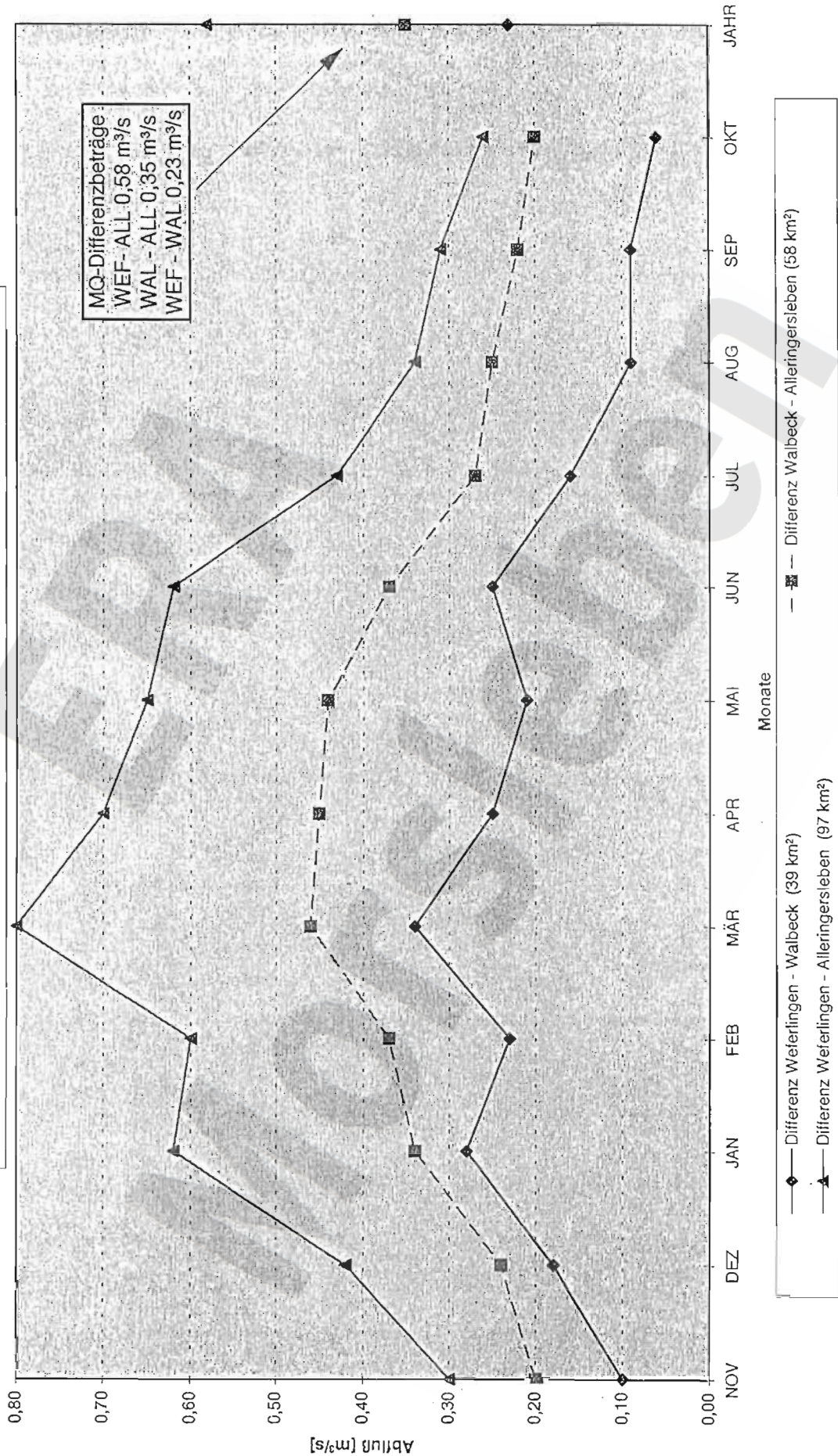


Abb. 4.4 : Monatliche Niedrigwasserabflüsse an den Pegeln Weferlingen, Walbeck und Allengersleben  
(Mittelwerte der Abflußjahre 1972-95)

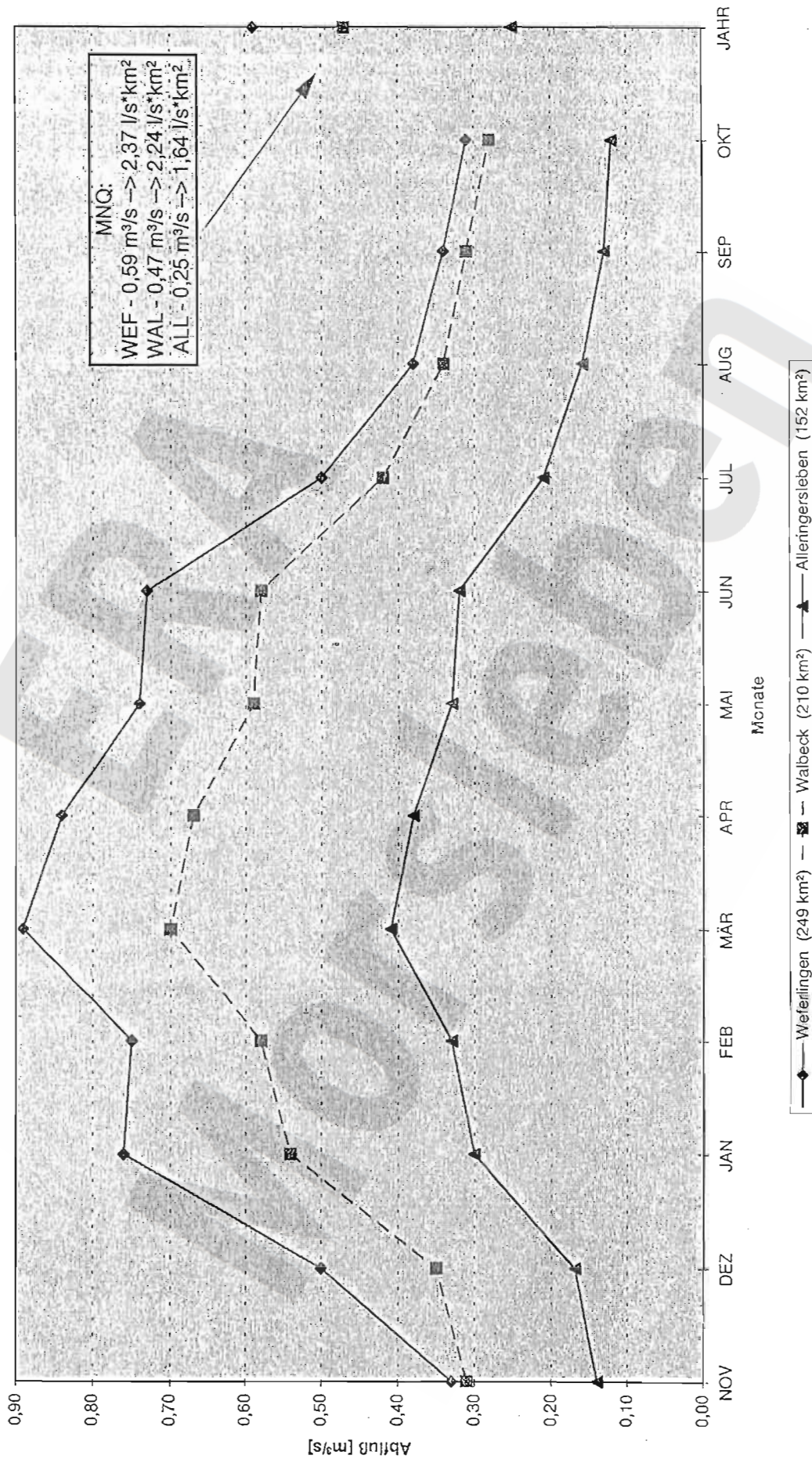
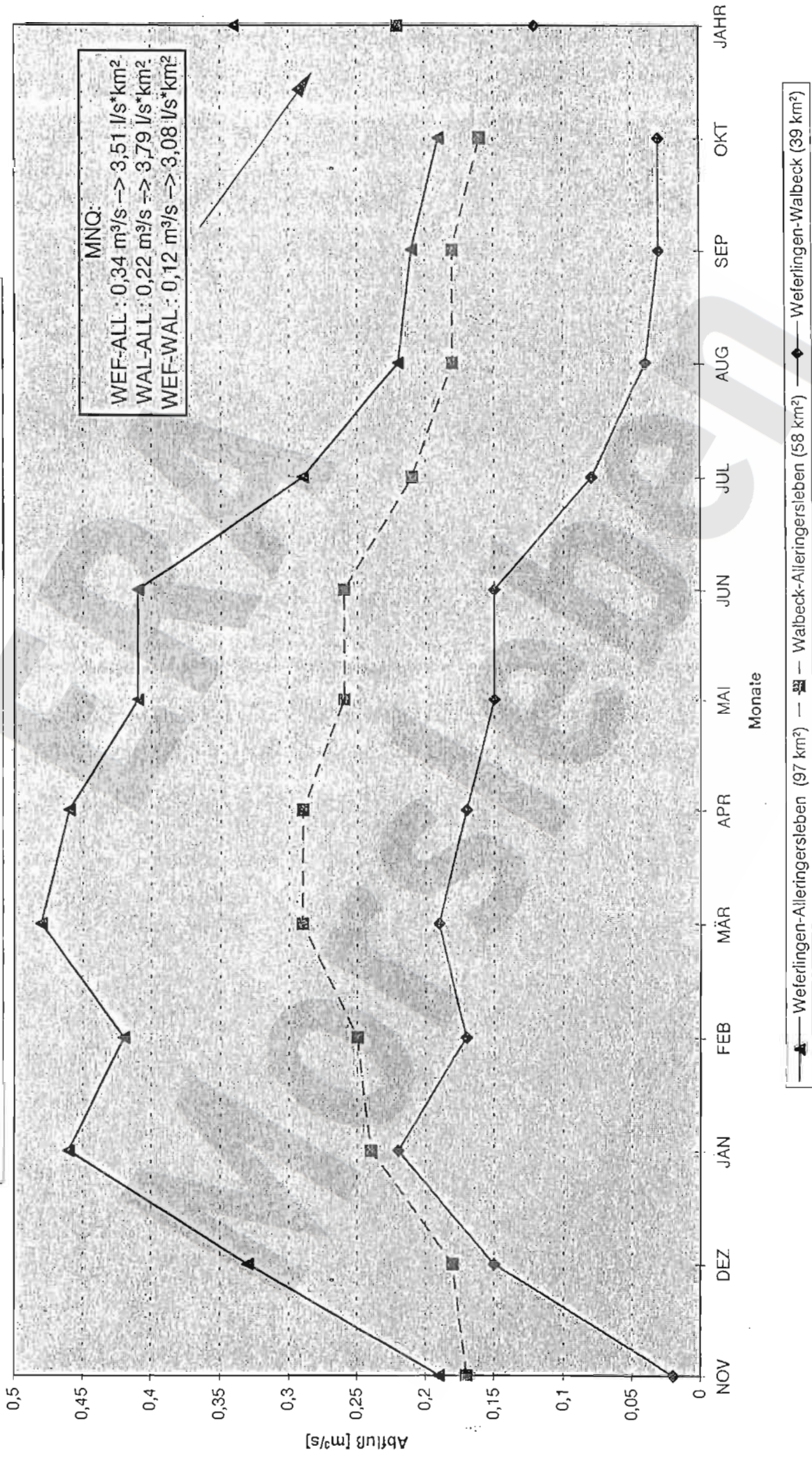


Abb. 4.5 : Differenzbeträge der monatlichen Niedrigwasserabflüsse zwischen den Pegeln  
 Weferlingen, Walbeck und Alleringersleben  
 (Mittelwerte der Abflußjahre 1972-95)



Tab. 4.5: Niederschlagswerte der Station WW Helmstedt im Zeitraum 1971-96

Jahr	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Summe	Min	Max
1971	12,8	36,0	9,2	27,6	23,9	94,0	22,3	76,8	28,1	22,3	24,1	57,1	434,2	9,2	94,0
1972	4,4	3,1	55,6	19,1	46,4	88,8	96,1	74,1	51,3	31,4	29,3	4,8	504,4	3,1	96,1
1973	38,2	31,0	13,3	62,2	56,0	29,9	68,0	10,4	27,7	74,8	40,9	42,7	495,1	10,4	74,8
1974	41,6	34,8	31,4	13,5	11,8	60,4	53,4	67,6	24,4	115,7	48,5	92,4	595,5	11,8	115,7
1975	44,4	7,5	54,5	44,4	50,7	73,4	26,2	68,2	61,8	31,1	21,8	18,3	501,3	7,5	73,4
1976	136,1	19,8	21,4	15,4	63,7	25,0	38,3	32,7	19,7	29,4	60,4	23,3	485,2	15,4	136,1
1977	43,0	39,5	68,5	45,2	50,3	95,7	53,5	100,7	31,4	37,6	75,6	40,3	681,3	31,4	100,7
1978	31,9	19,5	47,6	7,4	60,2	36,9	37,3	78,2	107,7	24,4	13,0	95,7	559,8	7,4	107,7
1979	35,8	35,0	73,5	54,6	35,9	81,6	103,0	64,3	19,2	15,1	58,2	82,6	658,8	15,1	103,0
1980	29,4	44,5	21,6	70,9	54,9	105,2	86,6	55,3	64,4	35,1	32,2	49,3	649,4	21,6	105,2
1981	73,7	33,7	114,7	23,8	58,8	138,4	47,1	73,9	77,8	67,6	37,6	79,6	826,7	23,8	138,4
1982	53,5	4,8	39,2	33,8	39,9	55,1	31,3	83,1	13,6	52,2	30,9	35,2	472,6	4,8	83,1
1983	57,6	33,6	49,3	121,4	76,3	25,6	9,7	30,6	28,6	39,0	57,1	59,3	588,1	9,7	121,4
1984	49,3	47,9	15,8	49,9	106,4	75,4	57,0	45,9	74,2	50,1	49,3	27,2	648,4	15,8	106,4
1985	44,4	18,2	45,7	82,0	28,3	99,3	43,7	66,8	19,8	39,2	39,1	66,6	593,1	18,2	99,3
1986	71,7	35,2	62,1	63,9	58,3	61,3	52,2	87,0	52,9	49,0	14,9	139,8	748,3	14,9	139,8
1987	89,7	52,1	33,7	19,2	66,9	115,3	74,9	63,8	56,7	19,8	69,5	51,5	723,1	19,2	115,3
1988	49,6	89,3	102,1	9,7	24,9	80,4	82,1	21,4	34,9	26,5	65,5	72,9	659,3	9,7	102,1
1989	20,9	38,7	34,5	21,8	6,9	56,3	80,7	58,8	22,1	55,5	55,4	61,6	513,2	6,9	80,7
1990	28,3	85,5	30,1	46,0	12,7	100,1	17,5	77,5	78,6	25,9	61,2	62,1	625,5	12,7	100,1
1991	21,9	25,8	28,9	17,0	34,0	107,3	39,5	22,8	34,5	33,1	55,9	59,5	480,2	17,0	107,3
1992	44,7	30,0	97,1	44,2	18,9	41,4	48,1	78,0	20,4	92,6	85,0	70,5	670,9	18,9	97,1
1993	72,9	23,8	13,8	35,2	75,9	112,0	124,6	50,8	49,9	30,1	35,5	131,7	756,2	13,8	131,7
1994	104,0	20,4	108,5	87,7	82,2	58,1	38,8	108,7	54,1	38,8	46,2	44,5	792,0	20,4	108,7
1995	79,5	72,0	72,7	61,7	46,9	48,9	24,7	32,7	76,9	19,6	50,4	25,5	611,5	19,6	79,5
1996	10,0	43,7	9,8	26,9	91,3	27,0	41,6	65,1	31,3	60,6	91,4	30,7	529,4	9,8	91,4
Mittelwert	49,6	36,0	48,3	42,4	49,3	72,8	53,8	61,4	44,7	42,9	48,0	58,6	607,8	36,0	72,8
Min	4,4	3,1	9,2	7,4	6,9	25,0	9,7	10,4	13,6	15,1	13,0	4,8	434,2	3,1	73,4
Max	136,1	89,3	114,7	121,4	106,4	138,4	124,6	108,7	107,7	115,7	91,4	139,8	826,7	31,4	139,8



Sie zeigt einen generellen Anstieg der Niederschlagshöhe von SO (weniger als 620 mm/a bei Alleringersleben) nach NW (etwa 660 mm/a bei Walbeck). Für das oberirdische Einzugsgebiet (EZG<sub>o</sub>) der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck ergibt sich ein mittlerer Niederschlag von 641 mm/a, für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen ein mittlerer Niederschlag von 651 mm/a. Die jährlichen Schwankungen sind jedoch erheblich (im oberirdischen Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck zwischen 460 und 934 mm/a).

Bei Betrachtung des langjährigen Trends (Abb. 4.6; gleitendes 9-Jahres-Mittel) der Jahresniederschläge an der Station Wasserwerk Helmstedt wird ein deutliches Sinken der Niederschläge zwischen 1954 und 1972 von etwa 620 mm/a auf etwa 520 mm/a und im Zeitraum von 1972 bis 1992 ein erneuter deutlicher Anstieg auf über 650 mm/a deutlich.

Der mittlere monatliche Niederschlag im gesamten oberirdischen Einzugsgebiet für die Abflußjahre 1972-1995 (Abb.4.7) zeigt eine dreigipfelige, jedoch insgesamt relativ ausgeglichene Verteilung mit Niederschlagsmaxima in den Monaten Juni, Dezember und März und Niederschlagsminima in den Monaten Februar, Oktober und April. Die Schwankungen sind allerdings ebenfalls beträchtlich. Die Stationsdaten des Niederschlags am Wasserwerk Helmstedt ergeben eine ähnliche Verteilung (Abb. 4.8)

Die aktuelle Verdunstung wurde vom DWD mit dem Programm VEKOS (Verdunstungskomponenten-System) für die Kalenderjahre 1988 bis 1995 berechnet (BfG 1997a). Eine Beschreibung des Verfahrens ist in BfG (1997a) enthalten. Für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck beträgt danach die mittlere Verdunstungshöhe 517 mm/a, für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen 504 mm/a.

Abb. 4.9 und 4.10 zeigen die Verteilung der Monatsmittel von Niederschlag und aktueller Verdunstung (ermittelt mit VEKOS) für die Kalenderjahre 1988 bis 1995 sowie die Differenz aus beiden, den Abfluß. Für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck ergibt sich hieraus eine Abflußhöhe von 147 mm/a, für das oberirdische Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen eine Abflußhöhe von 164 mm/a. Die aktuelle Verdunstung erreicht ihr Maximum im Juni, ihr Minimum im Dezember.

Bei KELLER et al. (1978) beträgt die mittlere jährliche potentielle Verdunstung berechnet nach PENMAN für die Periode 1951-65 zwischen 500 und 550 mm/a im niedersächsischen Teil des Untersuchungsgebietes. Die mittlere jährliche potentielle Verdunstung berechnet nach BUDYKO (in KdT 1980) beträgt für die Periode 1951-60 im sachsen-anhaltinischen Teil des Untersuchungsgebietes etwa 585 mm/a. Ein direkter Vergleich beider Werte ist nicht möglich, da die Berechnungen auf unterschiedlichen Ansätzen beruhen.

**Abb. 4.6: Langjährige Niederschlagsverteilung an der Meßstation Wasserwerk Helmstedt**  
Kalenderjahre 1950-96

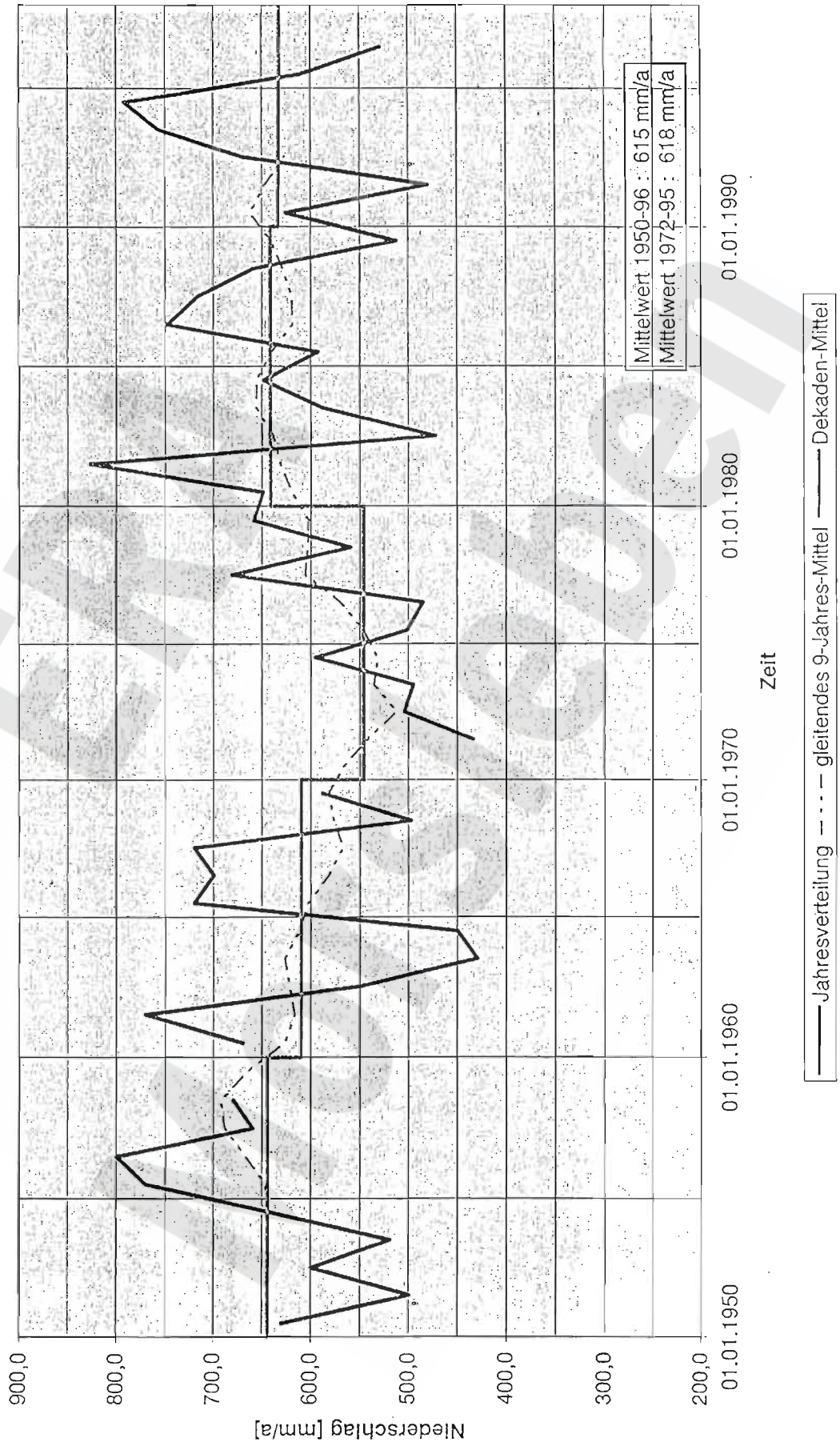


Abb. 4.7 : Abflußhöhe im Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck [Abflußjahre 1972 - 1995]

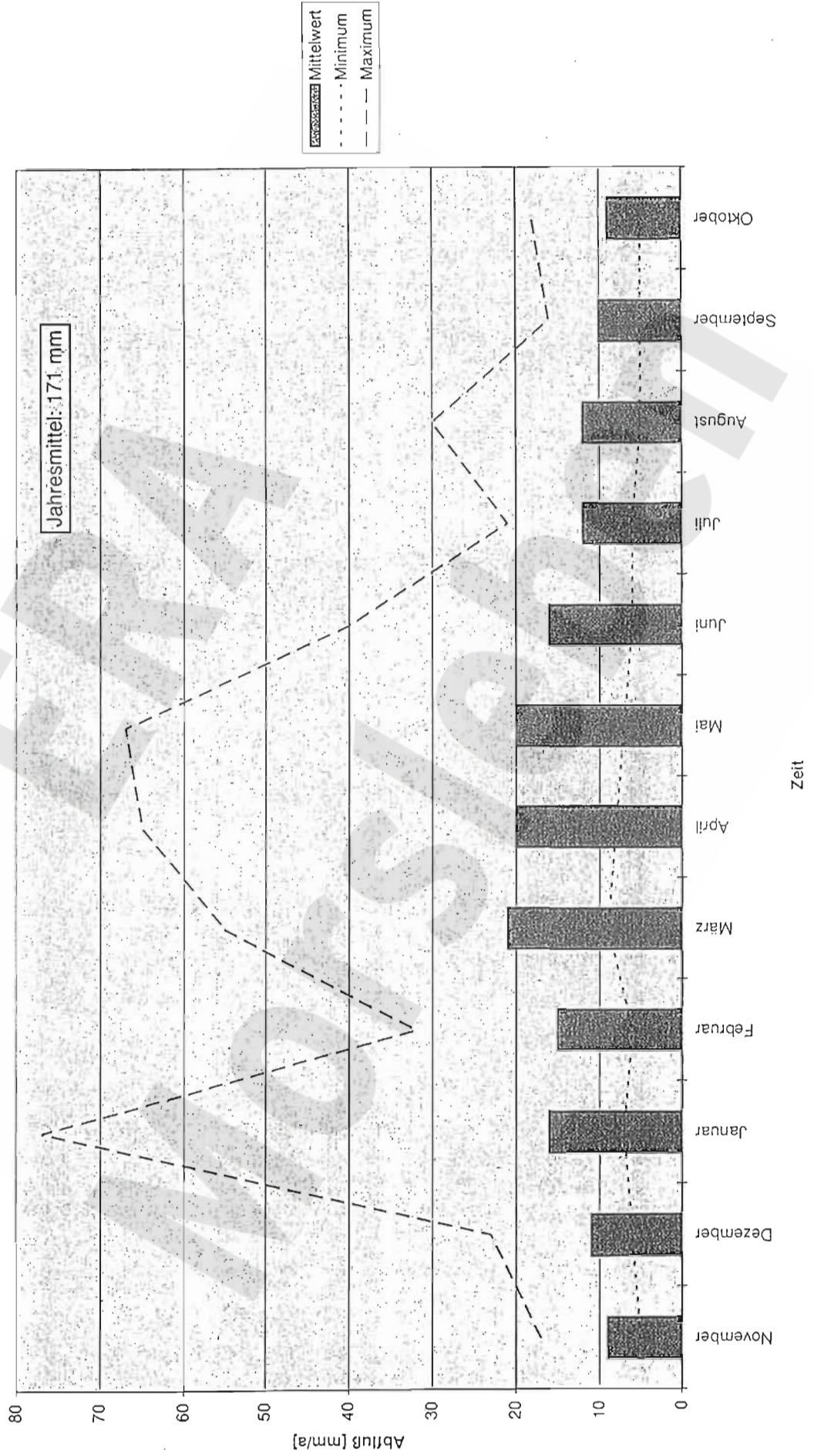


Abb. 4.8 : Niederschlagsverteilung - Meßstation WW Helmstedt (Monatsmittel der Kalenderjahre 1971-1996)

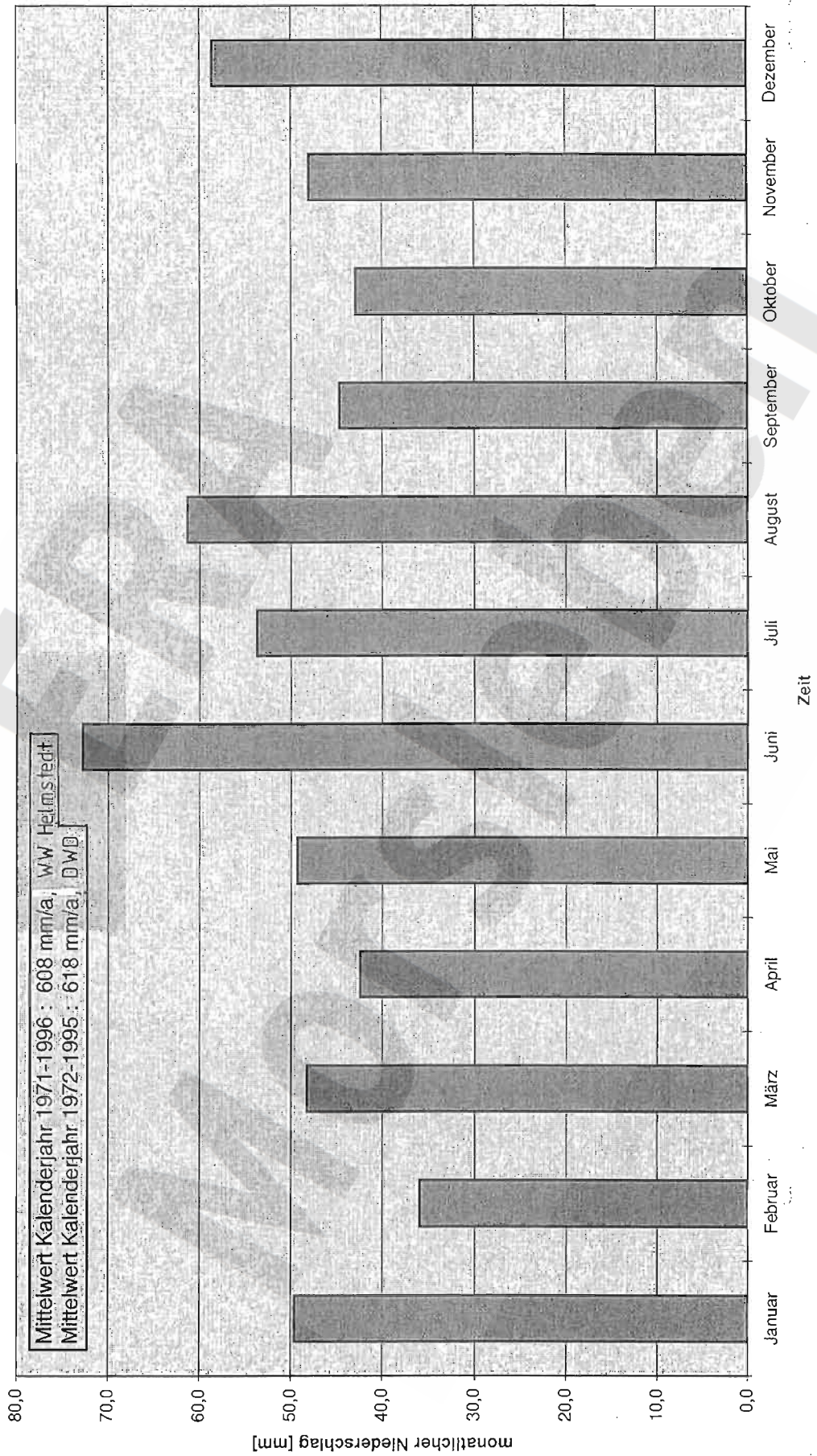


Abb. 4.9 : Niederschlag und Verdunstung im Einzugsgebiet der Aller zwischen Allersingerleben und Weferlingen  
 [Kalenderjahre 1988-1995]

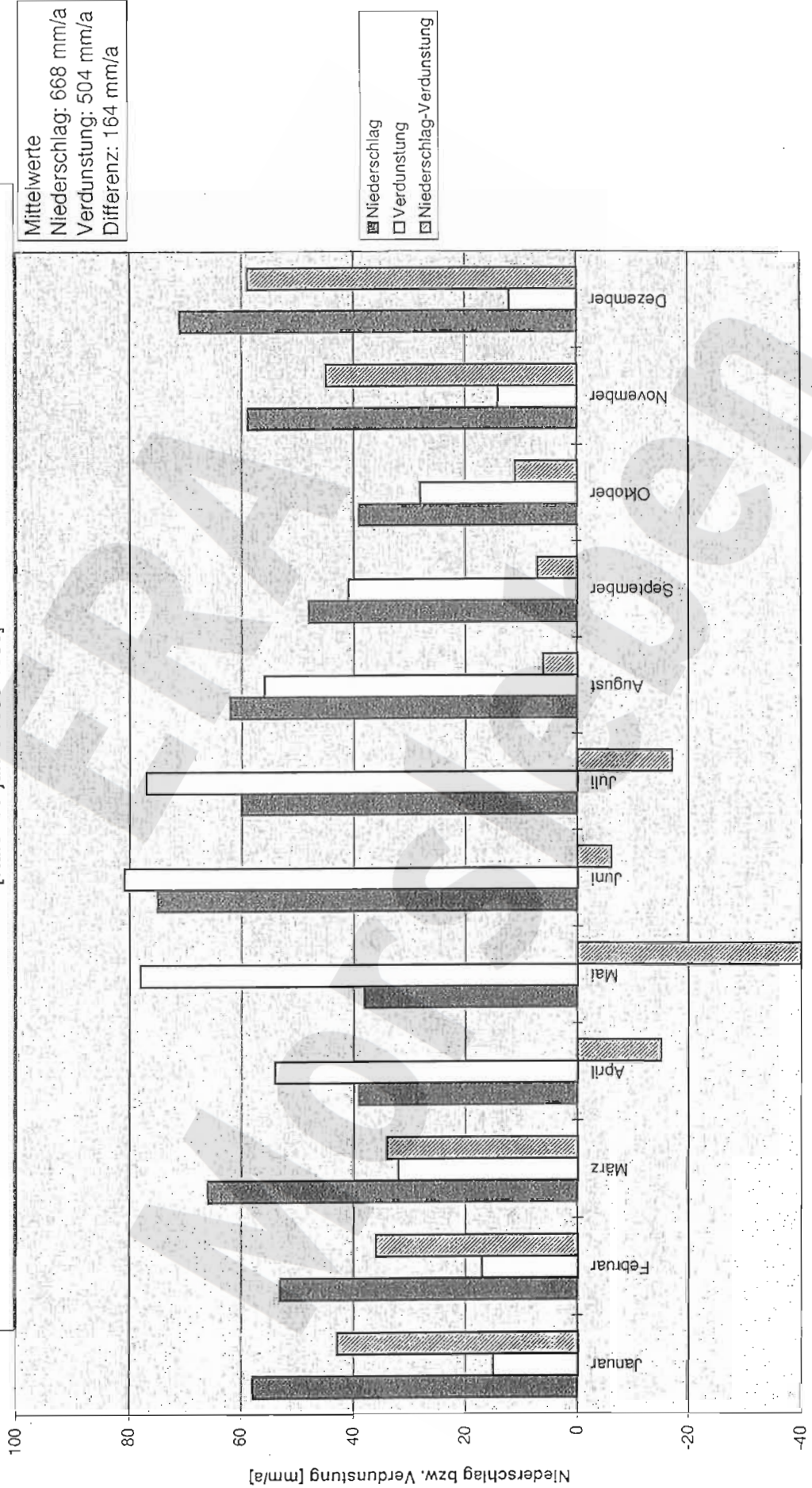


Abb. 4.10 : Niederschlag und Verdunstung im Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck  
 [Kalenderjahre 1988-1995]



Zeit

### 4.1.3 Grundwasserneubildung

#### 4.1.3.1 Problemstellung

Die Grundwasserneubildung wird zum einen für die Aufstellung einer Wasserhaushaltsbilanz benötigt, zum anderen findet sie Verwendung im Zusammenhang mit der hydraulischen Modellierung. Da sie sich nicht direkt messen sondern nur empirisch ermitteln läßt, wurden verschiedene Verfahren angewandt, um eine hinreichende Sicherheit bezüglich der Höhe der Grundwasserneubildung zu erhalten.

Umfassende Darstellungen der zur Verfügung stehenden Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserneubildung finden sich in LERNER et al. (1990), SIMMERS (1987) sowie in AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FH-DGG (1977). LERNER et al. unterscheiden zwischen direkten Meßverfahren (z.B. Lysimetermessungen), Berechnungen aus dem Wasserhaushalt, Berechnungen aus dem Grundwasserabstrom, Tracer-Verfahren und anderen Methoden. Die im Rahmen dieser Untersuchungen angewandten Verfahren zählen ausnahmslos zu den Wasserhaushaltsberechnungen.

Bei allen Verfahren ist zu berücksichtigen, daß nicht alles in die ungesättigte Zone infiltrierende Niederschlagswasser den Grundwasserleiter erreicht, sondern ein Teil, bei Vorhandensein von wasserstauenden Horizonten über dem obersten Grundwasserleiter, nach mehr oder weniger kurzer Aufenthaltsdauer wieder zum Oberflächenabfluß wird. Dieser sogenannte Zwischenabfluß ( $A_2$ ) läßt sich nur schwer quantifizieren.

Bei den indirekten Verfahren ist daneben zu berücksichtigen, daß je nach Gesteinsbeschaffenheit und Topographie der Anteil der indirekten Grundwasserneubildung, also der nicht direkt am Ort des Auftreffens des Niederschlags sondern im Verlauf des oberirdischen Abflusses an Systemen bevorzugter hydraulischer Wasserwegsamkeit oder in natürlichen Depressionen erfolgenden Neubildung, stark unterschiedlich ist. Insbesondere in Gebieten mit geklüfteten Festgesteinen und ausgeprägtem Relief, wie dem Untersuchungsgebiet, kann dieser Anteil erheblich sein.

#### 4.1.3.2 Ermittlung der Grundwasserneubildung aus dem mittleren monatlichen Niedrigwasserabfluß (MoMNQ)

##### Methodik

Der in einer Abflußmeßstelle gemessene Abfluß setzt sich zusammen aus dem Oberflächenabfluß ( $A_o$ ), dem Zwischenabfluß (interflow;  $A_z$ ) und dem grundwasserbürtigen Abfluß (Basisabfluß;  $A_u$ ). Der grundwasserbürtige Abfluß ist derjenige Teil des Niederschlags, der nach der Passage durch die ungesättigte Zone den obersten Grundwasserleiter erreicht und über den Grundwasserabstrom mit längerer zeitlicher Verzögerung dem Vorfluter zutrifft. Demgegenüber wird als Zwischenabfluß derjenige Teil des Abflusses bezeichnet, der zwar in die ungesättigte Zone versickert, aber nicht den obersten zusammenhängenden Grundwasserleiter erreicht, sondern nach kurzer Zeit dem Vorfluter zutrifft. Die Abtrennung dieser drei Bestandteile des Abflusses sind in der DIN 4049-3 zusammenfassend dargestellt (vgl. Abb.4.11).

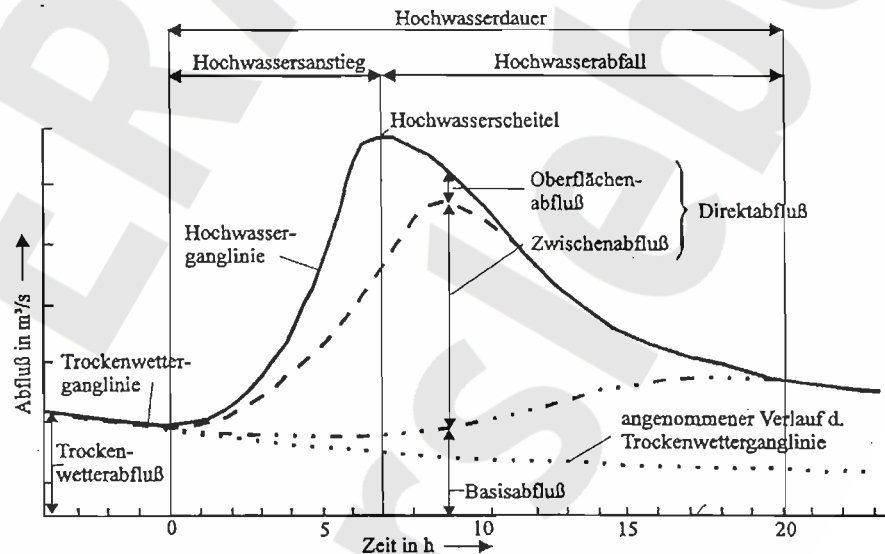


Abbildung 4.11 : Untergliederung des Abflusses in Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß und Basisabfluß nach DIN 4049-3

Von WUNDT (1953) wurde ein Verfahren entwickelt, das es ermöglicht, aus Abflußmessungen den Basisabfluß zu ermitteln. Danach ist der Basisabfluß gleichzusetzen mit dem aus langjährigen Meßreihen ermittelten mittleren monatlichen Niedrigwasserabfluß (MoMNQ). KILLE (1970) modifizierte das Verfahren von WUNDT, da er der Ansicht war, daß in niederschlagsreichen Perioden ein Teil des MoMNQ nicht Bestandteil des Basisabflusses, sondern des oberirdischen Abflusses sei. Beim KILLE-Verfahren werden die MoMNQ nach Größe und Rang geordnet aufgetragen, wobei der untere Teil der Kurve eine Gerade ergibt. Ab einem 'kritischen Punkt' weichen die MoMNQ von



dieser Geraden zu höheren Abflußwerten ab. Die Fläche unterhalb der Geraden bzw. der MoNQ des mittleren Ranges ergibt den Basisabfluß oder MoMNQ.

Dieses Verfahren wurde von DEMUTH (1993) weiterentwickelt. Hiernach werden die unteren 5 % der MoNQ-Werte als anthropogen beeinflusst ausgeschlossen und eine Regressionsrechnung bis zu 50 % der MoNQ-Werte durchgeführt. Von dort werden schrittweise weitere Regressionsrechnungen durchgeführt bis zum Erreichen des maximalen Korrelationskoeffizienten ('kritischer Punkt'). Aus der Regressionsgeraden wird dann wie beim KILLE-Verfahren der Basisabfluß ermittelt.

### *Ergebnisse*

Die BfG (1997a) berechnete auf der Grundlage der Abflußmessungen an den Stationen Alleringersleben/Aller, Walbeck/Aller sowie Weferlingen/Aller den MoMNQ nach der Methode von DEMUTH (1993). Für den zwischen den Pegeln Alleringersleben und Weferlingen gelegenen Bereich (Fläche des Einzugsgebietes: ca. 97,3 km<sup>2</sup>) ergibt sich für den Zeitraum der Abflußjahre 1972-1995 eine mittlere monatliche Niedrigwasserabflußhöhe von 108 mm/a bzw. 3.42 l/s\*km<sup>2</sup>.

Dieser Abfluß ist zu korrigieren mit den mittleren Entnahme- und Einleitmengen im Einzugsgebiet (vgl. Kap. 4.1.4).

- Durch die Wasserwerke Helmstedt und Beendorf wurden dem Gebiet etwa 1,65 Mio m<sup>3</sup>/a Grundwasser entzogen.
- Weiterhin wurden durch das WW Weferlingen 320.600 m<sup>3</sup>/a entnommen (vgl. Tab.4.10), wovon ca. 75% als Import aus dem nördlich anschließenden Einzugsgebiet (EZG) anzusehen sind. Es wurden jedoch nur etwa 50% der Gesamtmenge im betrachteten EZG verbraucht, so daß sich ein Import in das EZG von etwa 80.000 m<sup>3</sup>/a ergibt.
- Die ehemalige Landwirtschaftliche Produktionsgenossenschaft (LPG) Weferlingen entnahm ca. 200.000 m<sup>3</sup>/a zur Beregnung aus der Aller. Diese Menge ist als Defizit zu betrachten, da sie zum größten Teil verdunstet sein dürfte.
- Die Entnahmemengen des Kalkwerkes Walbeck und der Zuckerfabrik Weferlingen decken sich vermutlich mit den Einleitmengen dieser Werke.
- Heute werden im Mittel etwa 280.000 m<sup>3</sup>/a durch die Kläranlage in Grasleben eingeleitet. Es ist zu vermuten, daß diese Menge ungefähr der mittleren Abwassermenge im EZG der Aller zwischen Walbeck und Weferlingen im Zeitraum 1972-95 entspricht.
- Schwierig ist die Beurteilung der Entnahme- und Einleitmengen der Sand- und Tonwerke Walbeck. Da Grundwassermeßstellen zur Beobachtung der Grundwasserabsenkung im Umfeld der Gruben fehlen, läßt sich nicht angeben, ob sich inzwischen eine mehr oder weniger stationäre

Grundwasserströmung eingestellt hat. Vermutlich entnehmen die Sand- und Tonwerke Walbeck jedoch aus der Speicherung. Die Grundwasserneubildung in den entwässerten Tagebauflächen würde unter normalen Verhältnissen etwa 370.000 m<sup>3</sup>/a betragen (ca. 4,1 km<sup>2</sup> \* ca. 90 mm/a). Da jedoch mehr als 960.000 m<sup>3</sup>/a Grundwasser entnommen werden, ergibt sich eine Entnahme aus der Speicherung (Überschuß) von mehr als 600.000 m<sup>3</sup>/a.

- Die zusätzliche Evaporation durch die entstandenen Teichflächen läßt sich mit etwa 20.000 m<sup>3</sup>/a veranschlagen ( $V_p - V_a \approx 135 \text{ mm/a}$ , Fläche  $\approx 150.000 \text{ m}^2$ ).
- Die Einleitungen im EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck betragen etwa 0,16 Mio m<sup>3</sup>/a.

Insgesamt ergibt sich somit ein Defizit von etwa 0,7 Mio m<sup>3</sup>/a. Korrigiert man den o.g. MoMNQ von 108 mm/a mit dieser Menge, so erhält man eine mittlere monatliche Niedrigwasserabflußhöhe von ca. 115 mm/a bzw. 3,64 l/s\*km<sup>2</sup>. Dieser Wert ist jedoch nur bedingt belastbar, da die Entnahme- und Einleitmengen nur als Schätzwerte zu betrachten sind. Die Einleitungen sind u. U. wesentlich höher und damit die Neubildung niedriger.

Die hydraulischen Modellrechnungen beziehen sich jedoch auf den Bereich zwischen Alleringersleben und Walbeck. Da für den Pegel Walbeck/Aller nur eine kurze Zeitreihe zur Verfügung stand, wurde der mittlere monatliche Niedrigwasserabfluß hier mittels Regression berechnet. Für den zwischen den Pegeln Alleringersleben und Walbeck gelegenen Bereich (Fläche des unterirdischen Einzugsgebietes: 58,0 km<sup>2</sup>) ergibt sich dann eine mittlere monatliche Niedrigwasserabflußhöhe von 108 mm/a bzw. 3,41 l/s\*km<sup>2</sup>. Nach Korrektur mit der diesem Gebiet entnommenen Menge von 1,11 Mio m<sup>3</sup>/a ergibt sich eine mittlere monatliche Niedrigwasserabflußhöhe von 126 mm/a bzw. 4,00 l/s\*km<sup>2</sup>.

Bei Betrachtung der MoMNQ an den einzelnen Pegeln (BfG 1997a: 44) fällt auf, daß das Abflußgeschehen der Aller bis zum Pegel Weferlingen sich stark verändert. So liegt die mittlere monatliche Niedrigwasserabflußhöhe für das EZG bis zum Pegel Alleringersleben (152 km<sup>2</sup>) deutlich niedriger (41 mm/a = 1,29 l/s\*km<sup>2</sup>) als die mittlere monatliche Niedrigwasserabflußhöhe zwischen den Pegeln Alleringersleben und Weferlingen (108 mm/a = 3,42 l/s\*km<sup>2</sup>; jeweils ohne Berücksichtigung der Entnahmen und Einleitungen). Zwischen Walbeck und Weferlingen nimmt sie auf etwa 97 mm/a = 3,08 l/s\*km<sup>2</sup> ab. Dieses Phänomen ist nur schwer zu deuten, da zwar der Niederschlag nach Norden zunimmt, aber geologische Untergrundbeschaffenheit und Landnutzung in beiden Gebieten ähnlich sind. Möglicherweise sind die im Untersuchungsgebiet höheren Neubildungsraten auf eine stärkere Frakturierung der Gesteine zurückzuführen (s.u.). Möglich ist auch, daß ein Teil dieses MoMNQ noch dem Zwischenabfluß (als Teil des Direktabflusses) zuzurechnen ist.

Nachteilig ist, daß dieses Verfahren keine weitere Differenzierung des Abflußgeschehens in den Teileinzugsgebieten des Untersuchungsgebietes ermöglicht. Ausreichend lange Zeitreihen stehen nur für die o.g. Pegel zur Verfügung, so daß für die o.g. periodischen Meßstellen kein MoMNQ ermittelt werden konnte.

Der relative Fehler bei diesem Verfahren liegt schätzungsweise bei maximal 15 % und ist vor allem in der Erfassung des Abflusses begründet (Verkrautung, Verschlammung der Meßstellen).

#### 4.1.3.3 Ermittlung der Grundwasserneubildung mit dem Programm NASIM

Die Berechnung wurde von der BfG im Rahmen der Erstellung des 'Wasserhaushaltsberichtes' durchgeführt. Zur Methodik sei auf BfG (1997a) verwiesen. Mit dem Programm läßt sich auch das Abflußverhalten in Teileinzugsgebieten untersuchen.

Die Grundwasserneubildung wird hier auf der Basis von Tageswertzeitreihen für Niederschlag, Verdunstung und Abfluß ermittelt. Diese stehen für das Untersuchungsgebiet für den Zeitraum der Kalenderjahre 1988-1995 zur Verfügung.

Die mit dem Programm ermittelten Grundwasserneubildungsraten (GWN) und die Korrekturwerte bei Berücksichtigung der Entnahmen und Zuleitungen sind in Tab. 4.6 dargestellt.

EZG	GWN unkorr. [mm/a]	GWN unkorr. [Mio m <sup>3</sup> /a]	Entnahmen minus Zuleitungen [Mio m <sup>3</sup> /a]	Fläche [km <sup>2</sup> ]	GWN korr. [mm/a]	GWN korr. [Mio m <sup>3</sup> /a]
EZG <sub>o</sub> Alleringersleben- Schwanefeld	97	4,76	1,01	49,1	118	5,77
EZG <sub>o</sub> Alleringersleben- Walbeck	99	5,80	1,08	58,6	117	6,88
EZG <sub>o</sub> Alleringersleben- Weferlingen	101	9,83	0,7	97,3	108	10,53

Tabelle 4.6: Korrekturrechnung zur Berechnung der Grundwasserneubildung mit NASIM

Vorteil des Verfahrens ist die Möglichkeit einer Differenzierung des Abflußgeschehens in den Teileinzugsgebieten, sofern genügend Abflußdaten für diese vorliegen. Der Vergleich der berechneten mit den gemessenen Abflußdaten zeigt diesbezüglich in den periodischen Meßstellen eine gute Übereinstimmung (vgl. BfG 1997a).

Der relative Fehler liegt bei dieser Methode ebenfalls bei maximal etwa 15 % und ist im wesentlichen auf die Erfassung der Abfluß- und Niederschlagswerte zurückzuführen.

#### 4.1.3.4 Ermittlung der Grundwasserneubildung aus dem Bodenwasserhaushalt

Die GFE (1997) berechnete die Grundwasserneubildung für das oberirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld auf der Grundlage von Bodenwasserhaushaltsberechnungen nach RENGER et al. (1990). Die Methode beruht auf Untersuchungen von RENGER & STREBEL (1980), WESSOLEK et al. (1985a) sowie WESSOLEK et al. (1985b). Eine Darstellung dieses Verfahrens findet sich ebenfalls in DVWK (1996) und HENNINGS (1994) bzw. MÜLLER et al. (1992).

Die Grundwasserneubildung (GWN) ergibt sich nach der allgemeinen Formel :

$$\text{GWN} = a \cdot N_{\text{so}} + b \cdot N_{\text{wi}} - c \cdot \log(W_{\text{pfl}}) - d \cdot V_{\text{p}} + e \quad [\text{mm/a}]$$

worin :	$N_{\text{so}}$	-	Sommerniederschlag (1.4. - 30.9.)
	$N_{\text{wi}}$	-	Winterniederschlag (1.10. - 31.3.)
	$W_{\text{pfl}}$	-	pflanzenverfügbares Bodenwasser
	$V_{\text{p}}$	-	potentielle Evapotranspiration

Die im Untersuchungsgebiet gültigen Regressionsgleichungen für Acker, Grünland und Nadelwald lauten :

Acker :  $\text{GWN}_{\text{A}} = 0,92 \cdot N_{\text{wi}} + 0,61 \cdot N_{\text{so}} - 153 \cdot \log(W_{\text{pfl}}) - 0,12 \cdot V_{\text{p}} + 109$

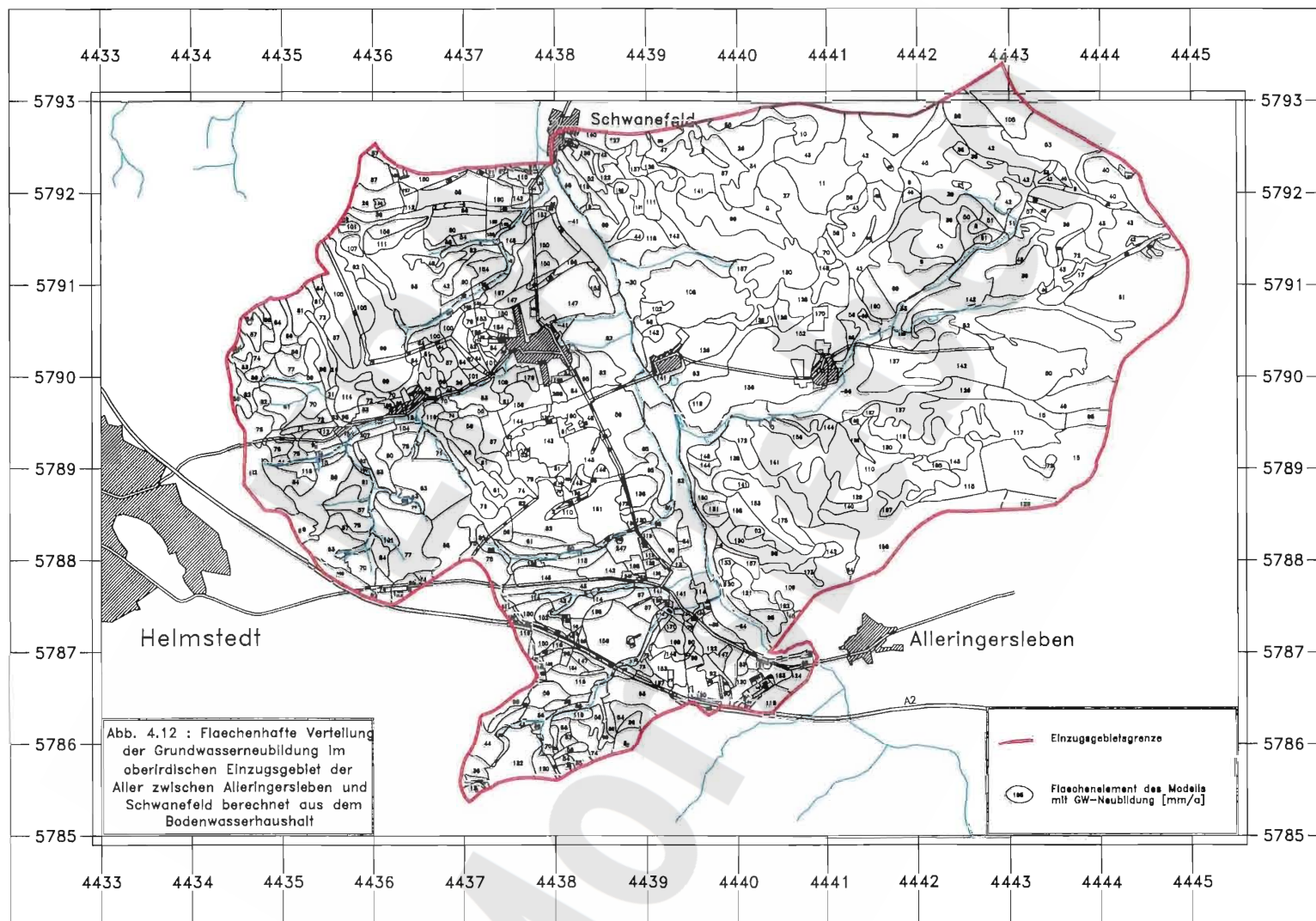
Grünland :  $\text{GWN}_{\text{G}} = 0,90 \cdot N_{\text{wi}} + 0,52 \cdot N_{\text{so}} - 286 \cdot \log(W_{\text{pfl}}) - 0,10 \cdot V_{\text{p}} + 330$

Nadelwald :  $\text{GWN}_{\text{N}} = 0,71 \cdot N_{\text{wi}} + 0,67 \cdot N_{\text{so}} - 166 \cdot \log(W_{\text{pfl}}) - 0,19 \cdot V_{\text{p}} + 127$

Im Untersuchungsgebiet liegt überwiegend Mischwald vor (vgl. Kap. 3). Da die in der Literatur für Laubwald vorgegebene Regressionsgleichung bei den im Untersuchungsgebiet herrschenden Klimaverhältnissen nicht gültig ist ( $N < 700 \text{ mm/a}$ ,  $V_{\text{p}} > 500 \text{ mm/a}$ ), wurde von GFE (1997) als Näherungsgleichung für den im Gebiet vorherrschenden

Wald :  $\text{GWN}_{\text{W}} = 0,75 \cdot \text{GWN}_{\text{N}} + 0,25 \cdot \text{GWN}_{\text{G}}$  gesetzt.

Aufbauend auf einer bodenkundlichen Kartierung sowie von Kartierungen der Landnutzung und Hangneigung wurden 492 Berechnungseinheiten abgegrenzt. Für diese Einheiten wurde die Grundwasserneubildung nach der o.g. Methodik berechnet. Zusätzlich wurde die Neubildung nach Exposition (Nord-/Südhang) und Position (Mittel-/Unterhang) korrigiert. Die sich ergebenden Grundwasserneubildungsraten sind flächendifferenziert kartographisch im Maßstab 1:10.000 dar-



gestellt. Eine vereinfachte Karte ist in Abb. 4.12 wiedergegeben. Den größten Einfluß auf die GWN hat naturgemäß die Landnutzung, wie Tab. 4.7 verdeutlicht.

	Gesamtgebiet	Gebiet westlich der Aller	Gebiet östlich der Aller
Fläche [km <sup>2</sup> ]	50,08	24	26
Anzahl der Teilflächen	492	320	172
mittl. GWN ohne Reliefkorrektur	81	82	79
GWN-Acker [mm/a]	128	124	131
GWN-Grünland [mm/a]	12	16	8
GWN-Wald [mm/a]	50	62	38
mittl. GWN mit Reliefkorrektur [mm/a]	87	90	84

Tabelle 4.7 : Grundwasserneubildung berechnet aus dem Bodenwasserhaushalt  
(nach GFE 1997)

Zu berücksichtigen ist, daß als Grundlage für die Berechnung eine etwas andere Niederschlagsverteilung gewählt wurde als für die anderen Verfahren zur Grundwasserneubildungsberechnung. Nach BfG (1997a) beträgt der Niederschlag im oberirdischen EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck im Zeitraum Kalenderjahre 1972-1995 im Mittel 641 mm/a (korrigierter bodengleicher Niederschlag). Im EZG der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld beträgt er etwa 619 mm/a (vgl. Anl. 3.1, Modell GWD\_2.1). Für die Bodenwasserhaushaltsberechnung wurden im Mittel 575 mm/a angenommen (unkorrigiertes Mittel der Zeitreihe 1901-1950). Da jedoch für die Bodenwasserhaushaltsberechnung unkorrigierte Stationsdaten verwendet werden, sind beide Niederschlagsmittel nahezu identisch (Faktor bodengleicher Niederschlag/unkorrigierter Niederschlag  $\sim 1,09$ ). Die Bodenwasserhaushaltsberechnung berücksichtigt einen Teil des Zwischenabflusses durch die Reliefkorrektur. Insgesamt wird der Zwischenabfluß auf etwa 20 % des Direktabflusses geschätzt. Die reale Grundwasserneubildung wird daher auf etwa 80 mm/a geschätzt.

Zu beachten ist auch, daß mit Hilfe dieses Verfahrens lediglich die direkte GWN aus Versickerung von Niederschlägen am Ort des Auftreffens des Niederschlages ermittelt wird. Die indirekte GWN, also der Teil der GWN, der im Verlauf des Abflußprozesses in lokalen Depressionen, an Kluftsystemen o.ä. erfolgt, wird hierbei nicht berücksichtigt. Dieser Teil der GWN kann aber, insbesondere in reliefbetonten Festgesteinsgebieten von erheblicher Bedeutung sein (s.o.).

#### 4.1.3.5 Ermittlung der Grundwasserneubildung nach der Methode von BAGROV/ GLUGLA mit dem Programm GWD

Das von BAGROV (1953) entwickelte Verfahren ist zur Berechnung langjähriger Mittelwerte der realen Evapotranspiration geeignet. Diese wird nach folgender Formel berechnet :

$$\frac{\overline{d \text{ ETR}}}{\overline{d P}} = 1 - \left( \frac{\overline{d \text{ ETR}}}{\overline{\text{ETP}}} \right)^{\text{BAGF}}$$

$\overline{\text{ETR}}$  = reale Gebietsverdunstung, langjähriges Mittel

$\overline{\text{ETP}}$  = potentielle Verdunstung, langjähriges Mittel

$\overline{P}$  = Gebietsniederschlag, langjähriges Mittel

BAGF = BAGROV-Faktor

Das Verfahren ist von GLUGLA & TIEMER (1971) und GLUGLA & KÖNIG (1989) für die praktische Anwendung weiterentwickelt worden. Eine Darstellung des Verfahrens findet sich ebenfalls in DVWK (1996). Es ist geeignet für nicht oder wenig geneigtes Gelände.

Basierend auf diesem Verfahren wurde von der WASSERWIRTSCHAFTSDIREKTION BERLIN (1988) das Programm GWD entwickelt, welches die GWN in einem Gebiet auf der Basis eines Rasters ermittelt (GLUGLA et al. 1977, GLUGLA et al. 1988). Dieses wurde in der Version 3.0 für die im Folgenden dargestellten Berechnungen der GWN von der BGR (vgl. LANGKUTSCH et al. 1997) wie auch von der BfG (1997a) verwendet. Vorgegeben im Programm ist ein Raster von 1 km \* 1 km. Dieses wurde von BfG für die Berechnung der GWN im EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen verwendet. Für die Betrachtung des unterirdischen Einzugsgebietes der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck wäre dieses Raster jedoch zu grob. Es wurde daher für die Berechnungen der BGR auf 250 m \* 250 m verfeinert.

Dieses Verfahren war Grundlage für die Berechnung der GWN für den Bericht „Hydrogeologische Modellbildung“ (LANGKUTSCH et al. 1997), da andere Daten zu diesem Zeitpunkt noch nicht vorlagen.

Die GWN wurde für 3 verschiedene Einzugsgebiete bestimmt:

- das oberirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld (Modell GWD\_2.1), Abgrenzung nach Hydroisohypsenplan im Maßstab 1:25.000 (BALZER et al., 1993) [als Vergleich zu den Ergebnissen aus den Berechnungen nach dem Bodenwasserhaushalt und mit NASIM],
- das unterirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld (Modell GWD\_3), Abgrenzung nach Hydroisohypsenplan im Maßstab 1:25.000 (LANGKUTSCH et al. 1997) und

- das unterirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck (Modell GWD\_4), Abgrenzung nach Hydroisohypsenplan im Maßstab 1:25.000 (LANGKUTSCH et al. 1997) [als Vergleich zu den Ergebnissen aus der Berechnung nach dem MoMnQ-Verfahren und mit NASIM].

Als Eingabedaten werden benötigt:

- die Nutzungsform,
- die Bodenart,
- der Grundwasserflurabstand,
- der Niederschlag (unkorrigiert),
- die potentielle Verdunstung und
- der Reduktionsfaktor für bedeckte Grundwasserleiter.

Zusätzlich ist die Angabe des Versiegelungsgrades, des Grades der Kanalisation sowie eine Spezifizierung der landwirtschaftlichen Nutzung möglich. Letztere wurde in den o.g. Modellen nicht spezifiziert.

Grundlage für die Berechnung waren folgende Karten und Unterlagen :

- topographische Karten 1:25.000, Blatt 3732 Helmstedt und Blatt 3733 Erxleben,
- geologische Karten 1:25.000, Blatt 3732 Helmstedt (SCHMIERER 1914) und Blatt 3733 Erxleben (WIEGERS 1916),
- Bodenschätzungskarten des dt. Reiches im Maßstab 1:10.000,
- Isohyetenkarte im Maßstab 1:25.000 (BfG 1996b),
- Karte langjähriger Mittelwerte der potentiellen Verdunstung für das Gebiet der DDR (KdT 1980),
- Oberirdische Einzugsgebietsgrenzen im Maßstab 1:25.000 (BALZER et al., 1993).

In Tab. 4.8 sind die berechneten Grundwasserneubildungsraten zusammengefaßt. In Anlage 3.1 sind die Ergebnisse der Modellrechnungen detailliert dargestellt. Anlage 3.2 und 3.3 dokumentiert die Eingabe- und Ausgabedaten für das Modell GWD\_4.

Modell	Fläche		Grundwasserneubildung [mm/a]
	(Modell) [km <sup>2</sup> ]	(EZG) [km <sup>2</sup> ]	
<b>GWD 2.1</b>	49,125	49,123	83
<b>GWD 3</b>	44,625	44,547	84
<b>GWD 4</b>	58,000	58,24	87

Tabelle 4.8 : Grundwasserneubildung berechnet mit dem Programm GWD



#### 4.1.3.6 Berechnung der Grundwasserneubildung nach dem A<sub>u</sub>-Linienverfahren

Für den Zeitraum vom 1.1.92 bis 31.12.96 wurde auf der Basis der Tageswerte des Abflusses an den Pegeln Alleringersleben und Weferlingen (BfG 1993, BfG 1994, BfG 1995, BfG 1996a, BfG 1997b) der unterirdische Abfluß nach dem A<sub>u</sub>-Linienverfahren abgegliedert (NATERMANN 1951). Die A<sub>u</sub>-Linien wurden vor allem deshalb erstellt, um die hieraus ermittelte GWN mit den Ergebnissen des MoMnQ-Verfahrens zu vergleichen. Darüber hinaus eignen sie sich für die Interpretation von Grundwasserganglinien (vgl. Kap. 7).

Die A<sub>u</sub>-Linien für die Pegel Alleringersleben und Weferlingen sind in Abb. 4.13 dargestellt. Aus der Differenz des unterirdischen Abflusses zwischen beiden Pegeln wurden folgende Grundwasserneubildungsraten für das EZG der Aller ermittelt :

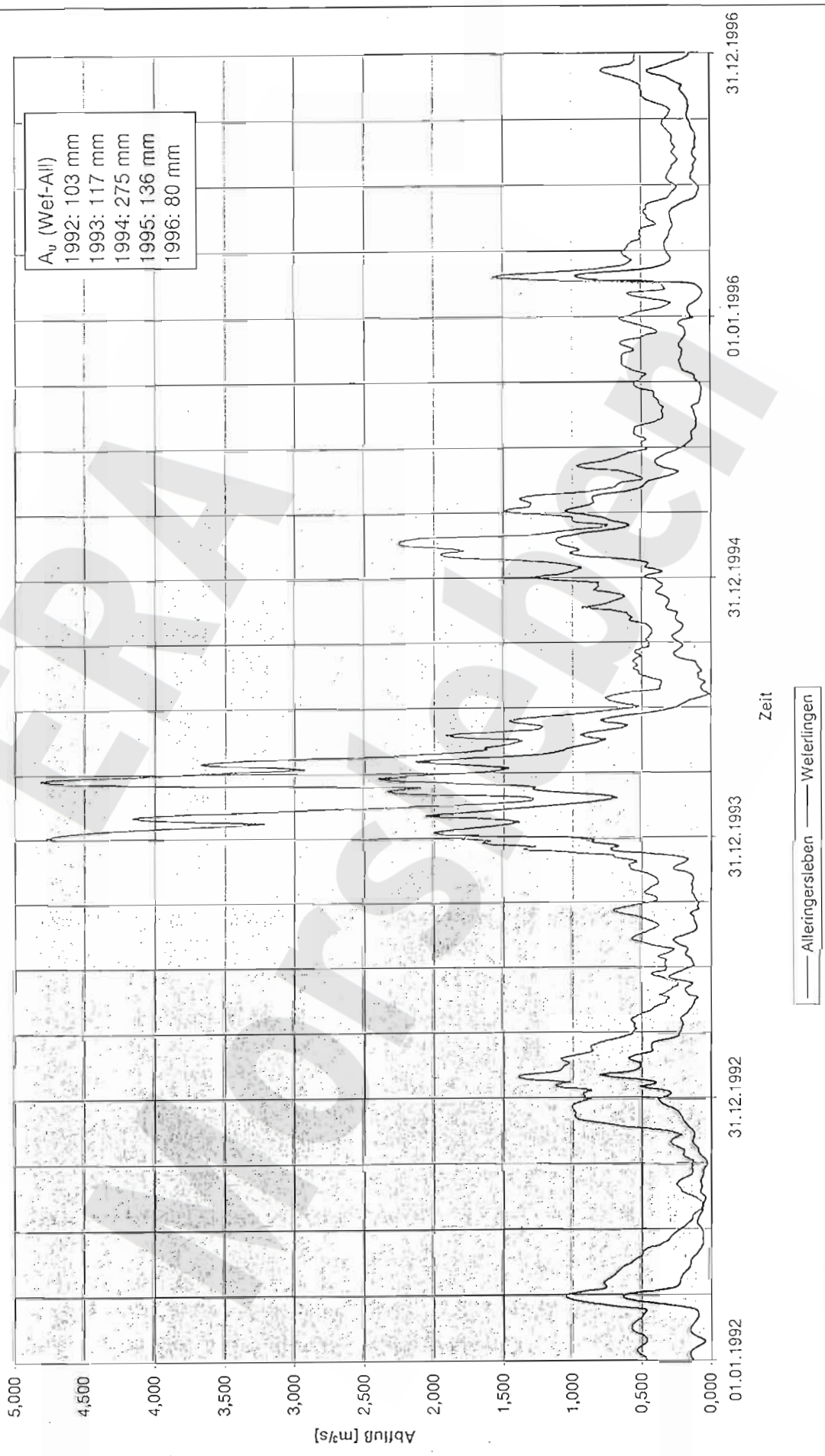
Jahr	unterirdischer Abfluß [mm/a]	Niederschlagshöhe [mm/a]
1992	103	695,5
1993	117	783,9
1994	275	860,4
1995	136	692,1
1996	80	581,0

Die GWN im Jahr 1994 lag aufgrund überdurchschnittlich hoher Niederschläge und intensiver Schneefälle weit über dem Durchschnitt. Als Mittelwert für den Zeitraum 1992-1996, ohne Berücksichtigung des Jahres 1994 und unter Berücksichtigung des erhöhten Niederschlags in diesem Zeitraum ergibt sich eine GWN von etwa 103 mm/a für den Zeitraum Kalenderjahre 1972-1995. Korrigiert man diese mit den Entnahmen und Einleitungen so ergibt sich eine GWN von ca. 110 mm/a. Dies entspricht somit erwartungsgemäß der nach dem MoMnQ-Verfahren berechneten GWN von 115 mm/a (s.o.).

#### 4.1.3.7 Berechnung der Grundwasserneubildung für das Einzugsgebiet des Wasserwerkes Helmstedt

Die fünf im EZG des Brunnentals gelegenen Brunnen „Waldfrieden“, „Clarabad“, „Burgberg“, „Quellenhof“ und „Adam & Eva“ fördern im Mittel etwa 0,986 Mio m<sup>3</sup>/a (Mittelwert 1972-1995). Das zugehörige EZG weist eine Fläche von etwa 6,5 km<sup>2</sup> auf. Nach LANGKUTSCH et al. (1997) sind die Fördermengen im Brunnental seit Beginn der 1970er Jahre relativ konstant. Die einzige stromab gelegene, langjährig beobachtete Grundwassermeßstelle ist Hy Hmt 11/70. Diese zeigt ein Jahresminimum um 123 m üNN mit langjährigen Schwankungen von ± 3 m. Eine langjährige sinkende Tendenz ist hier, wie auch in der stromauf, in der Nähe der Grundwasserscheide gelegenen

Abb. 4.13 :  $A_0$ -Ganglinien für die Pegel Alleringersleben und Wefelingen



Meßstelle Hy Hmt 16/70, nicht zu verzeichnen. Es ist daher anzunehmen, daß sich das Grundwassersystem in einem quasi-stationären Zustand befindet. Aus o.g. Werten ergibt sich eine GWN von etwa 150 mm/a. Da die Abgrenzung des zugehörigen unterirdischen Einzugsgebietes jedoch nicht sicher belegt ist, ist dieser Wert nur als Näherungswert zu betrachten. Es ist nicht auszuschließen, daß sich das EZG weiter nach Westen ausdehnt. Die Berechnung legt aber nahe, daß im Bereich des Brunntales aufgrund erhöhter Klüftigkeiten und förderbedingter Senkungen des Grundwasserdruckspiegels weit unter Talsohle auch eine erhöhte indirekte GWN erfolgt (teilweise bis völlige Versiegung des Zwischenabflusses im Brunntal). Dies wird auch durch die Tatsache verdeutlicht, daß unterhalb des Schwanenteiches in Bad Helmstedt im Sommer kein Oberflächenabfluß erfolgt (vgl. Kap. 7).

#### 4.1.3.8 Vergleichende Bewertung der Ergebnisse

In Tab. 4.9 sind die Ergebnisse o.g. Untersuchungen zusammengefaßt. Wie bereits dargelegt, beruhen die Angaben in BfG (1997a) und GFE (1997) z.T. auf unterschiedlichen Ausgangsdaten (Niederschlag, Nutzungsarten, Bodenarten, etc.) und sind z.T. auf verschiedene Einzugsgebiete bezogen. Ebenso sind die Ergebnisse in unterschiedlichem Maße bzgl. Grundwasserentnahme, Direkt-/Zwischenabfluß und tatsächlicher Einzugsgebietsgröße korrigiert. Um einen Vergleich der Ergebnisse untereinander zu ermöglichen, sind diese Korrekturen in Tab. 4.9 berücksichtigt.

Berechnungsverfahren	Gebiet	Bearbeitung durch	Fläche [km <sup>2</sup> ]	mittlere GWN [mm/a]	Bezugszeitraum
MoMNQ-Verfahren	EZGu Alleringersleben - Weferlingen	BfG	ca. 97,3	~ 115	Abflußjahre 1972-95
nach DEMUTH	EZGu Alleringersleben - Walbeck	BfG	58,0	126	Abflußjahre 1972-95
NASIM	EZGo Alleringersleben - Weferlingen	BfG	97,3	108	Kalenderjahre 1989-95
	EZGo Alleringersleben - Walbeck	BfG	58,6	117	Kalenderjahre 1989-95
	EZGo Alleringersleben - südl. Schwanefeld	BfG	49,1	118	Kalenderjahre 1989-95
GWD	EZGo Alleringersleben - Weferlingen	BfG	97,3	96	Kalenderjahre 1972-95
Bodenwasserhaushalt nach RENGIER et al.	EZGo Alleringersleben - südl. Schwanefeld	GFE	50,1	~ 80	Kalenderjahre 1901-50
GWD-Modell 2_1	EZGo Alleringersleben - südl. Schwanefeld	BGR	49,1	83	Kalenderjahre 1971-94
GWD-Modell 3	EZGu Alleringersleben - südl. Schwanefeld	BGR	44,6	84	Kalenderjahre 1971-94
GWD-Modell 4	EZGu Alleringersleben - Walbeck	BGR	58,0	87	Kalenderjahre 1971-94

Tabelle 4.9 : Übersicht über die Ergebnisse der Berechnungen der Grundwasserneubildung (korrigierte Werte unter Berücksichtigung von Grundwasserentnahme und Zwischen- bzw. Direktabfluß)

Insgesamt betrachtet weisen die Neubildungsberechnungen eine relativ gute Übereinstimmung auf. Auffällig ist jedoch, daß die Neubildungsberechnungen aus Abflußmessungen (MoMnQ-Verfahren, NASIM) deutlich über den Neubildungsraten aus der Verdunstungsberechnung nach BAGROV / GLUGLA sowie der Bodenwasserhaushaltsberechnung nach RENGGER et al. (1990) liegen.

Die Ermittlung der GWN aus Abflußmessungen ist insofern kritisch zu betrachten, da der mittlere monatliche Niedrigwasserabfluß im EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck deutlich höher ist als stromauf (Alleringersleben) und stromab (zwischen Walbeck und Weferlingen). Wahrscheinlich ist ein Teil des berechneten MoMnQ aufgrund des Abflußverhaltens in diesem Gebiet noch dem Zwischenabfluß zuzurechnen. Die Datenreihe für den Pegel Walbeck besteht überwiegend aus durch Interpolation zwischen den Pegeln Weferlingen und Alleringersleben berechneten, generierten Daten und ist somit nur bedingt belastbar. Da oberstrom des Pegels Weferlingen erhebliche Einleitungen in die Aller erfolgen, die sich mengenmäßig und in ihrer zeitlichen Verteilung nicht genau quantifizieren lassen, sind die Messungen des Basisabflusses dort zudem erhöht (s.o.). Eine Verbesserung bzw. eine größere Aussagesicherheit kann für die Zukunft erwartet werden, wenn für den Pegel Walbeck eine längere Zeitreihe vorliegt.

Vergleicht man die Ergebnisse der Neubildungsberechnung nach dem Verfahren von BAGROV / GLUGLA von BfG und BGR so spiegelt sich hierin deutlich die Zunahme des Niederschlags nach Norden wieder. Ein direkter Vergleich beider Berechnungen ist jedoch nicht möglich, da zum einen das EZG verschieden ist und zum anderen das Modellraster bei den Berechnungen der BGR wesentlich kleiner ist (s.o.).

Die Berechnungen mit dem Programm GWD bieten ebenso wie die Berechnungen der GWN aus dem Bodenwasserhaushalt den Vorteil einer flächendifferenzierten Darstellungsmöglichkeit der GWN.

Da die Neubildungsberechnungen aus dem Bodenwasserhaushalt bezüglich der Niederschlagsverteilung und der Abgliederung des Zwischenabflusses jedoch gewisse Unsicherheiten aufweist, scheinen die Ergebnisse der Berechnung nach dem BAGROV/GLUGLA-Verfahren der Wirklichkeit am nächsten zu kommen. Zudem beziehen sich die Ergebnisse der Bodenwasserhaushaltsberechnung lediglich auf das oberirdische EZG und müßten daher bezüglich des Zu-/Abstroms gegenüber dem unterirdischen EZG korrigiert werden.

Die mittlere langfristige Grundwasserneubildungsrate beträgt unter derzeitigen Klimaverhältnissen und bei derzeitiger Verteilung von Bodenarten und Landnutzung somit für das unterirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld etwa 84 mm/a, für das EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck etwa 87 mm/a (vgl. LANGKUTSCH et al. 1997).

Die flächendifferenzierte Verteilung der GWN für das unterirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck ist in den Abb. 4.14 und 4.15 dargestellt.

#### 4.1.4 Wassernutzung (Grund- und Oberflächenwasser)

Bezüglich der Wassernutzung wurden die Grundwasserentnahmen durch die Stadtwerke Helmstedt (Wasserwerk Helmstedt) und die Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM; Wasserwerk Beendorf) ermittelt. Darüber hinaus wurde die Wassernutzung in einem Gutachten (BRP CONSULT UND WALTHER & PARTNER 1997) für die Stadt Helmstedt untersucht.

##### 4.1.4.1 Wasserentnahmen

Entnahmen finden im engeren Untersuchungsgebiet (EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck) lediglich aus dem Grundwasser statt. Sie erfolgen i.w. aus den Wasserwerken Helmstedt und Beendorf.

Das WW Helmstedt fördert Grundwasser aus folgenden Förderbrunnen :

Burgberg	(Hy Hmt Bu/-)	Inbetriebnahme 1945
Quellenhof	(Hy Hmt Quh/-)	Inbetriebnahme 1962
Waldfrieden Br. I	(Hy Hmt WaI/-)	Inbetriebnahme 1945, 1973 stillgelegt
Waldfrieden Br. II	(Hy Hmt WaII/73)	Inbetriebnahme 1973
Adam & Eva	(Hy Hmt A+E/-)	Inbetriebnahme 1973
Clarabad Br. I	(Hy Hmt ClI/50)	1973 stillgelegt
Clarabad Br. II	(Hy Hmt ClII/73)	Inbetriebnahme 1973
Karlsquelle	(Hy Hmt Kaqu/-)	Inbetriebnahme 1949 1968 stillgelegt
Halbmeilenberg	(Hy Hmt Ha/-)	Inbetriebnahme 1970
Harkling	(Hy Hmt Hg/-)	Inbetriebnahme 1968
Bröddel	(Hy Hmt Brö/-)	Inbetriebnahme 1968
Neuer Brunnen	(Hy Hmt NBr/32)	Inbetriebnahme 1945, 1966 stillgelegt

Das WW Beendorf fördert bzw. förderte Grundwasser aus den Brunnen :

Brunnen 1	(Hy Hmt 20/-)	stillgelegt
Brunnen 2	(Hy Hmt 22/-)	stillgelegt
Brunnen 3	(Hy Hmt 23/-)	stillgelegt
Brunnen 4	(Hy Beo (4)/<40)	stillgelegt
Brunnen 5	(Hy Beo (5)/78)	stillgelegt
Brunnen 6	(Hy Beo (6)/78)	stillgelegt
Brunnen 7	(Hy Beo (7)/10)	stillgelegt
Brunnen 8	(Hy Beo 1b/82)	
Brunnen 9	(Hy Beo 9/82)	stillgelegt
Brunnen 10	(Hy Beo 3b/82)	stillgelegt

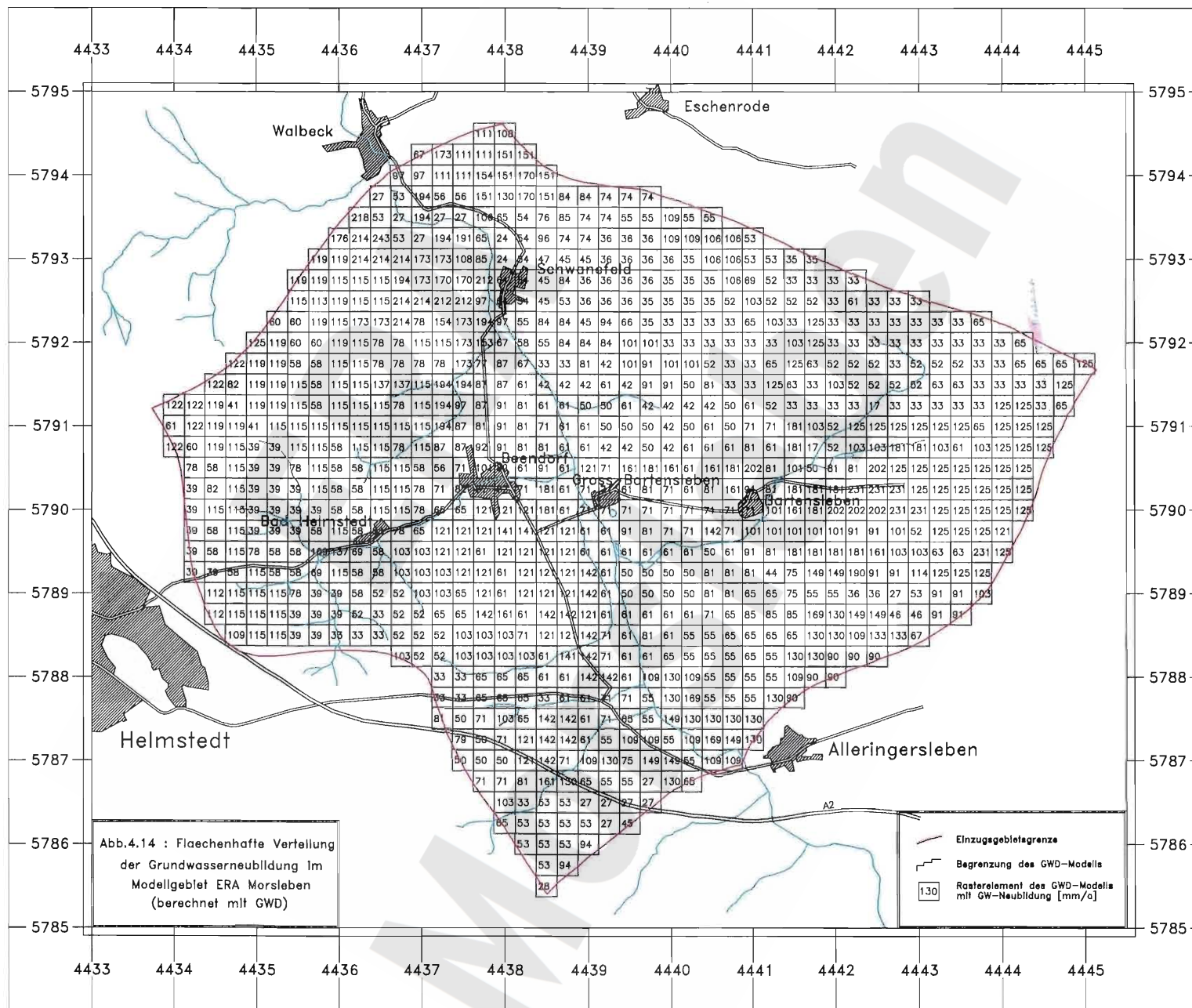
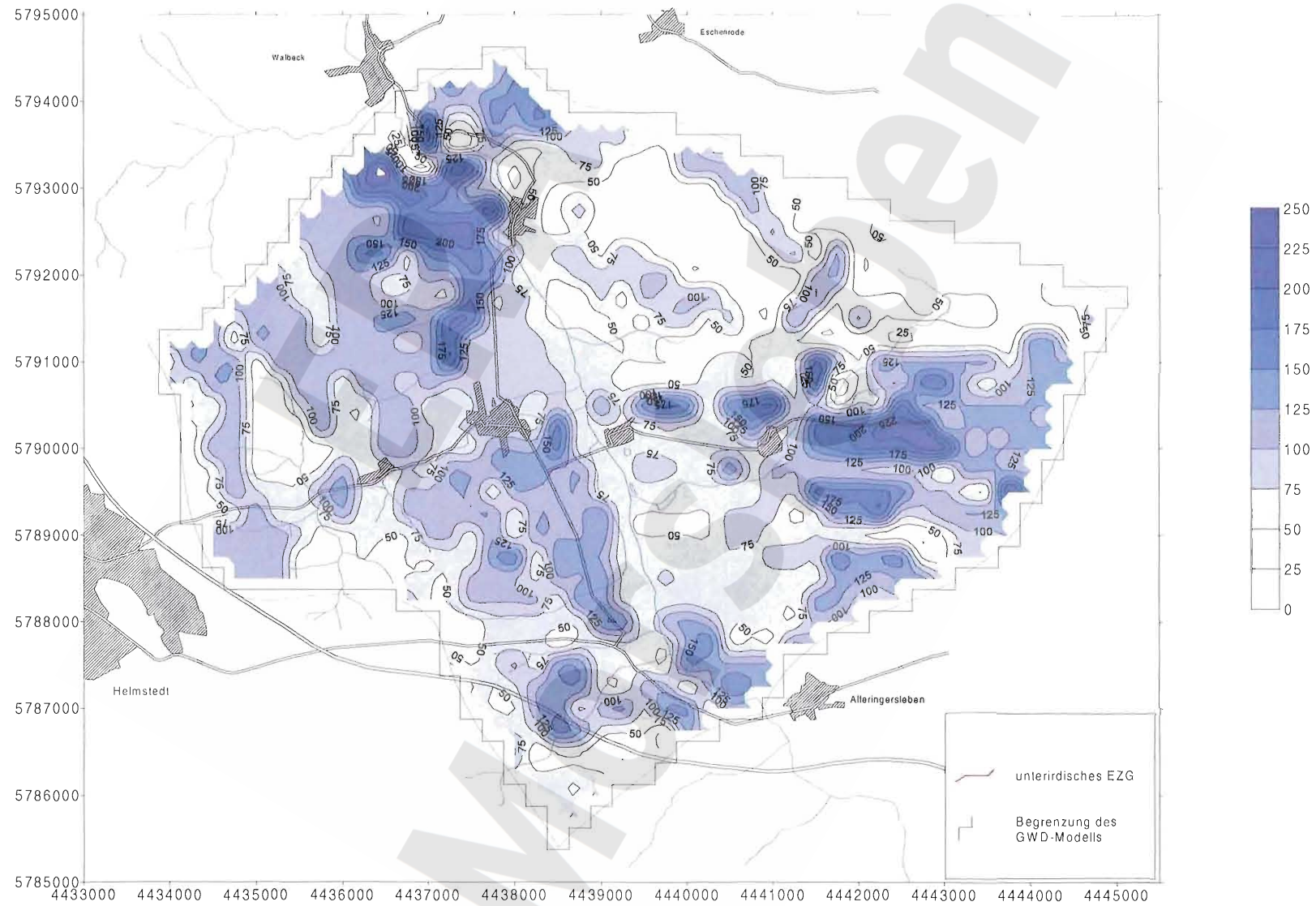


Abb.4.15 : Flächenhafte Verteilung der GW-Neubildung im unterirdischen EZG der Aller zwischen Alleringerleben und Walbeck nach Berechnungen mit dem Programm GWD (Modell GWD\_4) - Surfer Plot



Die Historie der Förderung im WW Beendorf läßt sich anhand der noch existierenden Unterlagen nur ungenügend rekonstruieren. Bekannt sind nur die Gesamtfördermengen seit 1974. Eine Quantifizierung der Entnahme aus den Einzelbrunnen ist nicht möglich. Gefördert wurde seit Ende der 1980er Jahre nur noch aus Br. 7 („Aussicht“, Hy Beo (7)/10) und seit April 1993 nur noch aus Br. 8 (Hy Beo 1b). Alle übrigen Brunnen sind stillgelegt. Das WW Beendorf ist heute im Besitz der Trinkwasserversorgung Magdeburg GmbH (TWM).

Die Brunnen des WW Helmstedt werden von den Stadtwerken Helmstedt nur nachts betrieben, so daß das Förderregime instationär ist.

Das aus den Brunnen des WW Helmstedt geförderte Grundwasser ist bei der Wasserhaushaltsberechnung des Gebietes als Export zu betrachten, da es nicht im EZG verbleibt.

Die Brunnen „Burgberg“, „Quellenhof“, „Waldfrieden“, „Adam & Eva“ und „Clarabad“ liegen im Bereich des Brunnentals von Bad Helmstedt und somit innerhalb des unterirdischen EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck (hydraulisches Modellgebiet). Die Grundwasserentnahme aus diesen Brunnen betrug im Mittel (1971-1996) 0,976 Mio m<sup>3</sup>/a. Seit Ende der 1980er Jahre ist eine leichte Abnahme gegenüber dem Mittelwert zu verzeichnen. Die größte Einzelentnahme erfolgt aus Brunnen Clarabad (Mittelwert 1971-1996 : 0,393 Mio m<sup>3</sup>/a).

Die Brunnen „Halbmeilenberg“, „Harkling“ und „Bröddel“ dagegen liegen nördlich davon im EZG des Baches Rirole. Aus diesen Brunnen wurden im Mittel (1971-1996) 0,484 Mio m<sup>3</sup>/a entnommen. Auch für diese Brunnen ist ein Abnehmen der Grundwasserentnahme seit Mitte der 1980er Jahre zu erkennen. Der Brunnen „Halbmeilenberg“ liegt noch innerhalb des o.g. Modellgebietes und förderte im Mittel (1971-1996) 0,081 Mio m<sup>3</sup>/a.

Die gesamte Grundwasserentnahme im Bereich des hydraulischen Modellgebietes beträgt 1,24 Mio m<sup>3</sup> (Mittelwerte 1971-1996 und 1972-1995).

Der ehemalige Brunnen „Neuer Brunnen“ liegt etwa 700 m westlich der oberirdischen Einzugsgebietsgrenze zwischen Aller und Schunter, in der Verlängerung des Brunnentals, und somit ebenfalls außerhalb des Modellgebietes. Die Förderung aus diesem Brunnen wurde 1966 eingestellt.

Die Grundwasserentnahme aus dem WW Beendorf betrug im Mittel der Jahre 1971-1996 0,178 Mio m<sup>3</sup>/a (Mittel 1972-1995: 0,181 Mio m<sup>3</sup>). Die Fördermengen schwanken jedoch sehr stark. Sie stiegen seit Anfang der 1970er Jahre von knapp über 0,2 Mio m<sup>3</sup>/a auf über 0,4 Mio m<sup>3</sup>/a zwischen 1978 und 1981 an und sind seitdem sehr stark rückläufig. Etwa 25% der Fördermengen sind wasserhaushaltsmäßig als Export zu betrachten (entsprechend 0,0445 Mio m<sup>3</sup> bzw. 0,0454 Mio m<sup>3</sup>).



Tabelle 4.10 : Jahresfördermengen der Wasserwerke Helmstedt, Beendorf und Wefelingen

JAHR	WW Helmstedt										WW Beendorf			WW Wefelingen		
	Einzelbrunnen im Bereich des Brunntals										Summen			Summen		
	Hy Hmt Bur-	Hy Hmt Wall-	Hy Hmt Wall/73	Hy Hmt Wall/73	Hy Hmt Wall/73	Hy Hmt Wall/73	Hy Hmt Wall/73	Hy Hmt Wall/73	Hy Hmt Wall/73	Hy Hmt Wall/73	nördlich Brunntal	gesamt Brunntal	Gesamtfördermenge			
	Burgberg	Quellenhof	Waldrieden	Adam+Eva	Clarrabad	Karlsruhe	Hy Hmt C.L.I/50	Hy Hmt C.L.I/73	Hy Hmt C.L.I/73	Hy Hmt Hg/- Halbmeilenberg	Harkling	Bröddel	Hy Hmt Hg/- Halbmeilenberg	Hy Hmt Hg/- Halbmeilenberg	Hy Hmt Hg/- Halbmeilenberg	Hy Hmt Hg/- Halbmeilenberg
1945	23161	15718														
1946	228687	141962				79036										
1947	286851	141962				47956										
1948	240815	195105				75661										
1949	213682	157969				26318										
1950	196913	151896				23532										
1951	144316	159713				250490										
1952	94813	121956				18216										
1953	140966	126251				134996										
1954	272005	173736				317781										
1955	46136	240329				48408										
1956	21390	230104				307138										
1957	47981	220578				250490										
1958	87779	230427				220578										
1959	184273	87779				238854										
1960	290093	198388				585269										
1961	276026	212393				415933										
1962	96694	101782				361793										
1963	247639	237544				863339										
1964	201069	229712				427518										
1965	192227	221609				541747										
1966	218156	246191				622479										
1967	173567	269368				40030										
1968	150964	250320				565307										
1969	173591	319287				449609										
1970	193568	231048				489737										
1971	198649	196889				378049										
1972	188272	221825				92543										
1973	174588	202461				484976										
1974	122053	141495				250073										
1975	146748	181299				126065										
1976	142092	136335				423966										
1977	138729	126433				19792										
1978	125886	191597				332118										
1979	122979	188758				435085										
1980	98860	152683				110111										
1981	98743	184959				422743										
1982	110356	172664				394108										
1983	97660	177762				152683										
1984	96454	203296				251175										
1985	90327	226833				148124										
1986	105079	194929				436575										
1987	83505	238431				175569										
1988	100408	244778				144670										
1989	148928	221453				395255										
1990	125805	203981				148887										
1991	163368	177708				120381										
1992	136623	162160				165016										
1993	44323	206991				431977										
1994	71917	223813				405321										
1995	77733	211274				111945										
1996	136815	185990				362999										
Mittelwerte 1972-95	116364	189041				248723										
1972-95	120315	189226				352771										
1971-96						327711										
						408840										
						33891										
						43168										
						165188										
						427388										
						47773										
						15452										
						135990										
						52700										
						312370										
						396327										
						392934										
						0										
						0										
						77289										
						111207										
						81132										
						115228										
						294691										
						292395										
						0										
						0										
						986100										
						483187										
						975785										
						488755										
						1464540										
						1469287										
						1464540										

Anmerkungen: Neuer Brunnen liegt außerhalb des Einzugsgebietes Allmengersieben - Wefelingen Fördermengen des WW Beendorf vor 1974 sind nicht bekannt und wurden näherungsweise mit der Förderung in 1974 gleichgesetzt (vgl. Kap. GW-Neubildung).

Die Jahresfördermengen aller relevanten Brunnen im engeren Untersuchungsgebiet sind in Tab. 4.10 sowie als Diagramme in LANGKUTSCH et al. (1997) dargestellt. Grundwasserentnahmen aus zusätzlichen Brunnen, wie etwa Hausbrunnen, sind für das betrachtete Gebiet nicht bekannt bzw. mengenmäßig nicht relevant.

Im erweiterten Untersuchungsgebiet (EZG der Aller zwischen Walbeck und Weferlingen) erfolgen weitere Entnahmen (StAU, 1997):

Nutzer	Anlage	Betrieb von - bis	Art	mittlere Entnahmemenge (m) bzw. bewilligte Entnahmemenge (b) [m <sup>3</sup> /a]
TWM	WW Weferlingen	1971	G	376.000 (m)
Sand- und Tonwerke Weferlingen/ Walbeck		1989	G	963.500 (b)
Zuschlagstoffe Haldensleben	Kalkwerk Walbeck	?	G	91.800 (b)
LPG Weferlingen	Beregnung Drachenberg	1987 bis ca. 1990	O	200.000 (b)
Zuckerfabrik Haldensleben	Fabrik Weferlingen	1975 bis ca. 1991	G/O	164.600 (b)

Tabelle 4.11 : Entnahmen im erweiterten Untersuchungsgebiet  
(G - Grundwasser, O - Oberflächenwasser).

Die vier Brunnen des WW Weferlingen liegen nahe bzw. z.T. bereits jenseits der Wasserscheide des oberirdischen EZG. Unter der Annahme, daß das unterirdische EZG hier weitgehend dem oberirdischen EZG entspricht, läßt sich abschätzen, daß lediglich etwa 25 % der Fördermenge aus dem EZG der Aller zwischen Walbeck und Weferlingen stammen. Die Fördermengen des WW Weferlingen sind in den letzten Jahren stark rückläufig (1996: 201.000 m<sup>3</sup>). Laut Auskunft TWM ist beabsichtigt, das Wasserwerk in naher Zukunft stillzulegen und die Gemeinde Weferlingen an die Fernleitung von Haldensleben anzuschließen. Mit dem geförderten Grundwasser werden Weferlingen sowie einige umliegende Ortschaften versorgt. Schätzungsweise wurden etwa 50% der Gesamtfördermenge im EZG verbraucht.

Die Sand- und Tonwerke Weferlingen/ Walbeck betreiben nördlich Walbeck sowie nördlich Grasleben mehrere Tagebaue zur Gewinnung von kreidezeitlichen Quarzsanden im Trockenabbau. Zur Freihaltung der Lagerstätte wird eine intensive Grundwasserhaltung (Sümpfung) betrieben. Nach Angaben des StAU (1997) betragen die bewilligten Entnahmemengen 946.000 m<sup>3</sup>/a (Freihaltung von Lagerstätten) und 17.500 m<sup>3</sup>/a (Brauchwasser). Das geförderte Grundwasser wird z.T. direkt wieder in die Aller eingeleitet (Haupteinleitstelle östlich der Grube 1 über einen offenen Graben/Rohrleitungssystem etwa bei R4436060 / H5794930; weitere Einleitung über 'Sandwerks-

graben' bei der alten Mühle in Weferlingen, R 4434980 / H 5797370). Der größere Teil wird jedoch in den 'Vorratsteich' südöstlich Grasleben und von dort z.Z. weiter in die Grube Heidwinkel (nordwestlich Grasleben) gepumpt. Die bewilligte Einleitmenge beträgt 928.500 m<sup>3</sup>/a. Es liegen keinerlei Messungen vor, die die tatsächlichen Entnahme- und Einleitungsmengen an den verschiedenen Lokationen sowie die zwischen verschiedenen Gruben verschobenen Mengen dokumentieren. Es wird aber angenommen, daß die tatsächlichen Förder- und Einleitmengen wesentlich höher sind (vgl. BRP CONSULT UND WALTHER & PARTNER 1997). Da die Gruben bis in große Tiefen wasserfrei gehalten werden (Grube 3 und 4 Absenkung auf 63 m üNN, Grube 5 Absenkung auf 80 m üNN), ist eine starke lokale Störung des Grundwasserhaushalts in diesem Gebiet zu erwarten. Da ebenfalls keine Grundwasserbeobachtungen im Umfeld der Gruben vorliegen, läßt sich nicht sagen, ob sich inzwischen eine stationäre Grundwasserströmung ausgebildet hat. Eine exakte Bilanzierung über den betrachteten Zeitraum (1972-1995) ist daher schwierig (vgl. Kap. 4.1.3.2).

Die Fa. Zuschlagstoffe Haldensleben GmbH unterhält östlich des Drachenberges, zwischen Weferlingen und Walbeck, ein Kalkwerk. Zur Freihaltung der Lagerstätte bestehen Entnahme- und Einleitgenehmigungen von jeweils 91.800 m<sup>3</sup>/a. Das Wasser wird über ein Grabensystem der Aller zugeführt (etwa bei R 4435550 / H 5796190). Die tatsächlichen Entnahme- und Einleitmengen sind ebenfalls nicht bekannt, da keine Messung erfolgt.

Die Zuckerfabrik Weferlingen besteht seit etwa 1990 nicht mehr. Wann sie in Betrieb ging, ist nicht bekannt. Vor 1990 bestand eine Entnahmegenehmigung von max. 129.600 m<sup>3</sup>/a aus Grundwasser und 35.000 m<sup>3</sup>/a aus Oberflächenwasser. Die Kühl- und Produktionswässer wurden in Absatzbecken geklärt und in die Aller rückgeleitet (genehmigte Menge 113.460 m<sup>3</sup>/a incl. Sanitärabwasser; Einleitung etwa bei R 4435300 / H 5797900). Angaben zu tatsächlichen Entnahme- und Einleitmengen liegen nicht vor.

Die LPG Weferlingen hatte bis zu ihrer Betriebsaufgabe im Jahre 1990 eine Genehmigung zur Entnahme von Oberflächenwasser aus der Aller in Höhe von max. 200.000 m<sup>3</sup>/a (Entnahme bei R 4435100 / H 5797100) zur Beregnung von Feldern am Drachenberg. Angaben zu tatsächlichen Entnahme- und Einleitmengen liegen nicht vor.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Entnahmemengen im EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck (Modellgebiet) gut, im EZG der Aller zwischen Walbeck und Weferlingen (erweiterter Betrachtungsrahmen) weniger gut bekannt sind.

#### 4.1.4.2 Wassereinleitungen

Die meisten im Untersuchungsgebiet gelegenen Haushalte sind bislang nicht an eine Kanalisation angeschlossen. Die Abwässer aus Haushalten werden daher z.Z. noch in Klärgruben entsorgt. Die im EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck anfallende Abwassermenge entspricht schätzungsweise der in den öffentlichen Haushalten verbrauchten Menge von etwa 0,14 Mio m<sup>3</sup>/a.

Daneben werden aus den Schächten Bartensleben und Marie im Mittel etwa 11.200 m<sup>3</sup>/a an Grundwässern gefördert und in den Salzbach eingeleitet (vgl. Kap. 4.3).

Die Fa. Geräte- und Apparatebau, Wefensleben, führte bis 1990 einen Galvanikbetrieb in Morsleben, der eine Einleitgenehmigung von 5.080 m<sup>3</sup>/a in die Aller hatte.

Weitere nennenswerte Einleitungen existieren bzw. existierten im EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck nicht, so daß sich die Gesamteinleitung auf etwa 0,16 Mio m<sup>3</sup>/a veranschlagen läßt.

Im erweiterten Untersuchungsgebiet (EZG der Aller zwischen Walbeck und Weferlingen) erfolgen bzw. erfolgten nachfolgende Einleitungen (StAU, 1997):

Nutzer	Anlage	Betrieb von - bis	bewilligte (b) bzw. mittlere (m) Einleitmenge [m <sup>3</sup> /a]
Sand- und Tonwerke Weferlingen/ Walbeck		1989	928.500 (b)
Zuschlagstoffe Haldensleben	Kalkwerk Walbeck	1984	91.800 (b)
Zuckerfabrik Haldensleben	Fabrik Weferlingen	1975- ca. 1991	113.460 (b)
Wasserverband Vorsfelde	Kläranlage Grasleben	?	ca. 280.000 (m)

Tabelle 4.12: Einleitungen im erweiterten Untersuchungsgebiet

#### 4.1.5 Wasserbilanz

Die Wasserbilanz eines Gebietes läßt sich berechnen als :

$$N + Z - V_a - A_o - A_z - A_u - E - \Delta S_{gw} - A_{gw} = 0$$

worin N = Niederschlag  
 V<sub>a</sub> = aktuelle Verdunstung  
 A<sub>o</sub> = oberirdischer Abfluß

$A_z$	= Zwischenabfluß
$A_u$	= grundwasserbürtiger Abfluß, Grundwasserneubildung
$E$	= Entnahmen
$Z$	= Zuleitungen
$\Delta S_{gw}$	= Vorratsänderung im Grundwasser
$A_{gw}$	= Zu- oder Abstrom von Grundwasser

(in Anlehnung an AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FH-DGG 1977)

Wie in Kapitel 4.1.1 - 4.1.4 dargestellt, wurden die Glieder des Wasserhaushaltes nach verschiedenen Methoden berechnet. Jedoch beziehen sich die Angaben z.T. auf unterschiedliche Gebiete (s.u.). Die Abflußmessungen an der Aller erfolgten an den Stationen Alleringersleben, Walbeck und Weferlingen. Für die Bilanzrechnungen wurden die nächstgelegenen Meßstationen Alleringersleben und Walbeck ausgewählt. Daher beziehen sich die folgenden Angaben auf das oberirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck, im weiteren EZG<sub>o</sub>-ALL\_WAL genannt, welches eine Fläche von 58,6 km<sup>2</sup> hat. Das oberirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen hat eine Fläche von 97,3 km<sup>2</sup>. Die Angaben zur GWN beziehen sich auf das unterirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck (58,2 km<sup>2</sup>). Die Ausdehnung der o.g. Gebiete ist in Abb. 4.1 dargestellt.

#### *Niederschlag*

Von BfG (1997a) wurde der bodengleiche Niederschlag für den Zeitraum 1972-1995 ermittelt. Für das oberirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck ergibt sich ein mittlerer Niederschlag von **641 mm/a** oder 37,56 Mio m<sup>3</sup>/a, für das oberirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen ein mittlerer Niederschlag von 651 mm/a. Die jährlichen Schwankungen sind jedoch erheblich (im oberirdischen EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck: 460-934 mm/a).

#### *Aktuelle Verdunstung*

Die Berechnung der aktuellen Verdunstung ist i.d.R. unsicher. Vom DWD wurde sie mit dem Programm VEKOS für das oberirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck für den Zeitraum 1988-1995 zu 517 mm/a ermittelt (BfG 1997a). Der mittlere Niederschlag für diesen Zeitraum beträgt 664 mm/a. Rechnet man dies auf den Zeitraum 1972-1995 um, so erhält man eine aktuelle Verdunstung von etwa 499 mm/a. In Tab. 4.12 wurde sie aus o.g. Gründen als Differenz zu den übrigen besser quantifizierbaren Wasserhaushaltsgliedern berechnet. Daraus ergibt sich eine aktuelle Verdunstung von **446 mm/a** oder 26,16 Mio m<sup>3</sup>/a.

### *Oberirdischer Abfluß*

Da Abflußmessungen für den Pegel Walbeck/Aller erst seit November 1993 vorliegen, mußten die Daten für Walbeck für den Zeitraum 1972- Oktober 1993 anhand der Messungen an den anderen Pegeln generiert werden (BfG 1997a). Die mittlere Abflußhöhe beträgt demnach **171 mm/a** oder 9,98 Mio m<sup>3</sup>/a, zwischen Alleringersleben und Weferlingen 163 mm/a. Um aus der Abflußhöhe den Direktabfluß zu ermitteln, ist hiervon der grundwasserbürtige Abfluß, also die GWN (s.u.) abzuziehen. Somit beträgt der Direktabfluß etwa **84 mm/a** oder 4,92 Mio m<sup>3</sup>/a. Bestandteil des Direktabflusses ist der Zwischenabfluß (A<sub>2</sub>). Er wird auf etwa 20 % des Direktabflusses geschätzt (ca. 17 mm/a).

### *Grundwasserneubildung*

Wie in Kapitel 4.1.3 dargestellt wurde im unterirdischen EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck mit dem Programm GWD eine GWN von etwa **87 mm/a** oder 5,06 Mio m<sup>3</sup>/a berechnet.

### *Entnahmen*

Die Grundwasserentnahmen im unterirdischen EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck aus den Wasserwerken Helmstedt und Beendorf betragen 1,24 Mio m<sup>3</sup>/a bzw. **21 mm/a** (s.o.).

### *Zuleitungen*

Die Zuleitungen im Zeitraum 1972-1995 betragen etwa 0,16 Mio m<sup>3</sup> bzw. **2,7 mm/a** (s.o.).

### *Vorratsänderung im Grundwasser*

Die Grundwasserentnahme im Zeitraum 1972-1995 ist tendenziell leicht rückläufig. Dieser Rückgang beträgt etwa 0,0148 Mio m<sup>3</sup>/a oder **- 0,25 mm/a**.

### *Zu- oder Abstrom von Grundwasser*

Der Zu- und Abstrom von Grundwasser ist nur schwer zu quantifizieren. Da jedoch die Fläche des oberirdischen EZG (58,6 km<sup>2</sup>) nahezu der des unterirdischen EZG (58,2 km<sup>2</sup>) entspricht, läßt sich dieser Bestandteil des Wasserhaushaltes vernachlässigen, zudem die GWN bezogen ist auf das unterirdische EZG der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck.

## Wasserbilanz

Zusammenfassend ergibt sich die in Tab. 4.13 dargestellte Wasserbilanz.

Wasserhaushaltsglied	Abkürzung	Menge [mm/a]	Menge [mio m <sup>3</sup> /a]
Niederschlag	N	641	37,56
aktuelle Verdunstung	Va	446	26,16
Direktabfluß	Ad	84	4,92
Grundwasserneubildung	Au	87	5,06
Entnahmen	E	21	1,24
Zuleitungen	Z	2,7	0,16
Vorratsänderung im Grundwasser	dSgw	-0,25	-0,0148
Zu- oder Abstrom von Grundwasser	Agw	0	0
<b>Bilanz</b>		0	0

Tabelle 4.13 : Wasserbilanz für das Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck

## 4.2 Beschaffenheit des Oberflächenwassers

Bearbeiter: A. Margane, U. Langkutsch

### 4.2.1 Aufgabenstellung und Grundlagen

Ziel der Untersuchungen war es, die chemische Zusammensetzung der Oberflächenwässer zu erfassen und zu deuten.

Eine Aufgabe war u. a. die Prüfung, ob aus den Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung des Oberflächenwassers Rückschlüsse auf geogensalinare Einträge aus dem Grundwasser gezogen und ggf. quantitative Hinweise auf Subrosionsprozesse abgeleitet werden können, die im Untergrund der Allertalzone ablaufen. Die Ergebnisdarstellung dazu erfolgte im Rahmen der Arbeiten zum Wasserhaushaltsbericht (BfG, 1997a).

Das Untersuchungsprogramm umfaßte die Beprobung von insgesamt 9 Oberflächenwassermeßstellen.

Das Staatliche Amt für Umwelt (StAU), Magdeburg, beprobt darüber hinaus routinemäßig monatlich 2 Oberflächenwassergütemeßstellen an der Aller:

- Alleringersleben (StAU-Kennzahl 410935), beobachtet seit April 1972 und
- Schwanefeld (StAU-Kennzahl 410950), beobachtet seit November 1980.

Der BGR standen die Güte- und Durchflußdaten des StAU für die Jahresreihe 1983-1996 zur Verfügung. Der Stichprobenumfang dafür beträgt  $n = 265$ .

Die Analysen umfassen u.a. die Hauptionen Ca, Mg, Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, NO<sub>3</sub> sowie seit 1992 Na und K.

Die Probenahmen erfolgten i.d.R. zweimal, z.T. aber auch nur einmal monatlich für beide Gütemeßstellen taggleich. Der zugehörige Tagesdurchfluß wurde am Pegel Alleringersleben selbst ermittelt; für die Gütemeßstelle Schwanefeld wurde der entsprechende Durchfluß berechnet. Die Durchflußangaben des StAU für die Gütemeßstellen Alleringersleben und Schwanefeld stehen in einer von der Durchflußmenge unabhängigen proportionalen Beziehung (Abb. 4.23). Gewässerverkrautungen in der Aller komplizieren die Umrechnungen der Wasserstandhöhen auf Durchflüsse am Pegel Alleringersleben und die genaue Durchflußerfassung für die Gütemeßstelle Schwanefeld. In diesem Zusammenhang wird auf die Ausführungen zum MoMNQ in Kap. 4.1.3.2 verwiesen, in denen auf das Phänomen der markanten Abflußunterschiede, die zwischen den Einzugsgebieten für den Pegel Alleringersleben (41 mm/a) und für das anschließende Einzugsgebiet bis Walbeck (126 mm/a) bestehen, aufmerksam gemacht wurde.

An 8 weiteren Stellen wurde zwischen März 1995 und Dezember 1996 das Oberflächenwasser vierteljährlich beprobt und analysiert. Es handelt sich um die Meßstellen (vgl. Abb. 4.1) :

- Morslebener Graben (AO2), 8 Beprobungen
- Hauptgraben (AO4), 8 Beprobungen
- Röthegraben (AO5), 8 Beprobungen
- Aller bei Walbeck (AO6), 8 Beprobungen
- Graben nördlich Bartensleben (AO8), 8 Beprobungen
- Rirole (AO11) sowie 8 Beprobungen
- drei Meßstellen entlang des Salzbaches im Gebiet des ERAM-Geländes (S1: Zufluß zum ERAM-Gelände, S2: Zulauf zum Sammelbecken, S3: Austritt aus ERAM-Gelände a.d. Straße Morsleben-Beendorf); 6, 9 bzw. 5 Beprobungen
- und Salzbach, ca. 200 m vor Einmündung in die Aller (AO3, Brücke a.d. Straße nach Bartensleben) 8 Beprobungen

Es ist zu beachten, daß die Abflußmessungen (11/94 bis 12/96  $\geq$  30 Stück) und die Probenahmen (ab 3/95, 8 Stück) unterschiedlich großen Stichproben ungleich langer Reihen angehören. In vielen Fällen wurden die Beprobungen nicht zeitgleich mit den Abflußmessungen durchgeführt (zeitliche Differenz  $\geq$  1 Woche).

Einzelheiten zu den Probenahmen sind dokumentiert in den Jahresberichten der DBE (DBE 1996a, 1996b, 1996c, 1997a). Die Analysen umfassen die Hauptbestandteile Ca, Mg, Na, K, Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, CO<sub>3</sub>, NO<sub>3</sub>, Fe, Mn sowie Sr, Br, NH<sub>4</sub>, NO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub>, BO<sub>2</sub>, F, SiO<sub>2</sub>, Al, Cd, Cu, Pb, Zn, Ba, Co, Li, Sc, Be, Cr, Ni und V als weitere Parameter.



Zusätzlich wurden von der BGR 2 Stichtagsbeprobungen entlang der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck durchgeführt, um Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung zu erfassen (25.06.97 und 14.07.97).

#### 4.2.2 Ergebnisse

Die Oberflächenwässer im Untersuchungsgebiet sind geprägt durch Zutritte von NaCl-Wässern aus Salzablaugungsprozessen sowie von CaSO<sub>4</sub>-Wässern aus Gips-Lösungsprozessen. Wie die Abb. 4.16 und Anlagen 4.1 und 4.3 zeigen, nimmt der Chloridgehalt der Aller durch Zutritte aus dem Untersuchungsgebiet von im Mittel etwa 143 mg/l (Standardabweichung 22,8) bei Alleringersleben auf 189 mg/l (Standardabweichung 63,3) bei Schwanefeld zu (Jahresreihe 1983-1996, n = 265). Der Sulfatgehalt erhöht sich im gleichen Zeitraum (n= 243) im Mittel von 414 mg/l (Standardabweichung 92,0) auf 473 mg/l (Standardabweichung 82,7) vgl. Abb. 4.17, Anlagen 4.2 und 4.4.

Der Chloridgehalt der Aller bei Alleringersleben unterliegt zeitlichen Schwankungen. Die Schwankungsbreite an der Meßstation Schwanefeld ist stärker ausgeprägt. Im zeitlichen Gang sind zudem sehr markante, kurzzeitige Konzentrationsspitzen ausgebildet (Abb. 4.16). Diese sind auf entsprechende Zuflüsse aus dem Salzbach zurückzuführen, die ihrerseits - insbesondere durch die stoßweisen Einleitungen von NaCl-Sole aus den Schächten Bartensleben und Marie - starken Konzentrationsschwankungen unterliegen. Diese Konzentrationsspitzen in der Gütemeßstelle Schwanefeld treten bei kleinen Durchflüssen auf, bzw. die großen Konzentrationsunterschiede zwischen Alleringersleben und Schwanefeld treten bei kleinen Durchflußdifferenzen auf (vgl. Anl. 4.3 und Abb. 4.24).

Die Schwankungen der Sulfatgehalte der Aller sind an beiden o.g. Stationen erheblich (zwischen etwa 200 und 800 mg/l).

Messungen der elektrischen Leitfähigkeit wie auch der Hauptionen zu verschiedenen Zeiten entlang der Aller ergaben, daß sich diese signifikant durch die Zutritte des Hauptgrabens, des Salzba-ches sowie des Grabens nördlich Groß Bartensleben erhöhen (Abb. 4.18, 4.19, 4.20). Während über den Salzbach (AO3) überwiegend NaCl-Wässer der Aller zufließen, handelt es sich bei den aus östlicher Richtung zusitzenden Wässern um Ca-SO<sub>4</sub>-(HCO<sub>3</sub>)-Wässer (AO4, AO8).

Die im folgenden genannten Zahlen der Bachzuflüsse stellen Mittelwerte aus allen Analysen dar. Die jeweiligen Mittelwerte für Durchfluß und Stoff-Fracht haben keine zeitgleiche Entsprechung und sind nicht repräsentativ.

Abb. 4.16 : Chloridgehalte der Aller an den Gütemeßstellen Alleringersleben (A) und Schwanefeld (S)

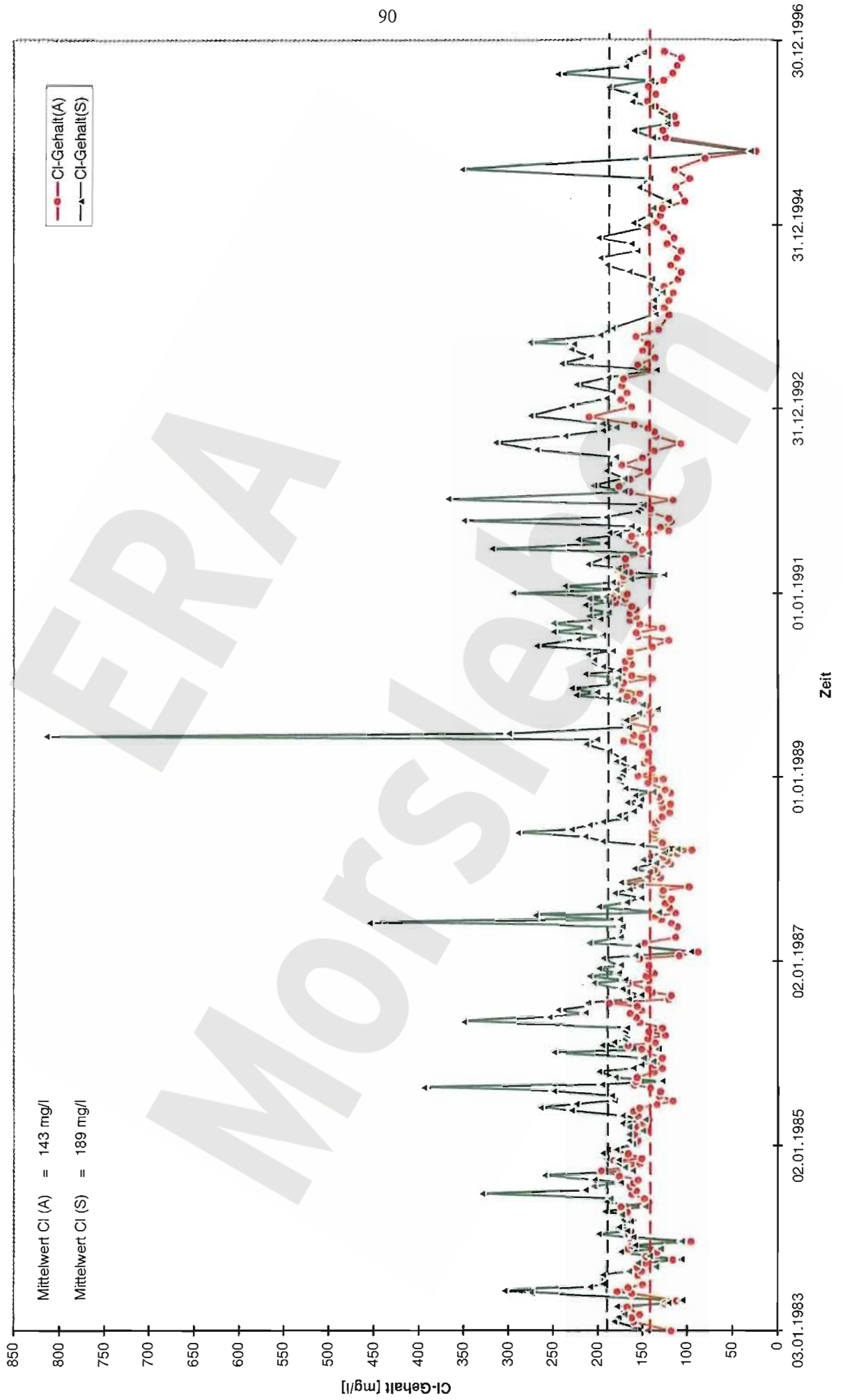


Abb. 4.17 : Sulfatgehalte der Aller an den Gütemeßstellen Alleringersleben (A) und Schwanefeld (S)

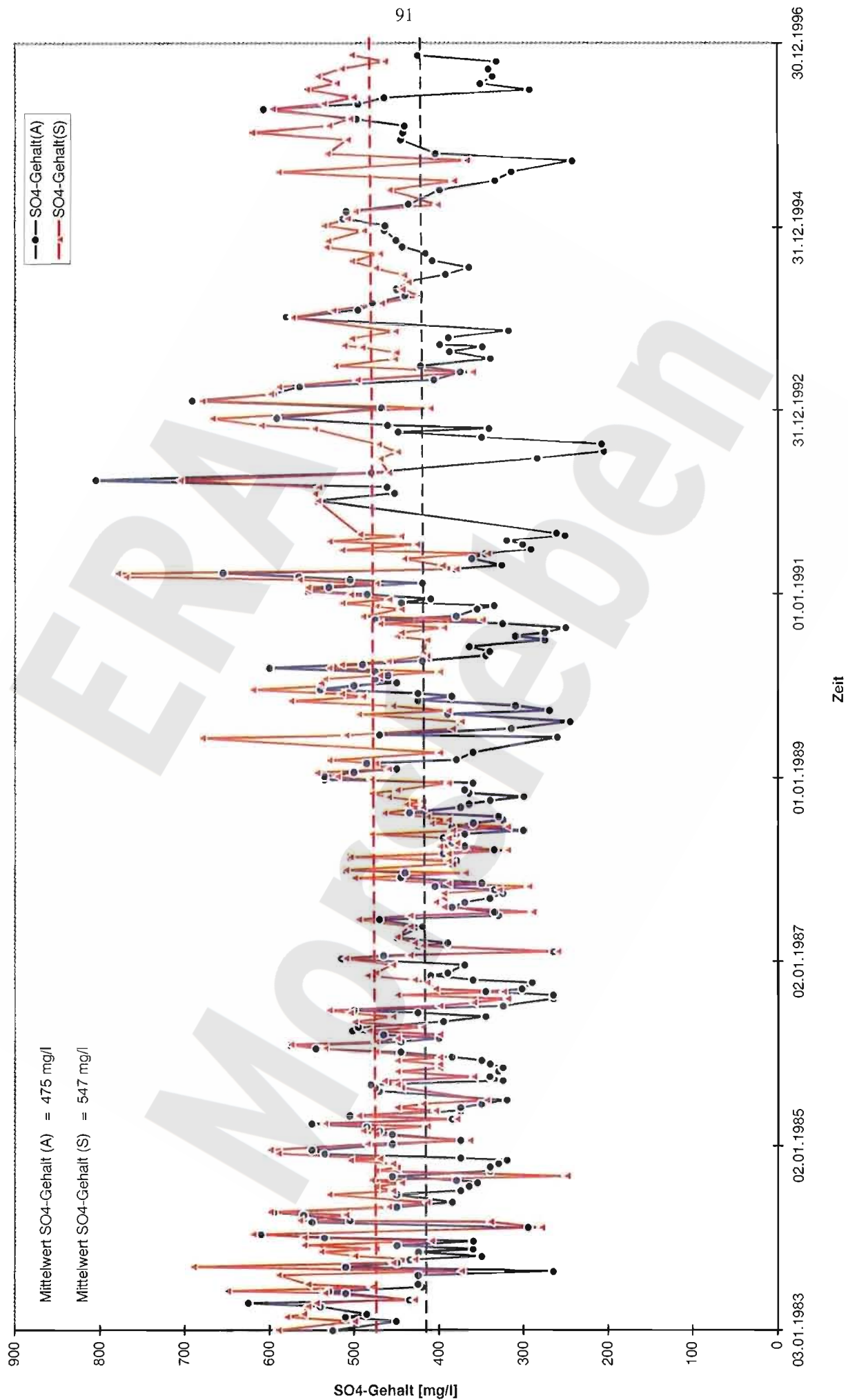
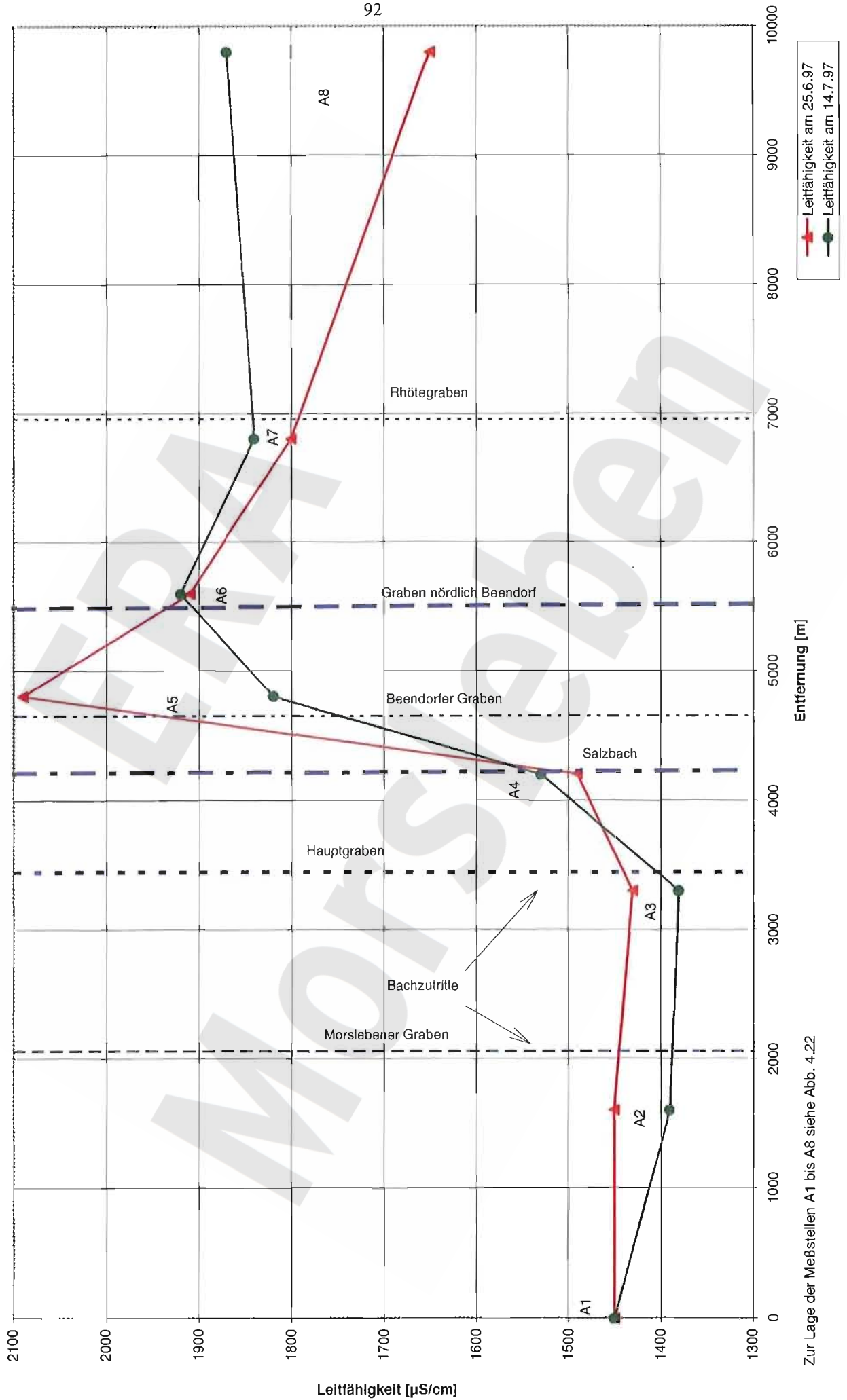
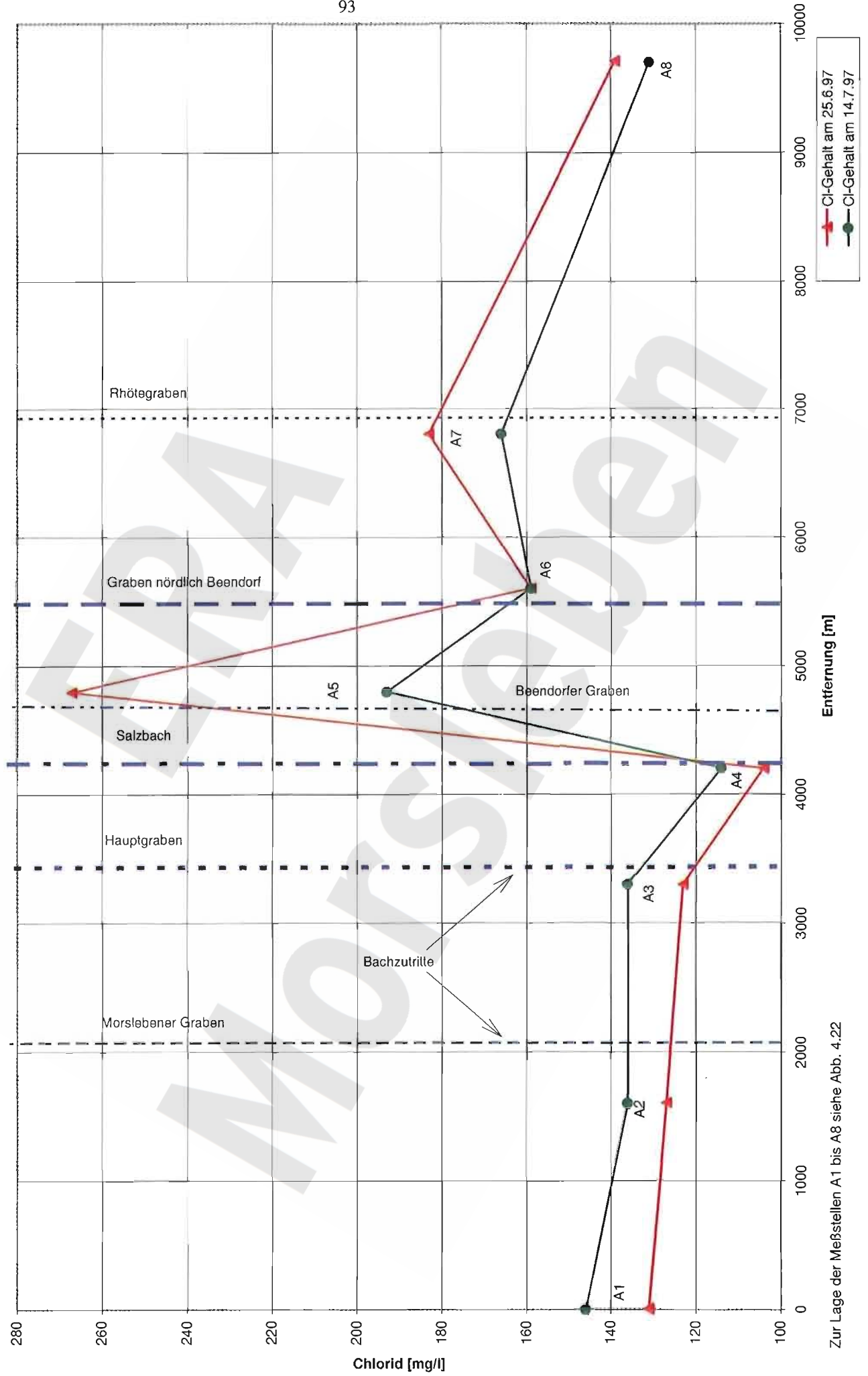


Abb. 4.18 : Verteilung der Leitfähigkeit in der Aller zwischen Alleringerleben und Walbeck



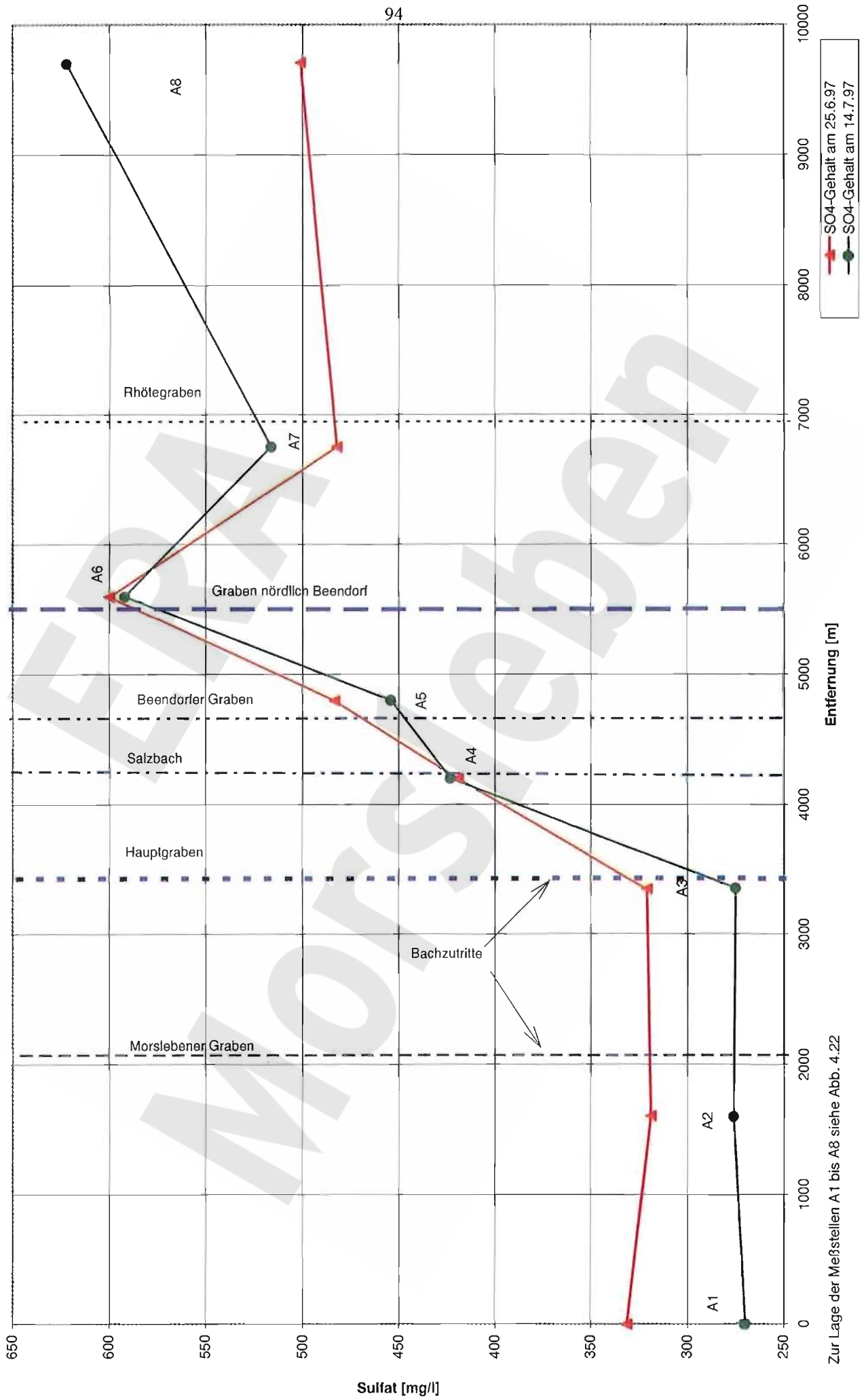
Zur Lage der Meßstellen A1 bis A8 siehe Abb. 4.22

Abb. 4.19 : Verteilung des Chlorid-Gehaltes in der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck



Zur Lage der Messstellen A1 bis A8 siehe Abb. 4.22

Abb. 4.20 : Verteilung des Sulfat-Gehaltes in der Aller zwischen Allingersleben und Walbeck



Zur Lage der Meßstellen A1 bis A8 siehe Abb. 4.22

Der Salzbach weist eine erhöhte Mineralisation auf (Ionensumme: 41,2 meq/l, elektrische Leitfähigkeit: 3980  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , Dichte: 1,00035  $\text{g}/\text{cm}^3$ ), hat jedoch aufgrund der geringen Größe des Teileinzugsgebietes (4,3  $\text{km}^2$ ) nur einen relativ geringen Abstrom (BfG 1997; MQ: 0,02  $\text{m}^3/\text{s}$ ). Der Chloridgehalt der Stichprobe (n = 8) schwankt zwischen 516 mg/l und 1270 mg/l. Der Abfluß (n = 33) schwankt zwischen nicht meßbar klein („trocken“) und 87 l/s. Das NaCl-geprägte Wasser des Salzaches stammt aus der Grundwasserexfiltration, aus den Einleitungen von Grubenwässern und aus der Solquelle am Salzbach nahe Schacht Bartensleben. Ein Teil, der über die Grundwasserexfiltration in den Salzbach gelangt, stammt von der Salzhalde am Schacht Marie/Beendorf. Mit der zeitlich variablen Wasserführung gestalten sich auch die o.g. Abflußanteile quantitativ und qualitativ variabel und sind nur sehr schwer kontrollierbar.

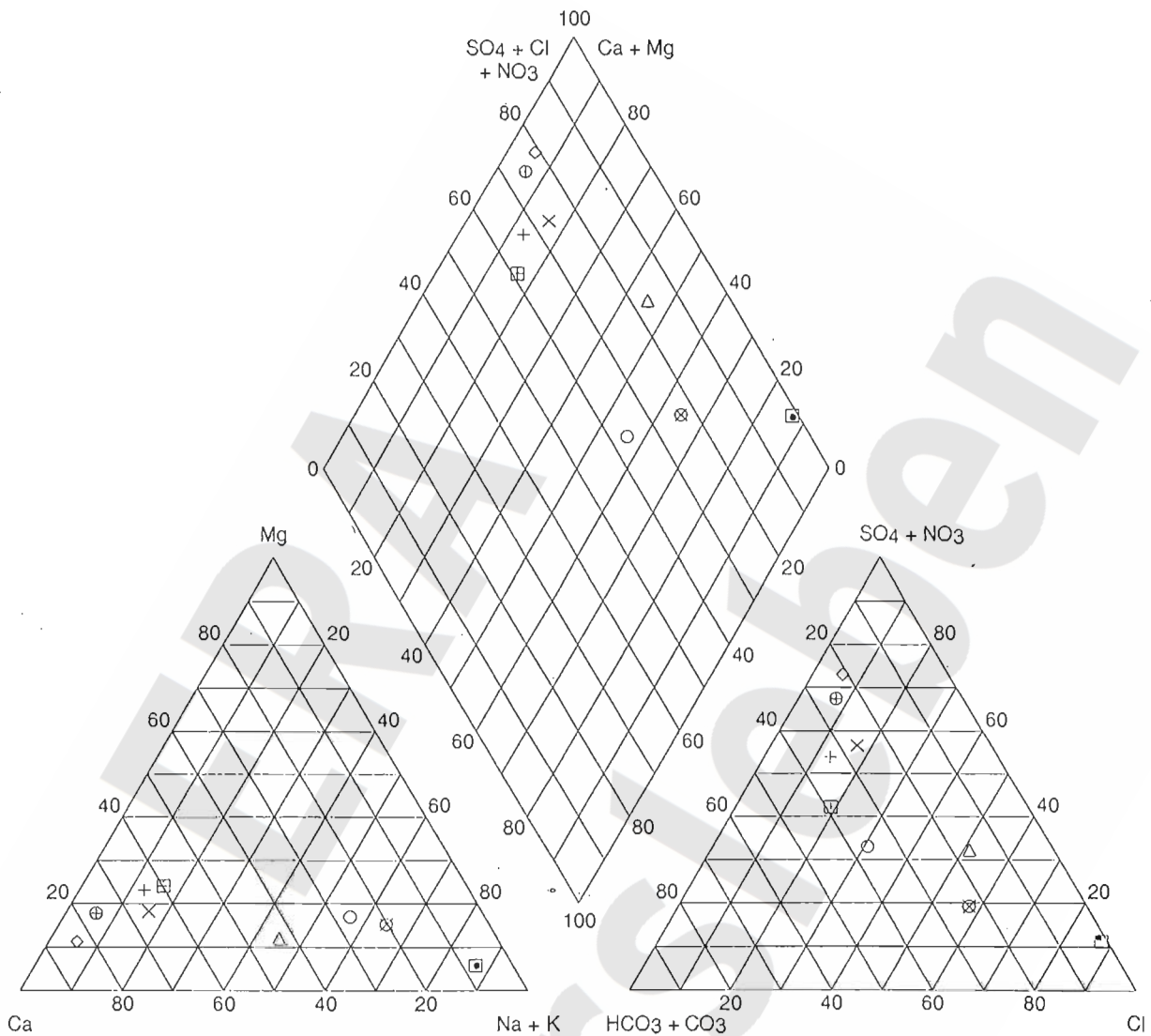
Die Mineralisation im Hauptgraben und im Graben nördlich Groß Bartensleben ist ebenfalls leicht erhöht (AO4: Ionensumme: 20,6 meq/l, elektrische Leitfähigkeit: 1650  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , Dichte: 0,99955  $\text{g}/\text{cm}^3$ , AO8: Ionensumme: 25,6 meq/l, elektrische Leitfähigkeit: 2010  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , Dichte: 0,99988  $\text{g}/\text{cm}^3$ ). Der Bartenslebener Hauptgraben weist jedoch aufgrund der Größe des Teileinzugsgebietes (17,4  $\text{km}^2$ ) den höchsten Teil-Abfluß des oberirdischen Einzugsgebietes überhaupt auf (MQ: 0,09  $\text{m}^3/\text{s}$ ).

Die Wässer des Morslebener Grabens (AO2; EZG: 4,3  $\text{km}^2$ , MQ: 0,02  $\text{m}^3/\text{s}$ ) weisen eine mittlere Mineralisation auf (Ionensumme: 13,3 meq/l, elektrische Leitfähigkeit: 1180  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , Dichte: 0,99901  $\text{g}/\text{cm}^3$ ) und sind vom Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Typ.

Bei den außerhalb des Einzugsgebietes der Aller zwischen Alleringersleben und Schwanefeld untersuchten Oberflächenwässern handelt es sich ebenfalls um Mischwässer mittlerer bis geringer Mineralisation, z.T. vom Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Typ (AO5, Röhegraben, Ionensumme: 10,5 meq/l, elektrische Leitfähigkeit: 1180  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , Dichte: 0,99901  $\text{g}/\text{m}^3$ ) bzw. Na-Ca-HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub>-Typ (A11, Riele, Ionensumme: 10,0 meq/l, elektrische Leitfähigkeit: 1180  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , Dichte: 0,99901  $\text{g}/\text{cm}^3$ ).

Die chemische Zusammensetzung der Oberflächenwässer ist zusammenfassend in Abb. 4.21 sowie den Anlagen 4.5 und 4.6, die Lage der beprobten Gütemeßstellen in Abb. 4.22 dargestellt.

Abb. 4.21 : Mittlere Zusammensetzung der Oberflächenwässer im Untersuchungsgebiet ERA Morsleben



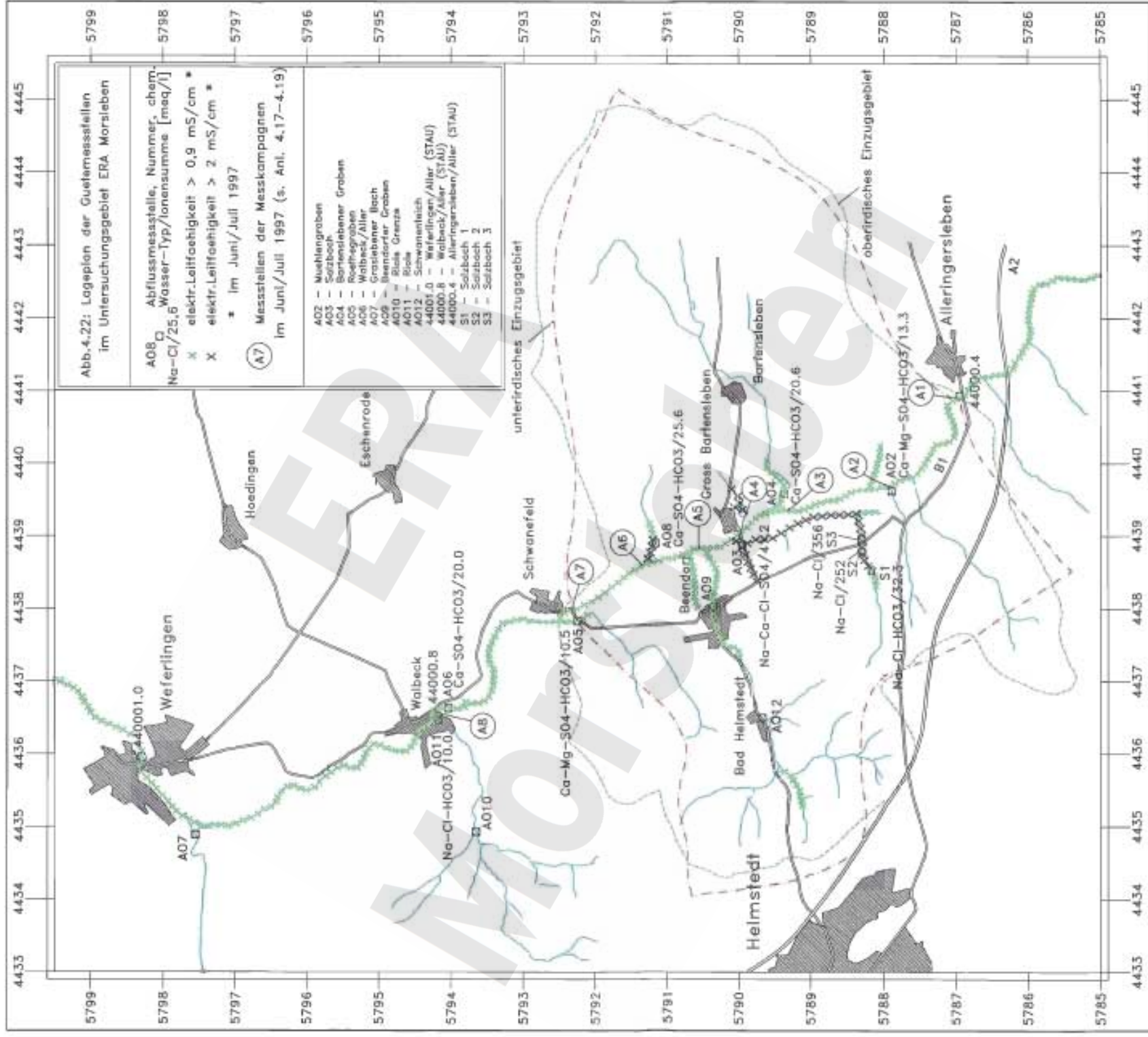
Legende:

- AO 11
- ◻ AO 2
- △ AO 3
- ◇ AO 4
- ⊕ AO 5
- × AO 6
- ⊕ AO 8
- ⊗ AO Salzbach 1
- ◻ AO Salzbach 2
- AO Salzbach 3

Piper - Diagramm

Autor: A. Margane  
09.07.1997





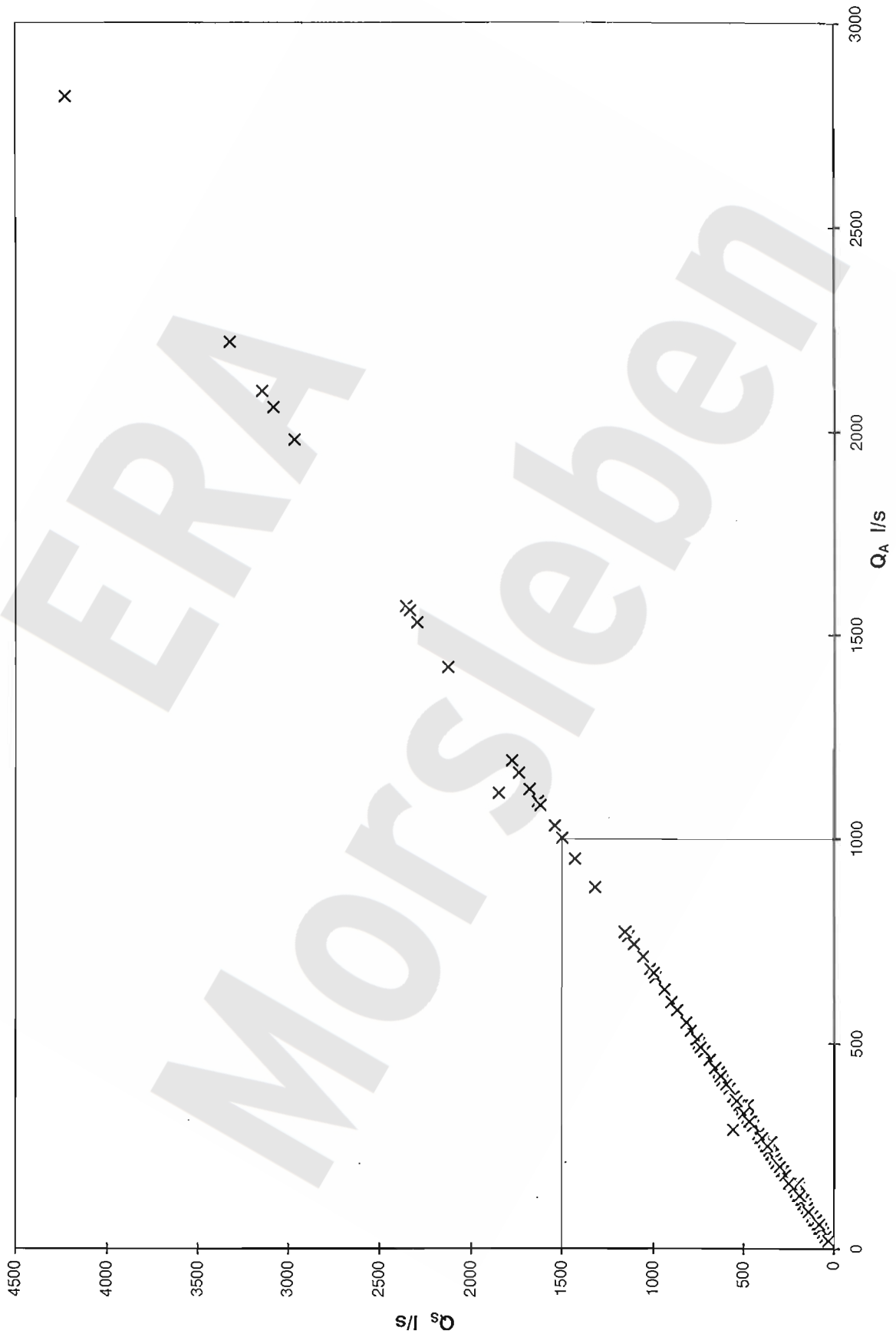


Abb. 4.23: Beziehung der Durchflussmengen an den Meßstellen Alleringersleben ( $Q_A$ ) und Schwanefeld ( $Q_s$ )

### 4.3 Chloridbilanz

Bearbeiter: A. Margane, U. Langkutsch

Die Chloridbilanz soll für Abschätzungen von im Untergrund ablaufenden Subrosionsprozessen herangezogen werden. Sie wird aus den verschiedenen Ein- bzw. Austrägen, die im Untersuchungsgebiet stattfinden, abgeleitet, soweit die Datenlage entsprechende Schlußfolgerungen zuläßt.

Als Bilanzgebiet bietet sich das EZG der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld an, da an diesen beiden Stellen die Meßstationen des StAU Magdeburg zur Überwachung der Oberflächenwassergüte liegen. Für dieses Bilanzgebiet ist die Chloridfracht der Aller als Gesamtaustrag aus dem Gebiet zu ermitteln, diese mit den Stoffeinträgen in das Gebiet zu vergleichen und so die gesuchte Größe zu separieren.

Der gesamte, bei der Meßstation abfließende Chloridaustrag (als Differenzbetrag zwischen den Gütestationen Alleringersleben und Schwanefeld) setzt sich aus folgenden Einträgen in die Oberflächengewässer zusammen:

a) nicht in Verbindung mit Subrosionsprozessen stehende Einträge aus:

- Niederschlag,
- Düngung,
- Streusalz (Eisfreihaltung der Straßen; Eisfreihaltung des ehem. Grenzstreifens),
- industriellen und kommunalen Abwässern,
- oberirdischer Ablaugung von Salzhalden sowie

b) in Verbindung mit Subrosionsprozessen stehende Einträge aus:

- in Quellen zutage tretender Sole aus unterirdischer Ablaugung von Salzgestein und
- unterirdischer Ablaugung von Salzgestein (Salze des  $\text{kmGo}$ ,  $\text{kmGu}$ ,  $\text{mm}$ ,  $\text{so}$  und  $\text{z}$ ) z.T. in den Schachtwässern in Erscheinung tretend.

Bei der Bilanzierung ist als weiterer Austrag die Stoffmenge zu berücksichtigen, die mit der Grundwasserförderung bzw. dem Grundwasserexport das Bilanzgebiet verläßt.

#### 4.3.1 Chloridfracht der Aller

Von der BGR wurde für die Jahresreihe 1983-1996 eine Chloridfrachtberechnung durchgeführt. Sie berücksichtigt die zeitgleichen Kollektive für Abfluß und Stoffkonzentration (Anl. 4.9). Der Stichprobenumfang ist  $n = 265$ . Der Chloridaustrag aus dem Bilanzgebiet (Fracht Schwanefeld minus Fracht Alleringersleben) beträgt danach im Mittel  $43,24 \text{ g/s}$  ( $= 1365 \text{ t/a}$ ). Die Einzelergeb-

nisse sind in Abb. 4.25 graphisch dargestellt. Darin kommt eine sehr große zeitliche Variabilität zum Ausdruck. Die Extremwerte liegen bei 4 g/s (0,35 t/d) und 286 g/s (24,7 t/d) Chlorid. Bezogen auf den Mittelwert der jeweils kleinsten/größten Frachten aus 3 aufeinanderfolgenden Meßtagen, reicht die Schwankungsbreite immer noch von 5 g/s bis 186 g/s.

Eine zeitliche Variabilität der Stoffkonzentrationen ist in Oberflächengewässern normal und steht üblicherweise im reziproken Verhältnis zur Durchflußmenge (statistisch signifikant). Es ergeben sich deshalb für unterschiedlich große Durchflüsse ähnliche Größenordnungen der Stoff-Frachten. Für die Aller trifft dies nicht zu. Große Frachten am Einstrom in Alleringersleben und große Frachtzuwachsrate treten bei großen Durchflüssen auf und umgekehrt. Die Konzentrationsspitzen für Chlorid führen i.d.R. nicht zu den großen Einzelbeträgen für die Chloridfracht. In niederschlagsreichen Jahren bzw. in Zeiten mit starkem Grundwasserabfluß findet ein höherer Chlorideintrag in die Aller statt als in Trockenzeiten. Dies gilt auch für das südlich, außerhalb des Bilanzgebietes gelegene EZG (Gütemeßstelle Alleringersleben). Als Beispiele für abflußstarke und abflußschwache Jahre können die Kalenderjahre 1987 und 1991 genannt werden, die in etwa die Bandbreite für die jährliche „Chloridproduktion“ im Bilanzgebiet angeben:

787 t/a Chlorid (1991) bis 3011 t/a Chlorid (1987).

Wie die Ergebnisse zeigen, kommt der genauen Erfassung der Durchflußmengen eine ausschlaggebende Bedeutung für die Berechnung der Salzfracht zu. In diesem Zusammenhang ist die Datenlage nicht ideal, für die hier erfolgte einfache Abschätzung jedoch ausreichend.

Die Prüfung der Korrelation zwischen den Durchflüssen und den Chloridkonzentrationen ergab sehr kleine Korrelationskoeffizienten:

Gütemeßstelle Alleringersleben:  $r = 0,22$

Gütemeßstelle Schwanefeld:  $r = 0,20$

Nach CHADDOCK (in LANGGUTH & VOIGT; 1980) ist die Strenge des Zusammenhanges „sehr gering bis zweifelhaft“; ein kausaler Zusammenhang ist nicht ableitbar. Bei der Korrelation der Durchflüsse mit den Sulfatkonzentrationen kommt für diese Stoffgruppe zum Ausdruck, daß die Strenge des statistischen Zusammenhanges von Alleringersleben ( $r = 0,38$ , nach CHADDOCK: „mäßig“) bis nach Schwanefeld ( $r = -0,08$ ) stark abnimmt.

Der verschiedene zeitliche Gang von Chlorid- und Sulfatkonzentrationen wird durch die verschiedenen Wassertypen beeinflusst, welche vom Lappwald einerseits und von der Triasplatte andererseits in die Vorflut gelangen.

Zusätzliche, nicht natürliche Einleitungen von Sole in die Vorflut führen zu zusätzlichen Konzentrationserhöhungen bei Chlorid. In trockenen Perioden können stark salzhaltige Abflüsse im Salz

Abb. 4.24 : Durchflußdifferenz (Delta Q) und Konzentrationsunterschied für Chlorid (Delta Cl-K) zwischen den Gütemeßstellen Schwanefeld und Allingersleben

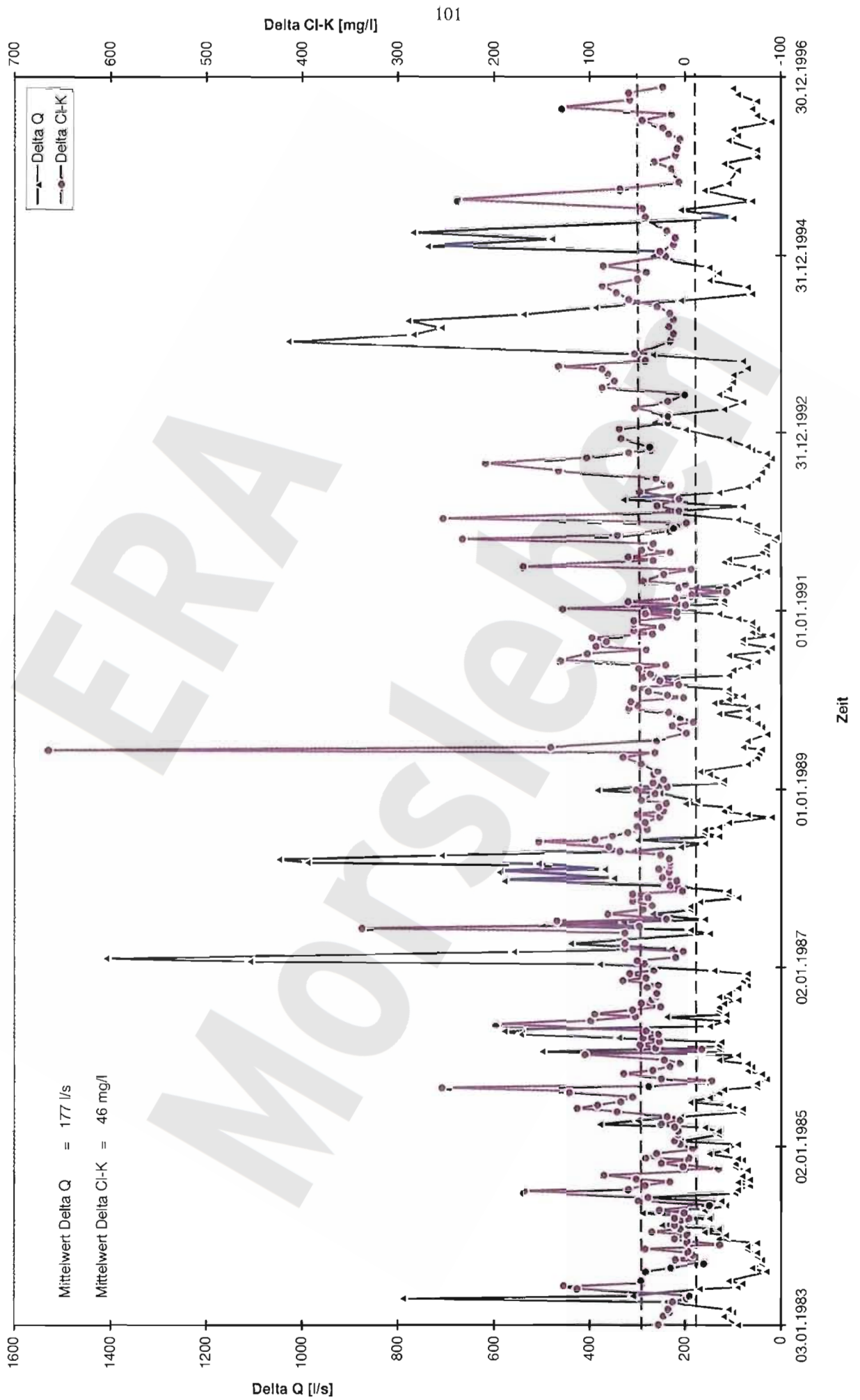
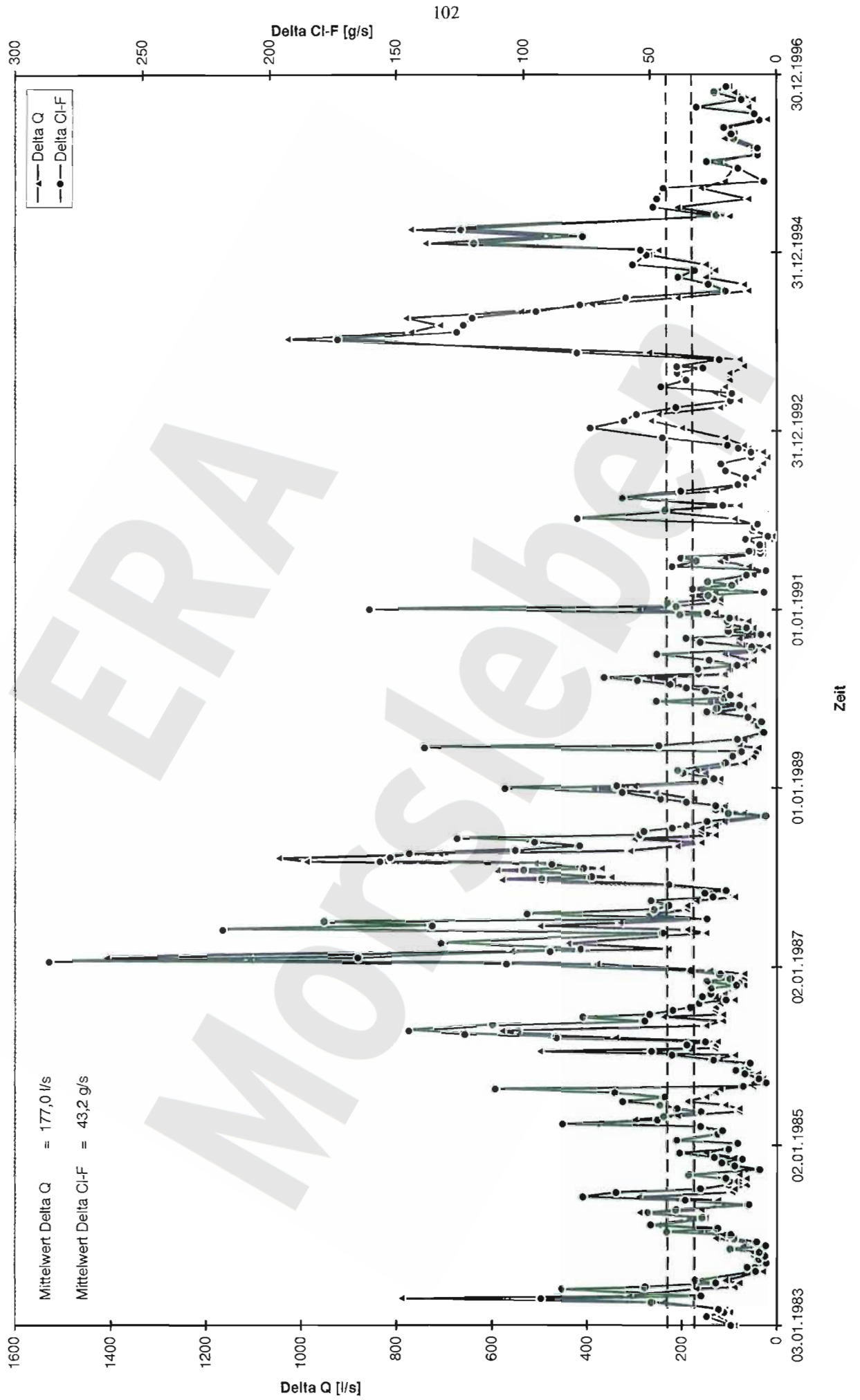


Abb. 4.25 : Durchflußdifferenz (Delta Q) und Chloridfrachtdifferenz (Delta Cl-F) zwischen den Gütemeßstellen Schwanefeld und Alleringersleben



bach versiegen und im Grundwasserleiter akkumulieren; in abflußstarken Perioden können diese mobilisiert werden.

Die stoßweisen Soleeinleitungen in die Salzbachvorflut sind in ihren Auswirkungen auf die Güte-meßstelle Schwanefeld mit der vorliegenden geringen Meßdichte an der Meßstelle Salzbach A03 nicht hinreichend quantifizierbar.

#### **4.3.2 Chloridaustrag durch Grundwasserexport**

Die Größe des Chloridaustrages aus dem Bilanzgebiet durch strömende Grund- und Oberflächenwässer erhöht sich um die im geförderten Grundwasser enthaltene Chloridmenge. Bei einer Grundwasserentnahme durch das Wasserwerk Helmstedt von ca. 1,17 Mio m<sup>3</sup>/a (Mittelwert 1972-1995) und einem mittleren Chloridgehalt der geförderten Wässer von 38 mg/l ergibt sich hierbei ein Chloridaustrag von ca. 44 t/a.

#### **4.3.3 Chlorideintrag durch Niederschlag**

Der Chloridgehalt des Niederschlages im Untersuchungsgebiet (49,1 km<sup>2</sup>) beträgt im Mittel etwa 2,2 mg/l (MATTHES 1994, S.250ff), der mittlere Niederschlag etwa 641 mm/a (vgl. Anl. 3.1, Modell GWD\_2.1). Daraus ergibt sich ein mittlerer Chlorideintrag von etwa 70 t/a.

#### **4.3.4 Chlorideintrag durch Düngung**

In der Landwirtschaft wird Kaliumchlorid zur Düngung von Acker- und Grünlandflächen eingesetzt. Nach Auskunft der Kali + Salz AG, Kassel, (frdl. mdl. Mitt.) hat sich seit 1987 der Einsatz von Kalidüngern halbiert. Er beträgt im Mittel heute etwa 67 kg KCl/ha\*a. Der Einsatz auf Acker- und Grünlandflächen ist etwa gleich groß. Bei einer landwirtschaftlichen Fläche von etwa 2265 ha beträgt der Chlorideintrag aus mineralischer Düngung daher z.Zt. etwa 72 t Cl/a. Da er vor 1987 aber erheblich höher war, ist als Mittelwert etwa 120 t Cl/a anzusetzen.

Der Chlorideintrag aus organischer Düngung beträgt etwa 70 t Cl/a (basierend auf Daten lt. frdl. mdl. Mitt. Kali + Salz AG).

In Abzug zu bringen von diesen Einträgen ist der Austrag durch die Entfernung des Aufwuchses. Er beträgt im Mittel etwa 60 kgxha/a, d.h. ca. 135 t Cl/a.

Insgesamt kann der Eintrag von Chloriden aus der Landwirtschaft daher auf etwa 55 t Cl/a geschätzt werden.

#### **4.3.5 Chlorideintrag durch Streusalz**

Der Einsatz von Streusalz ist in den letzten Jahren sehr stark zurückgegangen. Die im Untersuchungsgebiet eingesetzten Mengen dürften im Bereich von wenigen t/a liegen.

Im Bereich des ehemaligen Grenzstreifens wurde zur Eisfreihaltung Anforstan (KCl) verwendet. Die eingesetzten Mengen liegen ebenfalls im Bereich von wenigen t/a.

Der Eintrag von Chloriden aus Streusalz läßt sich auf maximal ca. 5 t Cl/a schätzen.

#### **4.3.6 Chlorideintrag durch Abwässer**

Der Großteil der im Untersuchungsgebiet liegenden Orte ist bzw. war bis vor kurzem nicht an eine Abwasserkanalisation angeschlossen. Die Abwässer werden bzw. wurden z.T. in Klärgruben, z.T. direkt in den nächstgelegenen Vorfluter eingeleitet (Ausnahme: Bad Helmstedt, Anschluß an Kläranlage in Helmstedt). Die Menge des über Abwässer zutretenden Chlorids ist jedoch schwer zu quantifizieren. Bei einer Abwassermenge von ca. 0,16 Mio m<sup>3</sup>/a und einer durchschnittlichen Konzentration von 50 mg/l (MATTHES 1994) ist von einer Menge von ca. 8 t/a auszugehen.

Industriebetriebe von relevanter Größe, die chloridhaltige Abwässer freisetzen, sind z.Z. im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Die Gewerkschaft Burbach besaß seit 1901 eine Konzession zur Ableitung von Abwasser aus der Kaliverarbeitung in die Aller. Im Juli 1902 nahm die Kalifabrik beim Schacht Marie die Produktion auf (NATUR- UND HEIMATFREUNDE WALBECK 1994). Ab 1913 wurden jedoch die Endlaugen über eine Leitung nach Glindenberg/Elbe abgeleitet. Der Schachtbetrieb auf Marie wurde 1924 eingestellt (zwischen 1946 und 1951 wurde der Betrieb noch einmal zur Streusalzproduktion aufgenommen); auf Bartensleben wurde der Betrieb 1969 eingestellt. Das Kaliwerk wurde ebenfalls 1969 stillgelegt. Nennenswerte Zuflüsse, die aus diesem ehemaligen Betrieb stammen, sind heute nicht mehr zu erwarten.

#### **4.3.7 Chlorideintrag durch oberirdische Ablaugung von Salzhalden**

Die Schächte Bartensleben und Marie wurden in den Jahren 1910-1912 bzw. 1897/98 (Vertiefung 1907-1909) abgeteuft. Der Abraum wurde in Morsleben auf das Schachtgelände Bartensleben



sowie auf die Halde Marie am Schacht Marie verbracht. Salz soll sich nach mdl. Mitt. der DBE (Dr.Blanke) nur auf der Halde am Schacht Marie befinden.

Der Abraum der Halde Marie umfaßt heute ein Volumen von ca. 17.800 m<sup>3</sup> (Aufmaß der DBE von 12/1996; DBE 1997b). Zur Beobachtung der Austräge aus der Salzhalde wurden im Jahr 1982 4 Grundwassermeßstellen eingerichtet (Hy Beo 1/82, 2/82, 3/82 und 4/82). In der näheren Umgebung der Salzhalde liegen als weitere Grundwassermeßstellen Dp Mors 36 A/B und 57A.

Die Tab. 4.14 verdeutlicht, daß noch in der 300 m stromab gelegenen GWM Hy Beo 4/82 sehr hohe Chloridgehalte zu beobachten sind. Der Hauptteil der in den GWM Hy Beo 1 und 4 festgestellten Chloridbelastung stammt mit sehr großer Wahrscheinlichkeit aus der Ablaugung der Salzhalde.

Meßstelle	min. Entfernung von der Salzhalde [m]	Stratigr. im Filterbereich	Richtung (GW-Strömung)	Filterbereich [m u. GOK]	Cl-Konz [mg/l] max.	Beeinflussung
Hy Beo 1/82	70	kroWA	stromab	22-26	1320	stark
Hy Beo 2/82	120	kroWA	lateral	22-26	2130	evtl. schwach (geogen stark)
Hy Beo 4/82	300	kroWA	stromab	19-23	1600	stark
Dp Mors 36B	60	q	lateral	8,5-10,5	78	evtl. schwach

Tabelle 4.14: Einfluß (anthropogen) der Salzhalde Marie auf das Grundwasser

Aus Schätzungen des Grundwasserabstroms läßt sich ein Austrag ins Grundwasser von ca. 189 t Cl/a ableiten (Fläche des Abstromquerschnitts: 200 m \* 15 m, mittl. kf-Wert : 1E-4 m/s, Gefälle: 0,01, mittl. Cl-Konz.: ca. 1-2 g/l). Bezogen auf den vorhandenen Abraum würden somit nach ca. 200-450 Jahren die chloridischen Salze vollständig gelöst sein.

Diese überschlägige Berechnung läßt sich überschläglich kontrollieren durch den aus Haldenaufmaßen von GIESSEL & PAUL (1982) ermittelten Abtrag von ca. 35.000 m<sup>3</sup> löslicher Bestandteile über einen Zeitraum von 80 Jahren, also etwa 440 m<sup>3</sup>/a. Unter Annahme eines ca. 70% Anteiles von NaCl ergibt sich ein Eintrag von ca. 187 t Cl/a ins Grundwasser.

Aus der Halde am Schacht Bartensleben ist vermutlich nicht mit Salzlösung zu rechnen. Zwar wurde am Haldenfuß der Austritt von hochmineralisierten Wässern beobachtet, doch ist hier ein ursächlicher Zusammenhang mit der verwilderten Solquelle (siehe Abschnitt 4.3.9) anzunehmen.

In Tab. 4.15 ist der Chloridgehalt im oberflächennahen Grundwasser in Bezug zu Lage und Ausbau der nahegelegenen GWM dargestellt. Sie verdeutlicht, daß eine erhöhte Mineralisation stromab der Halde Bartensleben auftritt, aber nicht in Beziehung zu ihr steht.

Meßstelle	min. Entfernung von der Halde [m]	Stratigr. im Filterbereich	GW-Strömung	Filterbereich [m u. GOK]	Cl-Konz [mg/l] max.	Beeinflussung
Dp Mors 49B	110	q	stromab	68,6-72,6	989	geogen
Dp Mors 50B	20	ko2/3	stromab	15,3-20,3	28400	geogen
Dp Mors 68B	330	q	stromab	4,4-6,4	3280	geogen (Salzbach)
Dp Mors 5Z4	50	ko	nördl.	22-28	54600	geogen (Solquelle)
Dp Mors 5Z5	50	q, kro	nördl.	54-60	55	keine

Tabelle 4.15 : Einfluß (anthropogen) der Halde am Schacht Bartensleben auf das Grundwasser

Am ehemaligen Schacht Alleringersleben befindet sich ebenfalls eine, allerdings sehr kleine Halde, welche innerhalb des Einzugsgebietes gelegen ist. Der noch vorhandene Abraum läßt sich auf etwa 1500 m<sup>3</sup> schätzen. Es sind keine Grundwassermeßstellen stromab der Halde vorhanden, die eine Aussage über einen Austrag von Chloriden ermöglichen. Er dürfte aber höchstens etwa 1 t Cl/a betragen.

#### 4.3.8 Chlorideintrag durch Grubenwässer

In den Schachtröhren der Schächte Bartensleben und Marie treten Grubenwässer zu, die gesammelt und an die Erdoberfläche gepumpt werden, sobald ein bestimmter Stand in den Pumpenkammern erreicht ist. Die Einleitung erfolgt stoßweise, etwa alle 1,5 - 2,5 Tage. Die Grubenwässer des Schachtes Bartensleben werden in den Salzbach, die des Schachtes Marie in einen Graben entlang der Straße nach Groß Bartensleben ebenfalls in den Salzbach geleitet.

Die mittleren Fördermengen betragen 3381 m<sup>3</sup>/a im Schacht Bartensleben sowie 7836 m<sup>3</sup>/a im Schacht Marie (DBE 1997c und DBE 1997d). Wie die Tab. 4.16 und 4.17 zeigen, ist die chemische Zusammensetzung der Wässer relativ konstant. Die Zuflußmengen und Analyseergebnisse sind den Jahresberichten zur Betriebssicherheit (DBE 1990-96, VE KOMBINAT KKW BRUNO LEUSCHNER 1978-89) entnommen. Der mittlere Cl-Gehalt der Wässer aus dem Schacht Bartensleben beträgt 19,8 g/l, der der Wässer aus dem Schacht Marie 0,72 g/l. Damit ergibt sich ein mittlerer Eintrag von 66,9 t Cl/a aus dem Schacht Bartensleben sowie 6,1 t Cl/a aus dem Schacht Marie.

Datum	Na [g/l]	K [g/l]	Mg [g/l]	Ca [g/l]	Cl [g/l]	SO4 [g/l]	HCO3 [g/l]
15.12.1995	12,760	0,270	0,390	1,360	19,140	5,760	
29.06.1994	14,710	0,210	1,030	1,040	22,640	4,530	
01.07.1993	17,130	0,220	0,310	0,950	23,320	6,400	
27.05.1992	8,190		0,200	1,310	14,340	2,760	
02.12.1992	16,310	0,310	0,410	1,210	23,010	6,190	
10.01.1991	10,750	0,100	0,200	0,920	16,490	3,480	
09.01.1990	11,215	0,020	0,494	1,062	17,730	3,863	0,098
30.08.1990	12,005	0,133	0,511	1,122	19,142	3,947	0,110
Mär 89	12,650	0,180	0,380	1,160	19,500	4,450	0,090
Jul 89	11,270	0,140	0,440	1,110	17,770	4,000	0,090
Mär 88	9,660	0,110	0,400	0,870	15,200	3,320	0,120
Jun 88	10,850	0,140	0,450	0,960	17,100	3,640	0,090
Jan 87	13,500	0,200	0,480	1,000	21,300	3,820	0,090
Jul 87	12,800	0,310	0,550	1,000	20,300	4,190	0,090
Jan 86	11,300	0,160	0,460	1,050	17,900	3,850	0,120
Jul 86	12,400	0,310	0,530	1,020	19,800	3,980	0,100
Dez 84	11,800	0,190	0,520	1,010	18,800	3,950	0,090
Jun 85	8,900	0,500	1,510	0,920	17,400	3,760	0,060
Dez 83	12,600	0,210	0,590	1,070	19,900	4,360	0,100
Jun 84	12,100	0,290	0,830	1,040	20,100	3,850	0,120
Dez 82	12,100	0,200	0,500	1,200	19,200	4,000	0,200
Jul 83	11,300	0,200	0,500	1,100	17,900	3,800	0,100
15.07.1981	11,000	0,600	3,700	1,060	21,300	1,170	0,150
15.01.1982	46,000	6,800	18,300	1,600	22,000	0,800	0,100
04.02.1980	10,400	0,400	0,649	1,380	27,400	1,460	0,061
07.01.1981	5,200	0,135	3,740	0,962	25,560	7,680	0,610
<b>Mittelwert</b>	<b>13,035</b>	<b>0,494</b>	<b>1,464</b>	<b>1,096</b>	<b>19,779</b>	<b>3,962</b>	<b>0,129</b>

Tabelle 4.16 : Chemische Zusammensetzung der Grubenwässer aus dem Schacht Bartensleben

Datum	Na [g/l]	K [g/l]	Mg [g/l]	Ca [g/l]	Cl [g/l]	SO4 [g/l]	HCO3 [g/l]
03.09.1996	0,403	0,016	0,048	0,123	0,542	0,513	0,323
14.01.1991	0,400	0,010	0,060	0,110	0,600	0,400	
10.01.1990	0,456		0,067	0,150	0,709	0,395	0,280
30.08.1990	0,654		0,012	0,014	0,629	0,402	0,256
Mär 89	0,250	0,020	0,120	0,260	0,520	0,620	0,390
Jul 89	0,100	0,010	0,060	0,080	0,090	0,160	0,350
Mär 88	0,580	0,030	0,080	0,140	0,760	0,490	0,330
Jun 88	0,540	0,030	0,080	0,140	0,700	0,480	0,290
Jan 87	0,530	0,020	0,050	0,090	0,700	0,370	0,290
Jul 87	0,530	0,030	0,080	0,120	0,800	0,480	0,210
Mär 86	0,470	0,020	0,060	0,140	0,650	0,430	0,350
Sep 86	0,480	0,010	0,060	0,140	0,650	0,420	0,340
Dez 84	0,490	0,020	0,060	0,130	0,710	0,410	0,330
Jun 85	0,520	0,020	0,060	0,100	0,670	0,430	0,200
Dez 83	0,490	0,020	0,060	0,110	0,670	0,420	0,260
Jun 84	0,480	0,020	0,060	0,120	0,670	0,430	0,280
Dez 82	0,500	0,020	0,020	0,090	0,700	0,500	0,200
Jul 83	0,500	0,020	0,020	0,140	0,700	0,500	0,300
Jul 82	0,400	0,020	0,200	0,200	1,000	0,200	0,280
15.07.1981	0,280	0,020		0,170	1,420	1,530	0,200
15.01.1982	0,800	0,120	0,070	0,180	0,780	0,280	0,150
02.07.1980	1,000	0,160	0,031	0,159	0,994	0,416	0,342
08.01.1981	0,280	0,014	0,093	0,646	0,781	0,451	0,268
<b>Mittelwert</b>	<b>0,484</b>	<b>0,031</b>	<b>0,066</b>	<b>0,154</b>	<b>0,715</b>	<b>0,466</b>	<b>0,283</b>

Tabelle 4.17 : Chemische Zusammensetzung der Grubenwässer aus dem Schacht Marie

### 4.3.9 Chlorideintrag durch Solquellen

Im Salzbach trat früher etwa bei R 4438600, H 5788220 eine Solquelle aus, die urkundlich zum ersten mal 1649 als „Salzbrunn“ erwähnt wird. Die Geschichte dieser Quelle ist in EBEL et al. (1997) dargestellt. Das zuständige Oberbergamt verlieh 1872 die Rechte für ein „Solquellenbergwerk“ an die Gewerkschaft Ernst Andreas. Diese ließ 1911 eine als „Fundbohrloch“ bezeichnete Bohrung mit einer Endteufe von 188,5 m in unmittelbarer Nähe der Solquelle abteufen. Durch die konkurrierende Nutzung kam es zum Konflikt mit der Gewerkschaft Burbach, die den Schacht Marie betrieb. 1921 wurden die Rechte von der Gewerkschaft Burbach übernommen. Eine Salzgewinnung (Solung der Bohrung) durch die Gewerkschaft Ernst Andreas erfolgte nicht.

Die o.g. Quelle soll früher eine Schüttung von ca. 30 l/min und einen Chloridgehalt von 16 g/l gehabt haben (KÄBEL et al. 1987, EBEL et al. 1997). Sie liegt ca. 100 m NNW vom Schacht Bartensleben und ist heute begraben unter dem nördlichen Fuß der Schachthalde. Eine aktuelle Beprobung ist daher nicht möglich. Der Austritt von hochmineralisiertem Wasser zeigt sich jedoch im Salzbach, auf dem ERAM-Gelände, wie auch in dem Graben nördlich der Umgrenzungsmauer, in einer plötzlich einsetzenden und deutlichen Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit.

Setzt man o.g. Schüttung und Cl-Gehalt an, so ergibt sich ein Cl-Eintrag von etwa 250 t Cl/a. Dieser Wert ist unsicher. Weitere Solquellen treten im Untersuchungsgebiet nicht auf.

### 4.3.10 Chlorideintrag durch unterirdische Ablaugung von Salzgestein (Subrosion)

Grundsätzlich läßt sich die geogen-salinare Fracht und damit die rezente Subrosion im Bilanzierungsgebiet nur als Differenzbetrag zu den übrigen Chlorideinträgen gegenüber dem Gesamtaustrag abschätzen. Dieser summarische Betrag setzt sich aus verschiedenen Anteilen unterschiedlicher Herkunftsgebiete zusammen. Die Anteile können qualitativ benannt, aber quantitativ nicht differenziert werden. Wie die Untersuchungsergebnisse zeigen (Kap. 6 und 7) kann mit einem relativ großen Anteil von Salzaustrag aus der Lappwaldscholle (Keupersalze) und einem relativ kleinen Anteil aus der Triasplatte gerechnet werden. In der Allertalzone sind sowohl primäres Zechsteinsalz, als auch Sekundärsalze aus dem Hutgestein als potentielle Chloridlieferanten verantwortlich.

Die einzelnen Salzfrachtanteile sind aus den hydrogeologischen Erkundungsergebnissen allein nicht quantifizierbar; sie sind weder hydraulisch abzuschätzen noch hydrochemisch differenzierbar.

Es kann deshalb nur eine grobe Abschätzung eines summarischen Subrosionsbetrages für das Bilanzgebiet vorgenommen werden.

Quelle	Menge [t Cl/a]
<b>Austräge</b>	
berechnet aus der Salzfrachtbilanz der Aller	1365
Grundwasserentnahme	45
<b>Summe Einzelausträge</b>	<b>1410</b>
<b>Einträge</b>	
Niederschlag	70
Düngung	55
Streusalz	5
industrielle und kommunale Abwässer	8
oberirdische Ablaugung von Salzhalden	ca. 190
<b>Summe Einzeleinträge</b>	<b>330</b>
<b>Eintrag aus Subrosion*</b> (Einträge minus Austräge)	<b>1080</b>
davon aus Solquelle Ernst Andreas	ca. 250
aus Grubenwässern	73

\*) aus der Lappwaldscholle, der Allertalzone und der Triasplatte

Tabelle 4.18: Chlorideintrag durch Subrosion

Die Vertrauenswürdigkeit des abgeleiteten Subrosionsbetrages hängt entscheidend von der Zuverlässigkeit der Datengrundlage für die Position Salzfrachtbilanz der Aller ab.

## **5 Hydrogeologische Baueinheiten und hydraulische Parameter der Gesteinsschichten**

### **5.1 Hydrogeologischer Bau**

Bearbeiter: H. Käbel

#### **5.1.1 Strukturbau und Gesteinsausbildung aus hydrogeologischer Sicht**

##### **5.1.1.1 Überblick**

Die geologischen Baueinheiten lassen sich in die drei Strukturstockwerke Subsalinar, Zechsteinsalinar sowie Deck- und Nebengebirge gliedern. Aus dem Zechsteinsalinar wurde die Salzstruktur der Allertalzone gebildet. Deck- und Nebengebirge der Salzstruktur unterteilen sich in die Baueinheiten Lappwaldscholle, Allertalzone und Weferlinger Triasplatte, die Gegenstand der hydrogeologischen Untersuchungen waren. Hydrogeologische Einflüsse entfernter liegender Strukturen werden durch die Helmstedter Salzantikline im SW und die Grundgebirgsauftragung des Flechtlinger Höhenzuges im NE begrenzt (vgl. Übersichtskarte Abb. 5.1).

Das Deckgebirge der Allertalzone ist heterogen aufgebaut. Man unterscheidet Hutgestein, keuperzeitliche Gesteine im nordöstlichen und kreidezeitliche Bildungen im südwestlichen Teil dieser Zone. Das streifenförmige Kreideverbreitungsgebiet wird entlang seiner südwestlichen Grenze, untergeordnet auch an seiner nordöstlichen Grenze, von abgeglittenen Schollen vorwiegend jurassischer Gesteine begleitet.

Die muldenförmig gestaltete Lappwaldscholle weist beim Übergang zur Allertalzone längs der Südwestflanke der Salzstruktur eine komplizierte Bruchtektonik auf, die sowohl durch Abschiebungen als auch durch Aufschleppungen von Teilschollen hervorgerufen wird, wobei die stratiforme Lagerung der Schichten teilweise noch erkennbar bleibt. Dieser Bereich wird unter Einbeziehung der abgeglittenen Jura-Schollen bis hin zur Kreideverbreitung auch als Bereich der Südweststrandstörung bezeichnet. Demgegenüber ist im Bereich der Nordostrandstörung der Allertalzone die Lagerung der abgeglittenen Schollen (bestehend aus Muschelkalk- und Buntsandsteinmaterial) nicht mehr nachvollziehbar. Die Weferlinger Triasplatte zeichnet sich durch ruhige Lagerungsverhältnisse aus, wobei die Schichten generell flach nach Südwesten einfallen.

Die Übersichtskarte und zwei schematisierte geologische Schnitte (Abb. 5.2 und 5.3) sollen die Lage der genannten Baueinheiten verdeutlichen.

Die Lagerungsverhältnisse entlang von 12 nach hydrogeologischen Gesichtspunkten festgelegten Schnittlinien sind in Anlage 6 dargestellt. Außerdem sind fünf hydrogeologisch bedeutsame stra-

tigraphische Bezugshorizonte in Modellkarten 1 : 20 000 abgebildet (Anlage 5), die auf den Bericht zur hydrogeologischen Modellbildung (LANGKUTSCH et al., 1997) zurückgehen.

ERA  
Morsleben

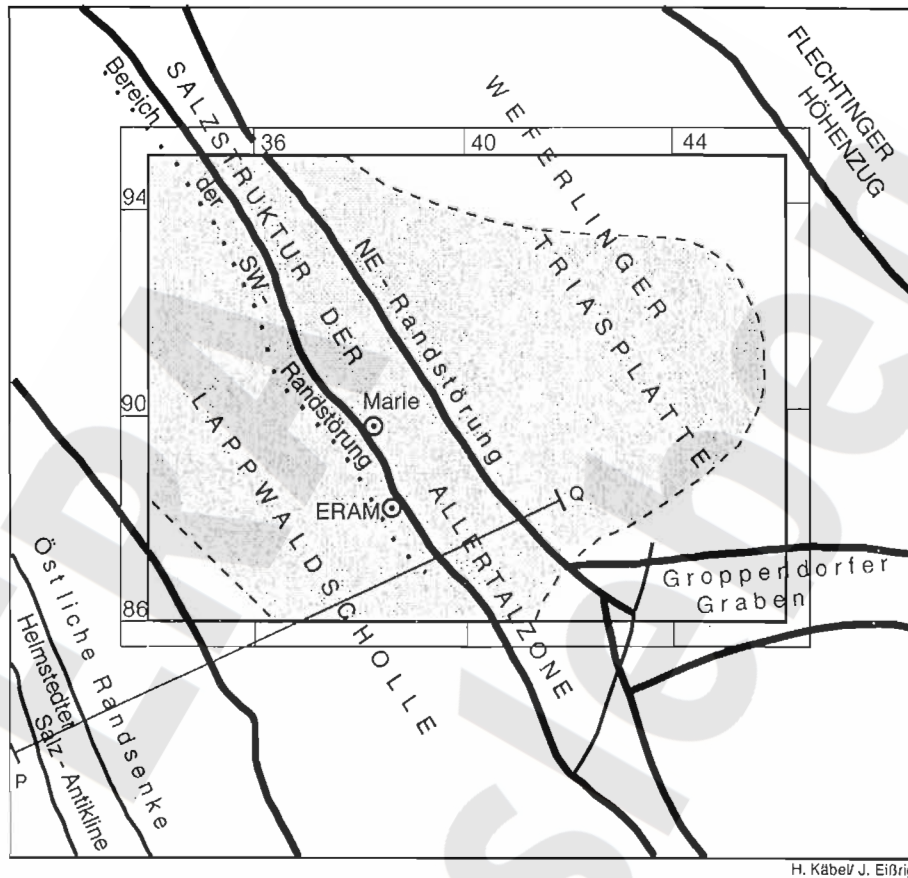
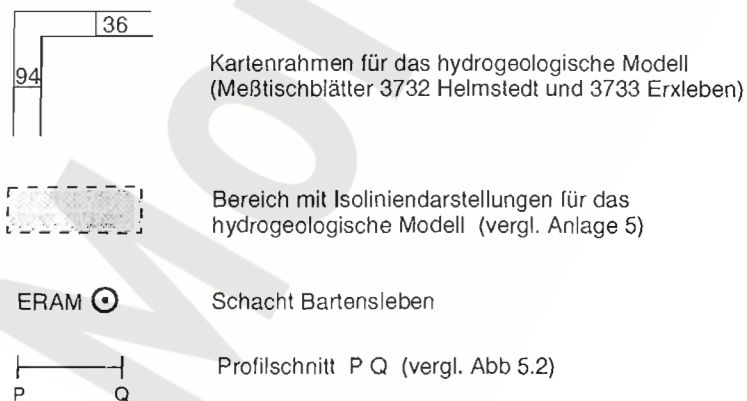
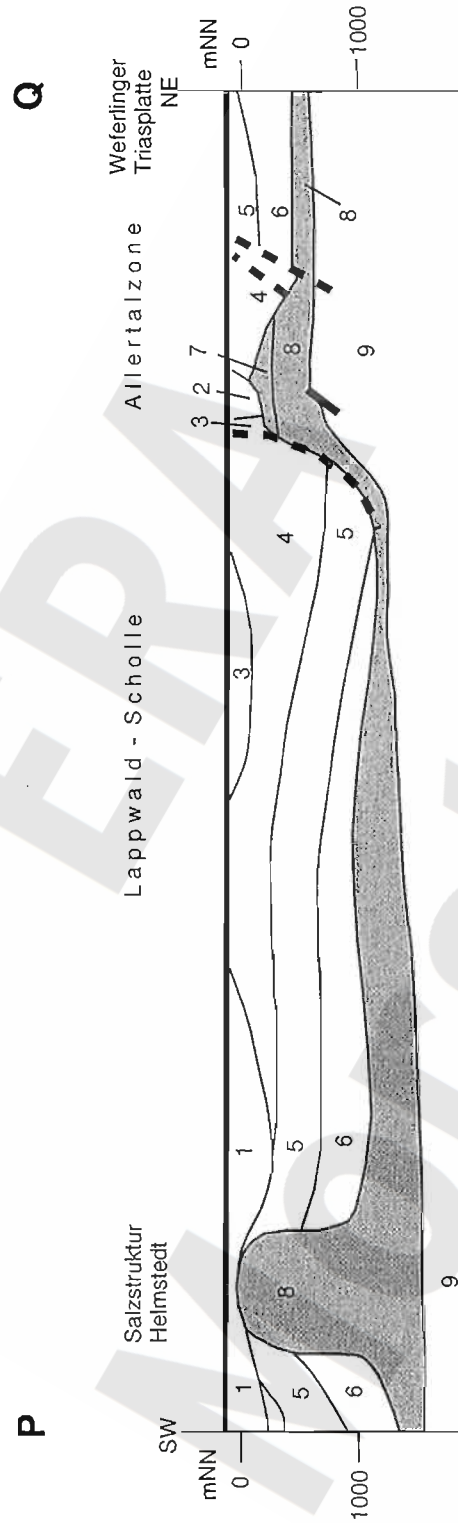


Abb. 5.1 Übersichtskarte der Hauptstrukturen



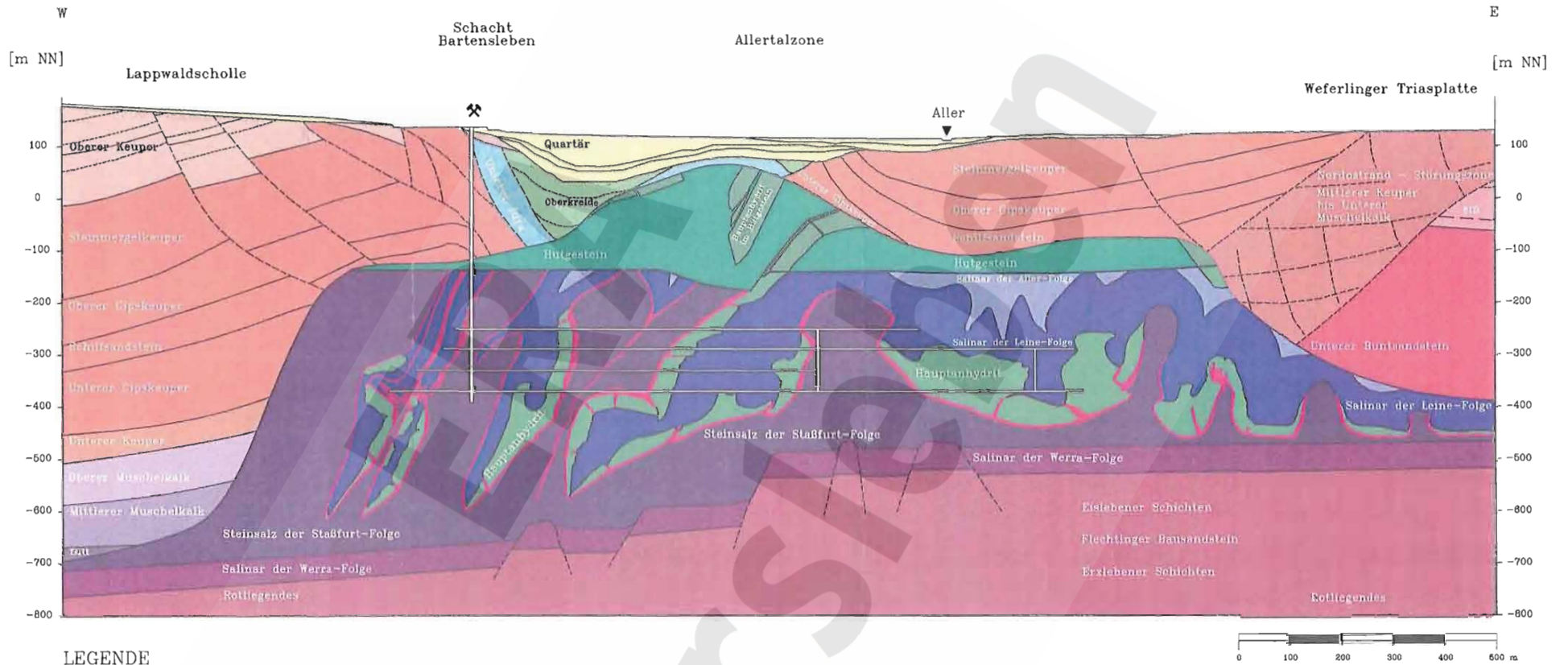




- 1 - Quartär und Tertiär, 2 - Obere Kreide, 3 - Jura, 4 - Keuper, 5 - Muschelkalk und Röt,  
 6 - Mittlerer und Unterer Buntsandstein, 7 - Hutgestein, 8 - Zechstein, 9 - Rotliegendes

### Abb. 5.2 Übersichtprofil mit den Salzstrukturen Helmstedt und Allertal

(modifiziert nach BALDSCHUHN, R. u. KOCKEL, F. 1996)



**LEGENDE**

**Stratigraphie**

- |                     |                         |  |                             |
|---------------------|-------------------------|--|-----------------------------|
| Quartär             | Oberer Muschelkalk      | Hauptanhydrit im Hutgestein                          | Rotliegendes                |
| Oberkreide          | Mittlerer Muschelkalk   | "Dol" (Deckanhydrit, Grauer Salston, Leine-Karbonat) | <b>sonstige Signaturen:</b> |
| Unterer Jura (lias) | Unterer Muschelkalk     | Salinar der Aller-Folge                              | Störung                     |
| Oberer Keuper       | Mittlerer Buntsandstein | Hauptanhydrit  | Schichtung                  |
| Mittlerer Keuper    | Unterer Buntsandstein   | Salinar der Leine-Folge                              | Nordostrand - Störungszone  |
| Unterer Keuper      | Hutgestein              | Kaliföz Staßfurt                                     | Salzspiegel                 |
|                     |                         | Steinsalz der Staßfurt-Folge                         |                             |
|                     |                         | Salinar der Werra-Folge                              |                             |

Abb.: 5.3 Geologische Baueinheiten im Bereich des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM)  
Schematischer geologischer West - Ost Schnitt durch das Allertal im Bereich des ERA Morsleben

### 5.1.1.2 Subsalinar

Vgl. dazu Abb. 5.3.

Die am südöstlichen Rande des hydrogeologischen Untersuchungsgebietes befindliche Erdölerkundungsbohrung Ostingersleben 1/82 (E Otn 1/82) hat als tiefste in diesem Raum aufgeschlossene Schicht 76 m effusives Autun, vertreten durch Porphyrit-Rhenoandesit, erbohrt (Endteufe 1270,00 m). Darüber folgt sedimentäres Autun mit ca. 210 m Mächtigkeit, das in seinem tieferen Teil aus Schluff- und Tonstein sowie Feinsandstein mit seltenen Lagen von Feinkonglomeraten und Tuffen, im höheren Teil aus den sandig-konglomeratisch beschaffenen Erleben-Schichten besteht. Überdeckt werden sie von limnisch-fluviatilen Ablagerungen des Saxon, die sich in Flechtinger Bausandstein und Eisleben-Schichten gliedern lassen. Der Bausandstein besteht aus einer unteren Konglomeratfolge und einer oberen Sandsteinfolge, die teilweise äolischer Genese ist. Die Eisleben-Schichten stellen eine Wechsellagerung von Tonstein-Schluffstein-Feinsandstein dar. Die Bohrung E Otn 1/82 hat für den Bausandstein 87 m und für die Eisleben-Schichten 95 m Mächtigkeit nachgewiesen. Diese Schichten gelangen in ca. 7-8 km Entfernung von der Allertalzone am Flechtinger Höhenzug in eine oberflächennahe Position.

Aus der Erdölprospektion ist bekannt (BANDLOWA, 1992), daß die Folgen des Flechtinger Bausandsteins regional großflächige und zusammenhängende effektive Poren-Speicherhorizonte enthalten. Dagegen besitzen die Eisleben-Schichten keine oder nur sehr geringmächtige effektive Speicherhorizonte, weisen zwar vereinzelt in den oberen tonig-schluffigen Partien Kluftspeicher auf, sind aber vorwiegend abdichtende Schichten. So nehmen z.B. in der Bohrung E Otn 1/82 abdichtende Schluffsteine ca. 75 m Mächtigkeit ein.

Der basale, nicht in die salttektonische Faltung einbezogene Zechstein zeichnet sich durch eine auffallend konstante Mächtigkeit von ca. 60-65 m aus. Er umfaßt die stratigraphischen Schichtglieder vom Konglomerat und Kupferschiefer der Werra-Folge bis zum Basalanhydrit der Staßfurt-Folge. Die darin anderenorts als Kluftspeicher ausgebildeten Schichten des Werrakarbonats und Werraanhydrits sind vollständig kalzitisch und anhydritisch verheilt (Ergebnisse der Erdölbohrungen Ostingersleben 1/82 und Eisleben 8/78, letztere außerhalb des Untersuchungsgebietes). Eine genaue Beschreibung des basalen Zechsteins findet man bei REMPEL (1993), die u.a. eine geologische Nachbemusterung dieser Schichten in den Deponie-Erkundungsbohrungen Dp Mors 3/89 und Dp Mors 20/88 enthält.

### 5.1.1.3 Zechsteinsalinar und Hutgestein

Zechsteinsalinar und Hutgestein bilden nach allgemeingeologischem Verständnis die Salzstruktur der Allertalzone. Aus bergbaulicher und hydrogeologischer Sicht zählt das Hutgestein, dessen Ausbildung ursächlich mit der Einwirkung von Grundwasser auf die löslichen und unlöslichen Schichtglieder der salinaren Abfolge zusammenhängt, bereits zum Deckgebirge.

Die Mächtigkeit des salztektonisch verformten Zechsteinsalinars beträgt zwischen ca. 300-400 m nahe der nordöstlichen Flanke und ca. 500-600 m nahe der südwestlichen Flanke der Salzstruktur. Den Salzgesteinen dieser Struktur kommt die entscheidende Funktion als Wirtsgestein und Barriere für das Endlager Morsleben zu. Unter der Lappwaldscholle sind die Steinsalzmächtigkeiten stark reduziert. Im Bereich der Weferlinger Triasplatte kommt Steinsalz nur noch reliktförmig vor und tritt dort nicht mehr als regionaler Grundwasserstauer auf.

Innerhalb des Zechsteinsalinars sind durch die Bergbautätigkeit einzelne isolierte Vorkommen von Fluiden (Salzlösungen, Erdgas) nachgewiesen worden. Sie sind an teilweise hydraulisch vernetzte, klüftige Bereiche des Hauptanhydrits, seltener an Stein- oder Kalisalz gebunden. Eine Gesamtbeurteilung der bergbausicherheitsrelevanten Salzlösungsvorkommen unter hydrogeologischen Aspekten ist im BGR-Bericht von KÄBEL (1998) gegeben worden.

Der Übergang von den nicht subrosiv überprägten zechsteinzeitlichen salzführenden Folgen zum Hutgestein, dessen Entstehungszeitraum Mittleren Keuper bis Quartär umspannt, vollzieht sich im sogenannten Salzspiegelniveau. Dieses Niveau befindet sich an der Grenze Steinsalz gegen Hutgestein relativ konstant bei ca. -140 m NN, an der Grenze Kalisalz gegen Hutgestein manchmal in einer bergbaugeophysikalisch nachgewiesenen Größenordnung von 10 bis 30 m tiefer (THIERBACH 1998) und an der Grenze Hauptanhydrit gegen subrosiv überprägten Hauptanhydrit bei ca. -140 bis -120 m NN.

Das Hutgestein besteht nach den neuen Untersuchungsergebnissen von BALZER (1998) aus

- a) subrosiv überprägten zechsteinzeitlichen wenig- bzw. nichtlöslichen Schichten in Form von Anhydrit-, Ton- und Karbonatgesteinen bzw. den Vergipsungsäquivalenten des Anhydrits,
- b) subrosiven Anhydritgesteinen (Neukristallisation von Anhydrit unter Einbau von sulfatischen und silikaklastischen Gemengteilen der aufgelösten mächtigen Steinsalzpakete), deren nachfolgende Vergipsung nicht selten ist,
- c) subrosiven Gipsgesteinen (Neukristallisation von Gips nach Steinsalzauflösung, falls die Lösungen sulfatübersättigt waren),

d) Kristallgips (Marienglas) als Neubildung aus salzuntersättigten, humiden  $\text{CaSO}_4$ -Lösungen am Salzspiegel und zwischen älteren Rückstandsbildungen (dm- bis m-Mächtigkeiten), in Hohlräumen (cm- bis dm-Bereich) und in Klüften (mm- bis cm-Bereich).

Die unter b) bis d) fallenden Anhydrit- und Gipsgesteine stellen die eigentlichen Residualbildungen dar.

Die subrosiv überprägten zechsteinzeitlichen Schichten wurden im Hutgestein mit folgenden Mächtigkeiten erbohrt (in Klammern - normale Mächtigkeiten nach LÖFFLER, 1962):

Deckanhydrit	0,12 m bis 2,30 m (1,5 m)
Grauer Salzton	0,50 m bis 4,60 m (2,5 m)
Leinekarbonat	0,16 m bis 2,20 m (ohne Angabe)
Hauptanhydrit	25 m bis 100 m (30-40 m)
Aller-Anhydrit	0,50 m bis 1,00 m (0,5-1,0 m)
Roter Salzton	< 1 m bis 15 m (3-5 m)

Diese Schichten sind Leithorizonte für die von BALZER (1998) vorgenommene Strukturierung der Hutgesteinsbildungen, wobei in einigen Bohrungen nachweisbare lithostratigraphische Merkmale der residualen Gesteinsfolgen die struktureologische Interpretation stützten. Innerhalb des Hutgesteins lassen sich dadurch die residualen Fortsetzungen der Salinarstrukturen in schematisierter Form unterscheiden. Das sind von SW nach NE: Westmulde, westlicher Schachtsattel, Südmulde, östlicher Schachtsattel, Hauptmulde, Ostsattel, Ostmulde, Randsattel und -mulde. Das Einfallen der residualen Strukturen ist wechselhaft und kann sowohl sehr flach als auch sehr steil sein. Die Leithorizonte sind ebenso wie im Salinar in viele Teilschollen zerlegt, die teilweise eine überkippte Lagerung aufweisen.

Die Mächtigkeiten des Hutgesteins schwanken zwischen kleiner 10 m bis ca. 240 m (vgl. Anlage 5.5). An den sehr mächtigen Hutgesteinsaufschlüssen ist der subrosiv überprägte Hauptanhydrit in stratiformer, oftmals gestapelter Lagerung oder als Klippenbildung maßgeblich beteiligt. Die maximal erbohrte Mächtigkeit einer Hauptanhydritscholle von 100 m ist wegen des sehr steilen Einfallens dieser Scholle allerdings eine scheinbare Mächtigkeit. Gesamtmächtigkeit und Verhältnis der residualen Bildungen zu den zechsteinzeitlichen Leithorizonten betragen (nach BALZER, 1998) z.B. für die Bohrungen Dp Mors 42A 227,8 m bei 6,7 % zu 93,3 %, Dp Mors 65A 185 m bei 3,5 % zu 96,5 % und Dp Mors 72A 178,4 m bei 53 % zu 47 %.

Die subrosiv umgestalteten Leithorizonte Deckanhydrit, Grauer Salzton und Leinekarbonat sind in das Hutgestein sehr diskontinuierlich eingebaut. Ihre lückenhafte Verbreitung ist bereits im tektonisch und halokinetisch verformten Salinar angelegt. Die primär feinschichtige Textur dieser Schichten ist im Hutgestein in eine überwiegend massige verändert worden. Bruchstücke von Deckanhydrit und Leinekarbonat sind in eine Matrix aus Grauem Salzton eingearbeitet. Die

Schichten markieren insbesondere den residualen Faltenschenkel zwischen Schachtsattel und Hauptmulde (vgl. Schnittdarstellungen Anl. 6) und erlangen in dieser Position eine durch Bohrungen und Tests belegte besondere hydrogeologische Relevanz als schichtbezogene, potentiell grundwasserleitende Einheit im Hutgestein. Ihre Verbreitung zwischen Morsleben und Beendorf ist modellhaft in LANGKUTSCH et al. (1997) sowie in KÄBEL (1998) dargestellt.

Auf die von BALZER (1998) vorgenommene fazielle Analyse des Hutgesteins am rezenten Salzspiegel und daraus ableitbare hydraulische Schlußfolgerungen wird in Abschnitt 5.2.3.3 eingegangen. Vermerkt sei hier, daß dieser Autor die in zwei Bohrungen (Dp Mors 45A und Kb Mors 2/85) im Salzspiegelniveau nahe bei den Flanken der Salzstruktur angetroffenen flachen Hohlräume als Relikte eines fossilen Chloridkarstes interpretiert, wobei einzelne Vorkommen wie diese keine hydraulische Verbindung untereinander besitzen und die darin enthaltenen Salzlösungen aus einer Phase des Übergangs von aktiver zu stagnierender Subrosion, verbunden mit Auskristallisation von Lösungshohlräumen, stammen. Der fossile Chloridkarst im Umfeld der Bohrung Dp Mors 45A befindet sich in einer besonderen strukturellen Position der Salzstrukturflanke, die eine zweifache hydraulische Anbindung des als langgestreckt anzunehmenden Vorkommens an das Deckgebirge nahe der NE-Randstörung ermöglicht, wie es die Interpretationsvariante in Abb. 5.4 darstellt (nach Strukturdaten aus BALZER, 1998, und VOIGT, 1996).

Hinweise auf Sulfatkarst im Hutgestein gibt es aus 15 Bohrungen. In seinen Auswertungen kommt BALZER (1998) zu dem Schluß, daß die Karstbildung während unterschiedlicher geologischer Prozesse zu verschiedenen Zeiten gehäuft auftrat, insbesondere während des Mittleren Keupers und während bzw. nach der Anlage der mit Oberkreidesedimenten gefüllten Depression. Alle mit Keuper-, Jura- oder Kreidematerial ausgefüllten Sulfatkarstformen liegen nahe der Hutgesteinsoberfläche (0 bis 25 m tiefer), gleichfalls ein mit Kreide- und Quartärmaterial gefüllter und ein offener (ehemals mit Salz mineralisierter) Hohlraum. Die mit Tertiärmaterial gefüllte Schlotte in der Bohrung Dp Mors 20 reicht bis knapp 50 m unter die Hutgesteinsoberfläche, größere Eindringtiefen sind bisher nicht bekannt. Abb. 5.5 faßt die Angaben zur Position und Ausfüllung der Sulfat- und Chloridkarstvorkommen in einem synthetischen Schema zusammen.

Die Klüfte als potentielle Wasserwegsamkeiten im Hutgestein werden in BALZER (1996a+b, 1998) ausführlich dokumentiert und hinsichtlich Entstehung und Ausbildung beschrieben. Beim gegenwärtigen Zustand dominieren geschlossene (mineralisierte bzw. partiell mineralisierte) Klüfte eindeutig gegenüber offenen (nicht mineralisierten) Klüften. Erstere machen bei den residualen Gesteinsfolgen einen extrem hohen Anteil aus. Bei den zechsteinzeitlichen Leithorizonten sind die beobachteten Klüfte im wesentlichen an den Hauptanhydrit gebunden. Im Leinekarbonat, Grauen Salzton und Deckanhydrit lassen sich auf Grund der zum Teil intensiven Brekziierung Klüfte nur unsicher bestimmen.

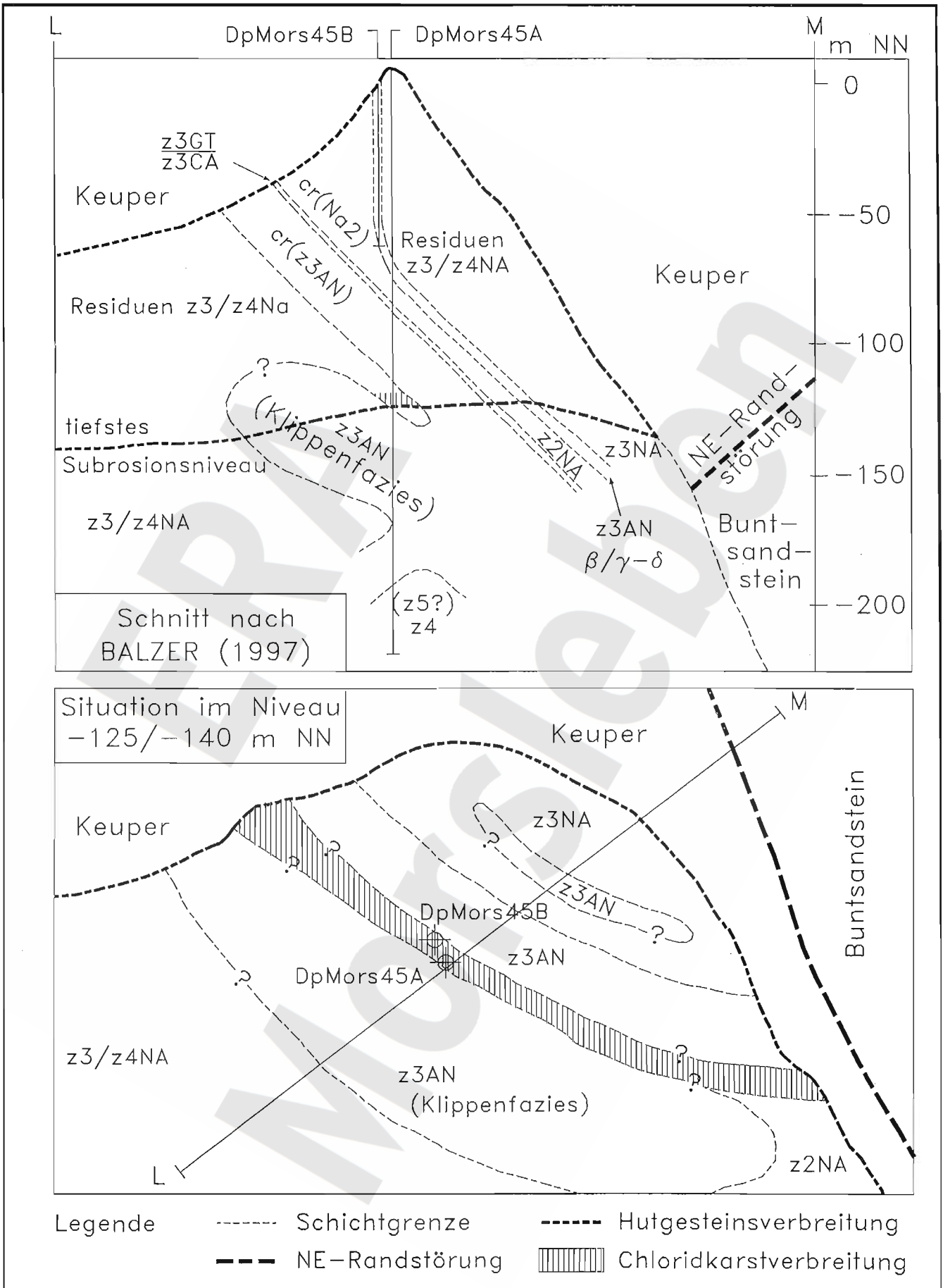
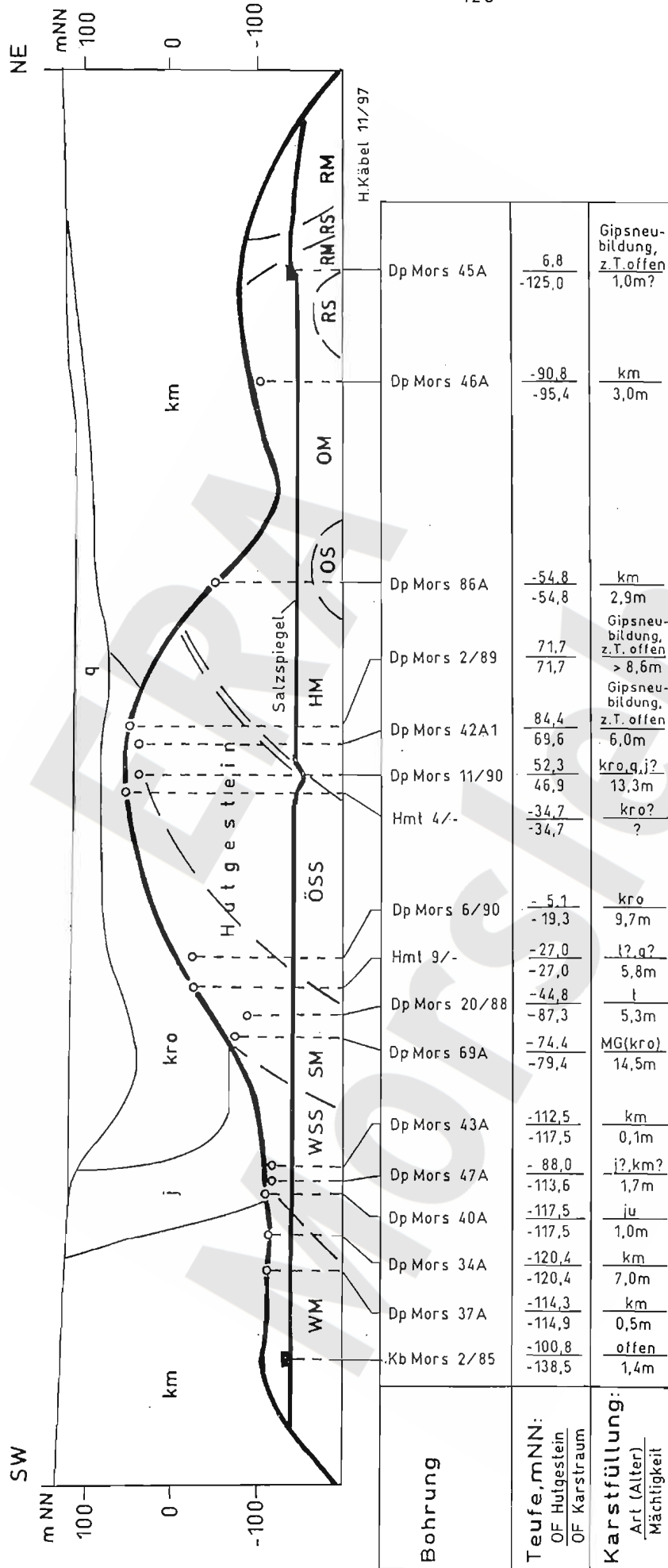


Abb.5.4 Salzkarst bei der Bohrung Dp Mors45A



Abkürzungen: q-Quartär, kro-Obere Kreide, j-Jura, km-Mittlerer Keuper, t-Tertiär, MG-Marienglas, WM-Westmulde, WSS-westlicher Schachtsattel, SM-Südmulde, ÖSS-östlicher Schachtsattel, HM-Hauptmulde, OS-Ostsattel, OM-Ostmulde, RS-Randsattel, RM-Randmulde, OF-Oberfläche, (kro)-geringe Beimengungen im Hutgestein.

o Sulfatkarst, fossil  
■ Chloridkarst, fossil  
/ Schema der Interstruktur des Hutgesteins

Datenbasis: BALZER, 1998.

Abb.5.5 Synthese der geologischen Strukturen mit den Positionen der Sulfat- und Chloridkarstvorkommen im Hutgestein des Endlagerstandortes Morsleben



Als Kluffüllung treten in den Leithorizonten vorwiegend Gips, untergeordnet Steinsalz, Ton, Anhydrit u.a. auf, in den Residualbildungen sind Gips (vornehmlich in Marienglas-Fazies) und Steinsalz zu nennen.

Die Raumlage und Häufigkeit der Klüfte - mit Ausnahme der Setzungsklüfte, vgl. Kap. 5.2.31 - unterliegt keinen erkennbaren Gesetzmäßigkeiten, sondern erscheint völlig regellos. Auch die Vergipsung der Anhydritgesteine (als Indikation für die Migration wässriger Lösungen) ist völlig unregelmäßig, sieht man von der quasi lithologisch kontrollierten Vergipsungsintensität im Grenzbereich zum übrigen Deckgebirge und zu tonigen Bildungen innerhalb des Hutgesteins ab. BALZER (1998) verweist darauf, daß sogar in intensiv vergipsten Partien des Hutgesteins Klüfte durch Salzminerale partiell oder vollständig verschlossen sein können. Er betont die Veränderlichkeit der rezente im Hutgestein bestimmten Merkmale (z.B. Kluftdichte, Klufftmineralisation), die bei veränderten Randbedingungen bereits anders waren und wieder werden können.

#### **5.1.1.4 Buntsandstein**

Buntsandstein ist die bestimmende Formation der Weferlinger Triasplatte und reicht mit quartären bzw. tertiären Deckschichten wechselnder Mächtigkeit im Modellgebiet bis an die Erdoberfläche. In der Allertalzone sind keine Schichten des Buntsandsteins vorhanden. Sie setzen erst wieder im tieferen Teil der SW-Flanke der Salzstruktur im Bereich der Lappwaldscholle ein (vgl. Abb. 5.2). Erkennbare Bedeutung für die Grundwasserbewegung haben insbesondere die Schichten des Oberen und Mittleren Buntsandsteins der Weferlinger Triasplatte.

Der Untere Buntsandstein, dessen Gesamtmächtigkeit ca. 290 m beträgt, gliedert sich im Untersuchungsgebiet in die etwa 100 m mächtige Bernburg-Folge (suB) und die darunterliegende Calvörder-Folge (suC). Nach BURCHARDT (1998) besteht letztere aus einer Wechselfolge kalkfreier bis kalkiger Ton- und Schluffsteine mit seltenen stärker feinsandigen und stärker karbonatischen Lagen (Rogensteine) im dm-Bereich. Die Bernburg-Folge ist eine Wechsellagerung kalkfreier bis schwach kalkiger Ton- und Schluffsteine, im tieferen Teil mit Kalkrogenstein, seltener Feinsandstein.

Der Mittlere Buntsandstein wird im Untersuchungsgebiet durch die Volpriehausen-Folge (smV) und die darüber lagernde Solling-Folge (smS) vertreten, während Detfurth- und Hardeggen-Folge nicht ausgebildet sind.

Die Volpriehausen-Folge beginnt mit einem ca. 19 m mächtigen Fein- bis Mittelsandstein, der an der Basis oft grobsandig ist und nach oben zunehmend Schluff- und Tonsteinlagen im dm-Bereich enthält (smVS). Als Volpriehausen-Wechselfolge (smVW) schließt sich nach oben eine ca. 54 m mächtige rotbraune Folge von kalkigen tonigen Schluffsteinen an, die Lagen von Feinsandstein,

z.T. mittelsandig, im dm-Bereich führt. Die hangenden Avicula-Schichten, deren Mächtigkeit im Mittel 25 m beträgt, bestehen aus Schluff- und Tonsteinen mit Lagen von Fein- bis Mittelsandstein, Rogenstein und Kalkstein. Ein darüber befindlicher grauer bis dunkelgrauer ca. 2 m mächtiger Schluff- bis Tonstein (smST1) gehört bereits zur Solling-Folge. Der folgende Solling- Bausandstein (smSS) ist ein meist kalkiger Fein- bis Mittelsandstein von ca. 20 m Mächtigkeit mit einzelnen Schluffsteinlagen. Die anschließende ca. 28 m mächtige Solling-Wechselfolge (smSW) besteht aus einer Tonstein-Schluffstein-Feinsandstein-Wechselagerung im dm- bis m-Bereich. Partiiell zeigt das Gestein Großporenräume bis 1 cm Durchmesser. Die Solling-Folge, deren Gesamtmächtigkeit ca. 50 m beträgt, hat sich als Grundwasserleiter überregionaler Bedeutung erwiesen.

BEST (1997) hebt hervor, daß der Mittlere Buntsandstein kaum kleinräumige Mächtigkeitsvariationen aufweist, so daß die Tiefenlinienpläne der sm-Basis und der so-Basis ein fast gleichsinniges Verhalten haben. Nach den Seismik-Ergebnissen betragen die durchschnittlichen Mächtigkeiten des Mittleren Buntsandsteins auf der Triasplatte ca. 140-150 m und auf der Lappwaldscholle 100-120 m.

Der Obere Buntsandstein ist auf der Weferlinger Triasplatte in unterschiedlichem Maße erodiert sowie durch Ablaugungserscheinungen beeinflusst, wodurch sich die Mächtigkeiten wechselhaft gestalten. Seine Verbreitungsgrenze befindet sich in 2,5 km bis 4 km Entfernung von der NE-Randstörung. Auf der Lappwaldscholle variieren die Mächtigkeiten ebenfalls stark, weil das Rötsteinsalz einerseits entlang der SW-Randstörung mehr oder weniger ausgequetscht ist, andererseits in Muldenlage infolge sekundärer Salzbewegungen auch Mächtigkeiten erreichen kann, die über die primären ca. 110 m hinausgehen (BEST, 1997).

Die primäre Normalausbildung des Salinarröts (soS) zeigt folgenden Aufbau (von unten):

Basistonmergel (Schluffstein)	3 m
Sulfat 1a (Anhydrit, Gips)	2 m
Rötsteinsalz (mit tonigem und sulfatischem Anteil)	110 m
Sulfat 1 b (Anhydrit, Gips)	2 m
Tonstein mit Gips	3 m
Sulfat 2 (Gips, Anhydrit)	2 m

Das Rötsteinsalz ist auf der Weferlinger Triasplatte weitestgehend abgelaugt. Reste davon sind randlich zum Gropendorfer Graben erhalten und wurden in Bohrung E Otn 1/82 mit 12 m Mächtigkeit angetroffen. Steinsalz als Kluftfüllung im unteren Teil des Salinarröts der Bohrung Kb Mors 1/84 (bei Teufe 163 m und 183 m) ist vermutlich ebenfalls als Folge der Auflösung des Rötsteinsalzes aufzufassen. Die Ablaugungsrückstände des Rötalsalzes bestehen aus brekzienartigen bis geschichtet erscheinenden Gipsen, die Anteile von Schluffstein und Dolomitmergelstein enthalten

und mittlere Mächtigkeiten um 15 m aufweisen. Die mit 40,2 m erbohrte höhere Gipsmächtigkeit in der Kb Mors 1/84 ist durch Schichtverstellung im Bereich der NE-Randstörung zu erklären.

Innerhalb der Pelitröt-Folge (soP) lassen sich auf der Triasplatte der basale Myophoriendolomit (ca. 17 m) und das Sulfat 3 (ca. 8 m Schluffstein und Gips) unterscheiden, während die darüber liegenden, ca. 65 m mächtigen Ton- und Schluffsteine mit Gips- bzw. Fasergipseinschaltungen sich nicht weiter untergliedern lassen. Die das Röt abschließenden Myophorienschichten (soMY) sind auf der Triasplatte nicht nachgewiesen (weil weitgehend erodiert), auf der Lappwaldscholle wurden sie in der Bohrung Dp Mors 3/89 mit ca. 20 m Mächtigkeit als Tonmergel- bis Dolomitmergelstein angetroffen.

Die Lagerungsverhältnisse des für die Grundwasserbewegung auf der Weferlinger Triasplatte dominanten Mittleren und Oberen Buntsandsteins sind in der für die hydrogeologische Modellbildung vorgenommenen Schematisierung in den Anlagen 5.2 und 5.4 dargestellt. Die Tiefenlinien der so-Basis und der sm-Basis sind von den Ausbissen auf der Triasplatte bis zur NE-Randstörung der Allertalzone abgebildet. Die NE-Randstörung wird nach BURCHARDT (1998) und BEST (1997) als ein 100 bis 300 m breiter Bereich aufgefaßt, in dem die Schichtglieder des Buntsandsteins schollenartig zerlegt und steilgestellt sind. Da eine detaillierte Darstellung dieser Teilschollen nicht möglich ist, zeigen die Karten lediglich den Beginn der Zone im Niveau des jeweiligen Bezugshorizontes (der als „NE-Randstörung 2“ für das hydrogeologische Modell besonders stark vereinfacht wurde) und die Begrenzung gegen die Allertalzone („NE-Randstörung 1“) in ihrer Schnittlinie mit der Salzstrukturoberfläche. Die Störungszone 1 zwischen Allertalzone und Triasplatte ist mehrfach erbohrt worden und präsentierte sich durch ihre mylonitische Ausbildung eher grundwasserhemmend denn grundwasserleitend.

Die Triasplatte ist von einem System SW-NE-streichender Störungen durchzogen, die an der NE-Randstörung der Allertalzone enden. In den beiden Tiefenlinienplänen sind die Störungen zwischen Schwanefeld und Eschenrode sowie eine Parallelstörung zum Groppendorfer Graben (sie verläuft u.a. zwischen den Bohrungen Kb Mors 1/84 und Dp Mors 94A) eingetragen, für die es Anzeichen einer möglichen hydrogeologischen Relevanz gibt (Grundwasserspiegelhöhen und -beschaffenheit).

#### **5.1.1.5 Muschelkalk**

Der Untere Muschelkalk (mu) ist durch plattig-knauerige Kalksteine mit Zwischenlagen von Tonstein im mm-Bereich vertreten. Partienweise ist er oolithisch ausgebildet. Auf der Lappwaldscholle wurde in 820 m Tiefe durch die Bohrung Dp Mors 3/89 neben Kalkstein ein dichter Tonmergelstein angetroffen, wobei die Mächtigkeit ca. 100 m betrug. Auf der Weferlinger Triasplatte kom-

men die Kalksteine an der Erdoberfläche in zwei Arealen vor, die randlich zum hydrogeologischen Untersuchungsraum östlich Walbeck und Alleringersleben liegen, Die Restmächtigkeiten betragen hier noch ca. 30 m. Ähnliche Mächtigkeiten haben einzelne Muschelkalkschollen, die in Verbindung mit Buntsandsteinschollen in die 100 - 300 m breite Zone der NE-Randstörung eingebaut sind und sowohl an der Erdoberfläche als auch unmittelbar über dem Salinar angetroffen wurden.

Der Mittlere Muschelkalk (mm) besteht aus einer Wechsellagerung von Dolomitmergelsteinen, Anhydritsteinen und Tonsteinen. Im unteren Teil ist ein Steinsalzvorkommen großräumig ausgebildet, das auf der Lappwaldscholle mit 38,9 m Mächtigkeit erbohrt wurde. In einigen seismischen Profilen ist eine primäre Salzmächtigkeit von ca. 60 m abzulesen (BURCHARDT, 1998; BEST, 1997), wobei die Gesamtmächtigkeit von ca. 90 m auf ca. 110 m anwächst. Auf der Weferlinger Triasplatte ist der Mittlere Muschelkalk im Bearbeitungsgebiet völlig erodiert. Kleine Restschollen sind verdeckt im Bereich der NE-Randstörung erhalten geblieben.

Der Obere Muschelkalk (mo) ist mit Mächtigkeiten um 60-70 m nur auf der Lappwaldscholle vorhanden. Seine Oberfläche befindet sich in ca. 600-700 m Tiefe. Er besteht aus dichtem Kalkstein mit Ton- und Schluffsteinlagen, im oberen Teil kommen Dolomitmergelstein und schluffiger Feinsandstein vor. Die Klüfte sind durch Kalzit, Steinsalz und bisweilen Markasit und Pyrit verschlossen.

#### **5.1.1.6 Unterer Keuper**

Der Untere Keuper (ku) ist aus zwei Bohrungen in der Lappwaldscholle mit Mächtigkeiten um 50-60 m und als Schollenrest aus einer Bohrung in der Nähe der NE-Randstörung bekannt. Er besteht aus massigen Schluff-, Ton- und Dolomitmergelsteinen, im mittleren Teil auch aus schluffigen, dichten Feinsandsteinen, wobei Lagen mit kohligem Flittern und Pflanzenhäcksel auftreten können. Die Klüfte sind mit Kalzit und Steinsalz verheilt.

#### **5.1.1.7 Mittlerer Keuper**

Zum Mittleren Keuper (km) gehören die vier Einheiten Unterer Gipskeuper (kmGu), Schilfsandstein (kmS), Oberer Gipskeuper (kmGo) und Steinmergelkeuper (kmSM). Während die erstgenannten drei Einheiten als salinar geprägte Schichtglieder aufgefaßt werden können, markiert die Basis des Steinmergelkeupers als wichtige Diskordanzfläche den Wechsel in das nächste tektonische (altkimmerische) Stockwerk und damit das tektonische Hauptereignis innerhalb des Keupers. Alle vier geologischen Einheiten sind zugleich wichtige hydrostratigraphische Einheiten und werden deshalb selbständig abgehandelt.

### 5.1.1.7.1 Unterer Gipskeuper

Der Untere Gipskeuper baut sich aus schwach dolomitischen, kalkfreien Tonsteinen auf, die partiellweise Knollen, Linsen und Lagen von Gips im mm- bis cm-Bereich enthalten. Eingelagert sind stärker Gips bis Anhydrit führende Abschnitte, die auch m-mächtige Sulfatbänke bilden können. Im oberen Teil der ca. 120 m mächtigen Folge ist primär Steinsalz vorhanden (11,1 m in der Bohrung Dp Mors 3/89), welches in der Nähe der Salzstrukturflanke bei hochgeschleppter Position subrodiert sein kann (z.B. Dp Mors 52A, wo bei 430,5 m Teufe eine Residualbrekzie lagert). Die Klüfte sind mit Gips, teilweise auch Kalzit und Steinsalz gefüllt.

### 5.1.1.7.2 Schilfsandstein

Der Schilfsandstein läßt sich in eine Untere Graue Folge (ca. 12 m) und eine Obere Rotbraune Folge (ca. 33 m) gliedern. Er besteht aus feinsandigen, karbonatfreien Schluffsteinen, in denen stärker feinsandige Bereiche und einzelne Feinsandsteinlagen von 1 m bis 5 m Mächtigkeit vorkommen. Diese Feinsandsteine sind schluffig, selten schwach schluffig, nahe der Hangendgrenze manchmal mittelsandig und zeigen mitunter Schrägschichtung.

Im oberen Teil der Folge findet man Hämatit, Schmitzen kohligter Substanz und vereinzelt Gipsknollen von mm-Größe. Teilweise sind primär offene Porenräume im Feinsandstein sekundär durch Gips (z.B. Dp Mors 4/89) oder Steinsalz (Dp Mors 3/89) gefüllt worden. Das Gestein ist allgemein nur schwach geklüftet.

Der Schilfsandstein ist eine Deltabildung. Der Sedimentationsraum bei Morsleben befand sich am äußeren Rand einer Deltafront, wo der Sandeintrag nur noch gering war. Aus dieser Genese ergibt sich die Wechselhaftigkeit und Absetzigkeit der Feinsandsteinbänke. Die erbohrte Mächtigkeit beträgt im Ostteil der Lappwaldscholle ziemlich konstant 45 m (Dp Mors 3/89, 52A und 55A). Im Bereich der SW-Randstörung trifft man neben dieser Normalmächtigkeit (Dp Mors 12/90 und 51A) infolge Steilstellung bzw. Verdoppelung auch wesentlich erhöhte scheinbare Mächtigkeiten (70 m in Dp Mors 10/88, 121 m in Dp Mors 34A).

Weil Schilfsandstein und angrenzender Gipskeuper in den seismischen Reflexionen durch einen Reflektor repräsentiert werden, der innerhalb des Schilfsandsteins liegt, hat BEST (1997) die Basis- bzw. Hangendflächen des Schilfsandsteins in seinen Tiefenlinienplänen als Phantomhorizonte abgebildet, die konstant 20 m unter bzw. über diesem Reflektor verlaufen (d.h. mit konstanter Mächtigkeit von 40m). Allerdings ist in vielen seismischen Tiefenprofilen die Differenz zwischen Schilfsandstein-Reflektor und den beiden benachbarten Reflektoren im Westteil der Lappwald-

scholle erheblich kleiner als im Ostteil, so daß zu vermuten ist, daß nach Westen anteilig auch die Mächtigkeit des Schilfsandsteins abnimmt.

Die Basis des Schilfsandsteins ist in einer für die Belange des hydrogeologischen Modells schematisierten Form in Anlage 5.2 dargestellt. Sie bildet eine asymmetrische Mulde, deren Tiefstes (-300 bis -400 m NN) nur ca. 0,6 bis 1,5 km von der Verbreitungsgrenze des kmS an der SW-Flanke der Salzstruktur entfernt ist. Auf dem Westflügel der Mulde kommt es durch flacheinfallende Störungen zu Schichtunterbrechungen im Schilfsandstein. Der östliche Muldenflügel ist durch zahlreiche Bruchstörungen, die dem generellen Streichen der Salzstruktur des Allertals folgen, in Einzelschollen zerlegt, wobei die hydraulische Kontinuität oft nicht verloren geht. Deshalb sind die Störungen in die hydrogeologischen Modellstrukturen mit wenigen Ausnahmen (Teilschollen bei den Bohrungen Kb Mors 2/85 und Dp Mors 10/88) nicht übernommen worden. Aus Bohraufschlüssen und Seismik ist bekannt, daß der Schilfsandstein südlich Beendorf dem Hutgestein an der SW-Flanke der Salzstruktur auflagert (vgl. Schnittdarstellungen, Anl. 6). Innerhalb der Allertalzone (östlich der Kreideverbreitung) fehlt der Schilfsandstein in vielen Bohrungen, woraus sich eine sehr begrenzte, inselförmige Verbreitung ableitet (vgl. Anl. 5.2).

#### **5.1.1.7.3 Oberer Gipskeuper**

Er besteht aus Tonsteinen und Schluffsteinen mit Gipsknollen und -linsen bis cm-Größe. Eingeschaltet sind Gips- und z.T. Anhydritbänke mit Meter-Mächtigkeiten. Primär enthielt die Folge im oberen Drittel mehrere Meter mächtige Steinsalzschiefer, die nur noch im Muldentiefsten durch die Bohrung Dp Mors 3/89 in ca. 9 m und ca. 1 m Mächtigkeit angetroffen wurden. Die übrigen, in höheren Abschnitten der SW-Flanke des Diapirs gelegenen Bohrungen, erschlossen anstelle der Salze Residualbildungen in Form plastischer Tone sowie brekzierter Tonsteine mit Gips. In der Bohrung Dp Mors 52A wird durch Steinsalz als Zwickelfüllung brekzierter Tonsteine der Übergang zwischen Steinsalzverbreitung und Residualbildungen im Niveau von ca. -140 m NN aufgezeigt (das entspricht dem Niveau des Salzspiegels in der Allertalzone). Die Umwandlung der festen Konsistenz der Tonsteine in die Konsistenz plastischer, steifplastischer und halbfester Tone kommt bei oberflächennaher Lagerung des Gipskeupers (bis ca. 200 m Tiefe) an den Flanken und über dem Topbereich der Salzstruktur partienweise vor. Die Klüfte im Gipskeuper sind durch Gips ausgefüllt.

Die primäre Mächtigkeit des Oberen Gipskeupers wird mit 95-100 m angenommen (BURCHARDT, 1998). Tektonische Verstellungen und Salzauslaugung haben in einigen Bohrungen geringere Mächtigkeiten ergeben (z.B. ca. 81 m in Dp Mors 52A, ca. 49 m in Kb Mors 3/85).

Die Lagerungsverhältnisse des Oberen Gipskeupers sind in einer für die Belange der hydrogeologischen Modellbildung schematisierten (vereinfachten) Form in Anl.5.3 dargestellt. Die tiefsten Lagen der Basisfläche sind in ca. 600 m bis 1,5 km Entfernung von der Verbreitungsgrenze an der SW-Flanke der Salzstruktur zu verzeichnen. Der westliche Muldenflügel wird von zahlreichen flachen Bruchstörungen durchzogen, die manchmal bewirken, daß die Mächtigkeiten des Gipskeupers stark reduziert sind und an Schichtlücken Steinmergelkeuper an Schilfsandstein grenzen kann. Der östliche Muldenflügel reicht oft bis über das Hutgestein, wobei Gipskeuper sowohl gegen Hutgestein als auch gegen steilgestellte Jura-Schollen stößt. Die Einzelschollenzerlegung des Oberen Gipskeupers entlang der SW-Flanke der Salzstruktur ist, wo Wahrung der grundwasserstauenden Rolle dieser Schicht anhand weiterer hydrogeologischer Befunde zu unterstellen war, ähnlich wie beim Schilfsandstein als stratiforme, kontinuierliche Lagerung in das hydrogeologische Modell eingegangen.

Innerhalb der Allertalzone lagert der Obere Gipskeuper mehr oder weniger muldenartig unmittelbar auf dem Hutgestein (bisweilen fehlt er auch) und gelangt an der NE-Randstörung in einem schmalen Streifen südöstlich Groß-Bartensleben bis an die Erdoberfläche. Das Vorkommen geringmächtiger Einschüppungen aus dem (Oberen?) Buntsandstein und dem Steinmergelkeuper im kmGo nahe der NE-Randstörung (Dp Mors 45B, hier über Hutgestein) erscheint hydrogeologisch vernachlässigbar.

Die Steinsalzverbreitung in Anl. 5.3 ist wegen der unzulänglichen Datenlage eine hypothetische Darstellung, die das Salz nur in den zentralen, tiefsten Teilen der Lappwaldmulde zuläßt.

#### **5.1.1.7.4 Steinmergelkeuper**

Diese Folge wird in den Unteren Bunten, Mittleren Grauen und Oberen Bunten Steinmergelkeuper gegliedert. Die Abgrenzung zum Rhät ist oft schwierig, da die basalen Bildungen des Unterhät enge lithologische Beziehungen zum kmSM aufweisen. Horizontbeständige farbliche Differenzierung und Auswertung der Gamma-Ray-Logs ermöglichen eine gute Übersicht über die lithologische Abfolge und es können Schichtausfälle (z.B. Dp Mors 51A) und Schichtanschwellungen (z.B. Dp Mors 37A) sicher lokalisiert werden (BURCHARDT, 1998).

Der Untere Bunte Steinmergelkeuper besteht aus meist dolomitischen Schluff- bis Tonsteinen mit wenigen Dolomitmergelsteinlagen im dm-Bereich. Selten treten auch geringmächtige Kalksteinlagen auf.

Mittlerer und Oberer Steinmergelkeuper bestehen vorwiegend aus Tonsteinen, daneben Schluffsteinen, die teilweise schwach kalkig und dolomitisch sind, sowie einigen horizontbeständigen Dolomitmergelsteinbänken im dm- bis m-Bereich. Charakteristisch ist ein durchgängig sequenti-

eller Aufbau, der im Idealfall aus dünnschichtig-blättrigem Tonstein (unten), geschichtetem bröckligem Tonstein mit zunehmenden Karbonatgehalt, dolomitischem Mergel und einer harten Steinmergelbank (oben) zusammengesetzt ist.

Im Steinmergelkeuper treten im normalen Schichtverband des öfteren Bereiche von Meter bis Dekameter Mächtigkeit mit engschariger, glatter, makroskopisch geschlossener Klüftung auf. Daneben gibt es, insbesondere wenn Steinmergelkeuper über Hutgestein liegt, Brekziierungen mit Störung des normalen Schichtenaufbaus. Es kann eine erhöhte Wasserwegsamkeit der brekziierten Bereiche vermutet werden.

Aus geologischer Sicht wird dem Steinmergelkeuper über dem Hutgestein und an der SW-Flanke des Allertal-Diapirs ein durch salztektonische und subrosive Bewegungen verursachter stärkerer Zerrüttungsgrad zugeschrieben.

Die Mächtigkeiten des Steinmergelkeupers sind unterschiedlich. Über dem östlichen Teil der Allertalzone wurde er mit ca. 120 bis 155 m Mächtigkeit erbohrt (wobei jedesmal die Obere Folge fehlt), unter Oberer Kreide auch mit einer Restmächtigkeit von ca. 50 m (Dp Mors 86A). Im Allertal lagert der Steinmergelkeuper bisweilen unmittelbar auf dem Hutgestein. Die größten Mächtigkeiten sind entlang der SW-Flanke der Salzstruktur erbohrt worden (ca. 208 m in Dp Mors 37A, ca. 162 m in Dp Mors 12/90 und 52A, ca. 183 m in Dp Mors 4/89), wo aber auch geringere Mächtigkeiten um 115-135 m vorkommen (Dp Mors 51A und 55A). Die im Muldentiefsten der Lappwaldscholle angesetzte Bohrung Dp Mors 3/89 wies ca. 138 m Steinmergelkeuper nach. Auf dem Westflügel der Lappwaldmulde können die Mächtigkeiten durch relativ flach einfallende Störungen reduziert sein, es kommt aber nur selten zu störungsbedingten Schichtlücken. Am Ostflügel der Lappwaldmulde liegt der Steinmergelkeuper im Bereich der SW-Randstörung nie unmittelbar auf dem Hutgestein, seine Basisfläche grenzt stets an die steilgestellten Gleitschollen aus jurassischen Gesteinen.

Anlage 5.4 vermittelt ein Bild über die Lagerungsverhältnisse des Steinmergelkeupers mit den auf die Belange des hydrogeologischen Modells zugeschnittenen Vereinfachungen des Störungsmusters.



### 5.1.1.8 Oberer Keuper (Rhät)

Der Obere Keuper (ko) besteht aus einer Wechselfolge von teils tonig, teils karbonatisch, teils sandig dominierten Gesteinen, deren Gliederung und mögliche Zusammenfassung unter hydrogeologischen Aspekten von ihrer Zuordnung zu den stratigraphischen Einheiten Unterrhät ko(1), Mittelrhät ko(2) und Oberrhät ko(3) abweicht.

Anhand des ca. 130 m mächtigen Unterrhätprofils der Bohrung Dp Mors 56A entwickelte BURCHARDT (1998) eine Lokalgliederung für alle Bohrungen des Untersuchungsgebietes. In den Gamma-Logs lassen sich 9 Sequenzen unterscheiden. Lithologisch umfaßt eine Sequenz Tonsteine (unten); schwach dolomitische Ton- bis Schluffsteine; dolomitische Schluff- bis Tonsteine bis Feinsandsteine; dolomitische Schluffsteine mit Dolomitmergelsteinbänken; Dolomitmergelsteine, Mergelsteine und Kalksteine (oben). In den insgesamt 80-85 m mächtigen Sequenzen 1 bis 7 spielen die Feinsandstein-Anteile eine zunehmend stärkere Rolle, insbesondere in der als Unter-rhätssandstein bezeichneten Zone 7. Ausgenommen von den Feinsand-Einschüttungen ist ein Gebietsstreifen am SE-Flügel der Lappwaldmulde, der an die Allertalzone angrenzt (Bohrungen Dp Mors 4/89 - 52A - 55A - 12/90), wo sich die Faziesverhältnisse des kmSM fortsetzen.

Die Folgen ko(1)8 und 9 entsprechen etwa dem bei der geologischen Erstkartierung ausgehaltenen Mergelhorizont (SCHMIERER, 1914). Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 30-35 m. Über Tonstein folgen dolomitische Schluff- bis Tonsteine mit eingelagerten Dolomitmergelsteinen und dichten, feinkristallinen Kalksteinen.

Der mittlere Oberkeuper ko(2) beginnt mit dem unteren, ca. 15-20 m mächtigen Mittelrhät-Tonstein ko(2a), der geringmächtige Schluffstein- und Feinsandsteinlagen enthält. Die sandigen Anteile nehmen nach oben zu und leiten in den ca. 50 m mächtigen Mittelrhät-Sandstein ko(2b) über, der seinerseits durch einen stärker schluffig ausgebildeten Horizont (7 m mächtig) zweigeteilt wird. Der untere Abschnitt des Mittelrhätssandsteins besteht aus Fein- bis Feinstsandstein mit schluffig-tonigem bis quarzitischem Bindemittel, im oberen Teil überwiegen bindemittelarme Feinsandsteine, die bisweilen mittelsandige Partien und bis dm-mächtige kohlig-schluffige Lagen (Rhätkohle) führen. Die Sandsteine sind bankig ausgebildet und gelten als gut wasserdurchlässig. Der mittlere Oberkeuper schließt mit einer sandig-schluffigen Sequenz ko(2c) von ca. 25 m Mächtigkeit ab, wobei die basalen 7 m die höheren schluffig-tonigen Anteile aufweisen (oberer Mittelrhät-Tonstein, darüber Flasersandstein).

Der obere Oberkeuper ko(3) wird lithostratigraphisch in drei Abschnitte gegliedert.

Der untere Oberrhät-Tonstein ko(3a) (ca. 15 m) besteht aus kalkfreien Ton- und Schluffsteinen mit schluffigen Feinsandsteinbänken. Der Oberrhät-Sandstein ko(3b) (ca. 15 m) ist aus kalkfreien Feinsandsteinen aufgebaut, in denen feinsandige Schluffsteine auftreten. Der obere Oberrhät-

Tonstein ko(3c) ist ca. 20 m mächtig und mit Flasern sowie Bändern schluffigen Feinsandsteins durchsetzt.

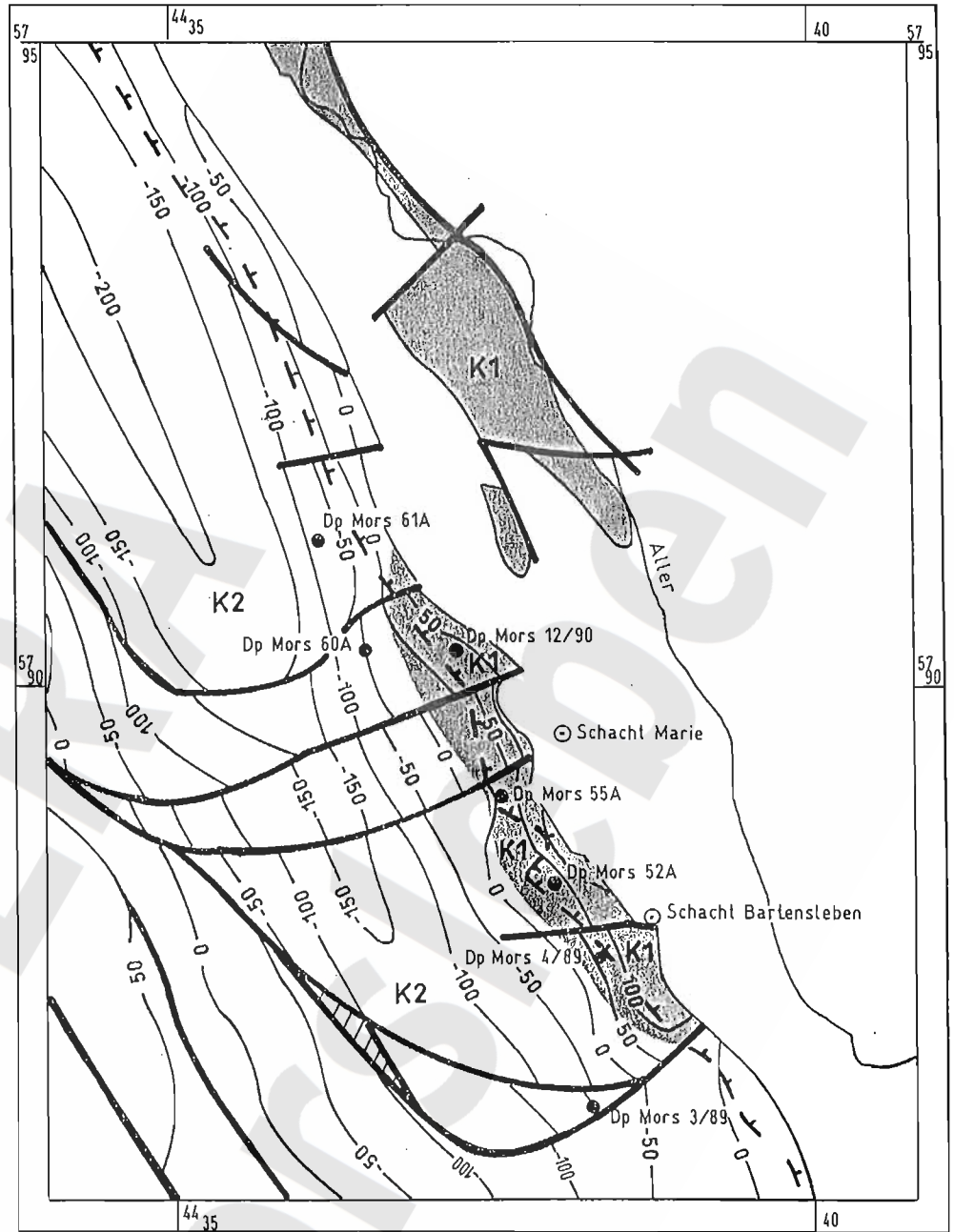
Die Verbreitung und das Störungsmuster der Ablagerungen des Oberen Keupers sind aus der abgedeckten geologischen Karte (Anlage 2) und den Schnittdarstellungen (Anl. 6) zu ersehen. Ein Schema der Rhät-Basis mit Abgrenzung der sandfreien Fazies des Unterrhät sowie dem Verbreitungsgebiet der subrosionsbedingten Lagerungsstörungen im Bereich der SW-Randstörung wird in Abb. 5.6 vermittelt.

#### **5.1.1.9 Versturz- und Gleitmassen aus Rhät- und Juraaterial**

Aus Bohrbefunden (BURCHARDT, 1998) und reflexionsseismischen Auswertungen (BEST, 1997) ergibt sich am Übergang von der Lappwaldscholle zur Allertalzone im Bereich der SW-Randstörung (vgl. Abb. 5.3) ein Verbreitungsareal von Keuper- und Juraschollen mit komplizierten Lagerungsformen, die als Versturz- und Gleitmassen interpretiert werden. Ihr Zustandekommen wird mit den aufeinanderfolgenden bzw. gleichzeitigen Wirkungen der Prozesse des Salzaufstiegs, einer dominierenden Absenkung der Salzoberfläche durch Subrosion und gravitativen Verlagerungen an durch Subrosion und Erosion angelegten Hängen erklärt. Deutlich treten ein lappwaldseitiger Keuperstreifen und ein allertalseitiger Jurastreifen auf.

Die Verlagerung der keuperzeitlichen Schichten an der SW-Flanke der Salzstruktur betraf oft größere zusammenhängende Körper, die in sich wenig, aber gegeneinander stärker disloziert wurden. In vielen Fällen blieb dabei der generelle Zusammenhang von dominanten grundwasserleitenden bzw. -hemmenden Schichten soweit gewahrt, daß sie im hydrogeologischen Modell als Kontinuum dargestellt wurden (LANGKUTSCH et al., 1997).

Eine Disloziertheit völlig anderer Art ist den Gleitmassen aus vorwiegend Unter- und Mittelrhätmaterial zu eigen, die sich am NE-Hang des Lappwaldes über gleichaltrige oder ältere Gesteine des Keupers und über Jura-Schollen geschoben haben. Sie sind durch vielfache Trennung und Stapelung von grundwasserleitenden und -hemmenden Schichtteilen hydraulisch sehr inhomogen. Ein anschauliches Beispiel der wechselhaften Lithologie und chaotischen Schichtneigungen liefern die nur 4,5 m voneinander entfernt abgeteufte Bohrungen Dp Mors 40A und 40B (Abb. 5.7, nach BURCHARDT, 1998).









- |   |                        |  |   |
|---|------------------------|--|---|
|  | Verbreitungsgrenzen    |  | Begrenzung des Bereiches der SW-Randstörungen |
|  | Tiefenlinien der Basis |  | Durchlässigkeitsklassen gemäß Kapitel 5.2     |
|  | Störungen (Auswahl)    |  | Störungsbedingter Schichtausfall              |

Abb. 5.6 Schema der Verbreitung des Unterterrhäts (mit Durchlässigkeitsklassen)

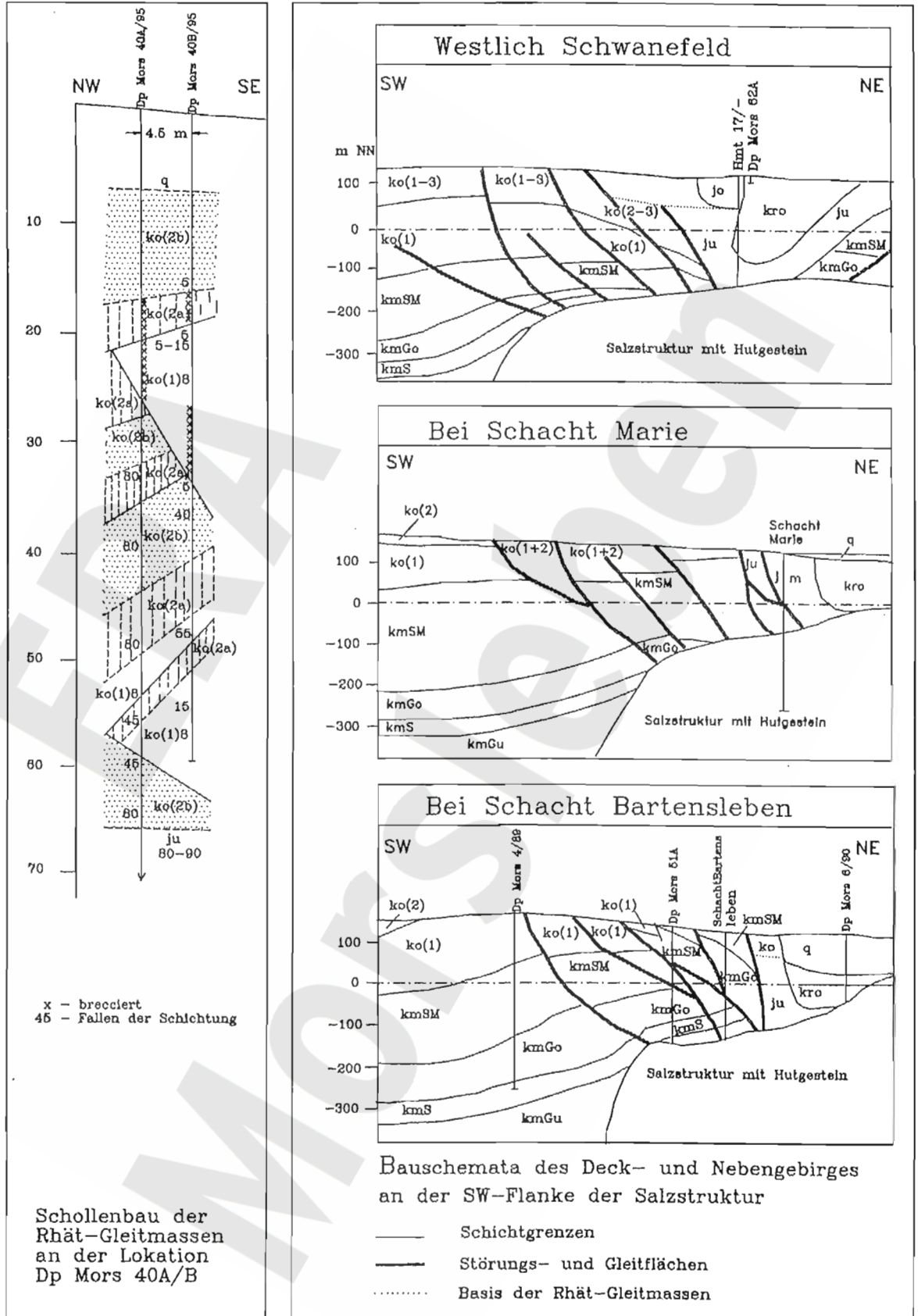
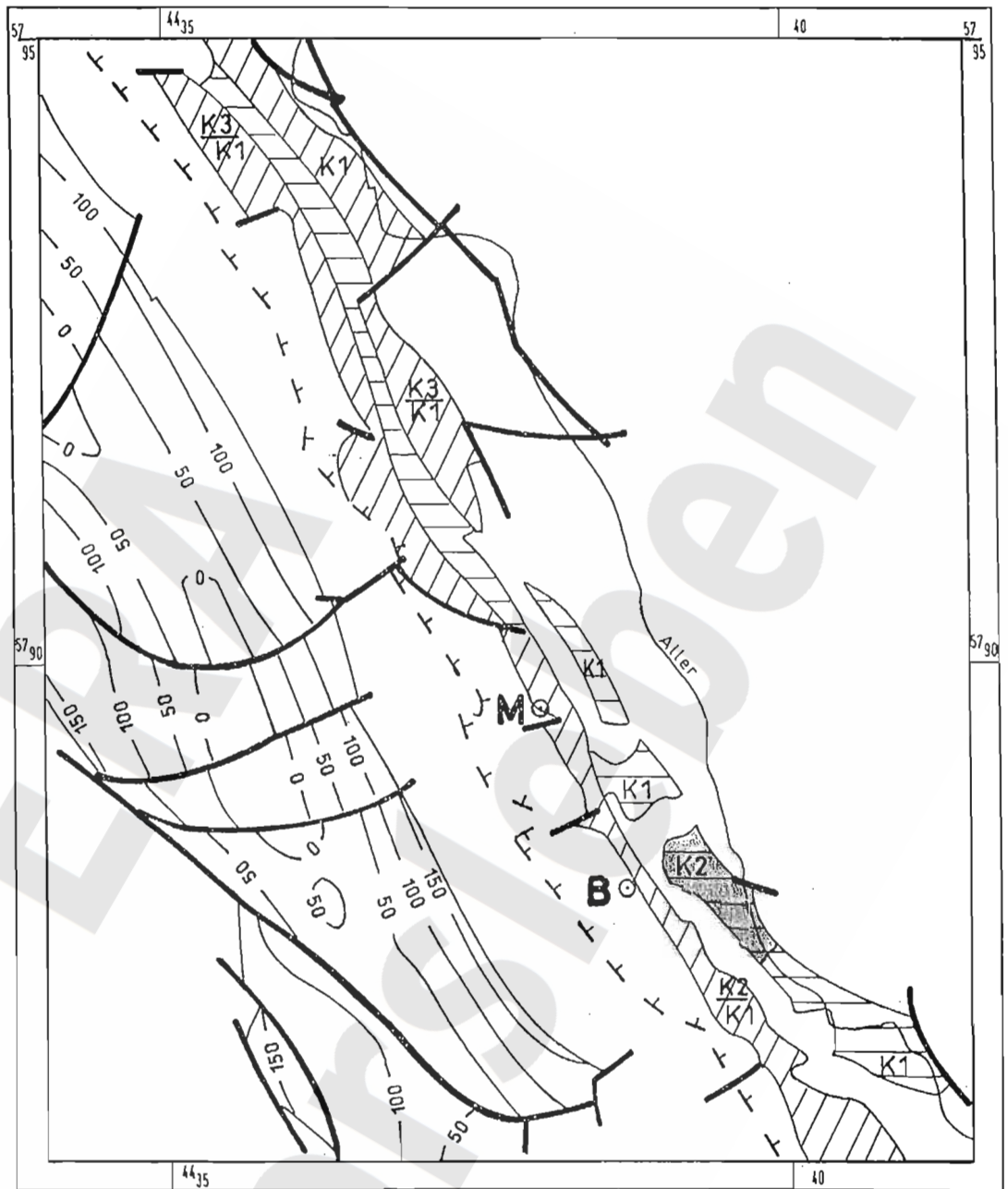


Abb. 5.7 Lagerungsverhältnisse im Bereich der SW-Randstörung (mit Gleit- und Versturzmassen) nach I. BURCHARDT (1998)

Eine von jurassischen Bildungen eingenommene Zone kann als schmaler Streifen über der SW-Flanke der Salzstruktur verfolgt werden. Die allochthonen Schollen umfassen jeweils nur Teile der normalen stratigraphischen Abfolge, wobei Gesteine des Lias häufig anzutreffen sind, solche des Doggers seltener und die des Malms nur sporadisch. Dogger und Malm kommen bei Schacht Marie / Beendorf und weiter nordwestlich vor. Die Diskordanzfläche zwischen Jura und Keuper ist südöstlich Beendorf sehr steil und wurde im hydrogeologischen Modell als vertikal angenommen, nordwestlich Beendorf ist sie mehr oder weniger listrisch gebogen. Die steilgestellten Jura-Schollen, deren Internstruktur zum Teil überkippt ist (Dp Mors 5z1/90), lagern dem Hutgestein unmittelbar auf. Ihre nordöstliche Verbreitungsgrenze im Allertal ist meist durch Ablagerungen der Oberen Kreide verdeckt und in ihrer Lage unsicher. Dagegen bildet die oberflächennahe Grenze zwischen Jura und Oberer Kreide ein durch die Erkundung gut gesichertes Strukturelement. Auf die Lithologie der jurassischen Gesteine wird im nachfolgenden Abschnitt eingegangen.

Die Lagerungsverhältnisse des Deck- und Nebengebirges an der SW-Flanke der Salzstruktur, die sich aus hydrogeologischer Sicht auf die drei beschriebenen Typenformen (Schollen quasi-stratiformer Keuperschichten, hydraulisch inhomogene Rhät-Gleitmassen, steilgestellte Jura-Schollen) zurückführen lassen, sind beispielhaft in Auszügen aus drei von BURCHARDT (1998) entworfenen geologischen Schnitten (Abb. 5.7) veranschaulicht. Die Verbreitung der Versturz- und Gleitmassen geht aus Abb. 5.8 hervor.



- |      |   |          |  |
|------|---|----------|--|
| —    | Verbreitungsgrenzen   |          | Allochtone Jura-Schollen in der Allertalzone           |
| —    | Störungen (Auswahl)   |          | Lückenhafte Verbreitung der Schollen (über Hutgestein) |
| —50— | Tiefenlinien der Basis (bei autochthoner Lagerung, Lappwaldscholle) | K1 K2 K3 | Durchlässigkeitsklassen gemäß Kapitel 5.2.12           |
| - -  | Begrenzung des Bereiches der SW-Randstörungen                       | ○        | Schächte Bartensleben (B) und Marie (M)                |

Abb. 5.8 Schema der Verbreitung des Jura (mit Durchlässigkeitsklassen für die Modelleinheit A8)

### 5.1.1.10 Jura

Die autochthonen Jura-Schichten der Lappwaldscholle gehören zum Lias (ju) und reichen stratigraphisch vom Hettangium (juhe) bis in das Sinemurium (jusi).

Die jüngeren Schichtenfolgen des Lias (ab oberem Sinemurium) sowie Dogger (jm) und Malm (jo) kamen zwar im Untersuchungsgebiet zur Sedimentation, sind aber nur in allochthoner Lagerung entlang der Allertalzone erhalten geblieben.

Das Untere Hettangium juhe(u) besteht aus ca. 60 m mächtigen, kalkfreien bis schwach kalkhaltigen Ton- bis Schluffsteinen, in denen Feinst- bis Feinsandsteine in Form von Schlieren und Lagen bis zum dm-Bereich eingelagert sind. Eine 1-2 m starke Bank aus schluffigem Feinsandstein an der Basis des juhe(u) wird als Planorbis-Sandstein bezeichnet.

Über dem Unteren Hettangium folgt der helle Lias-Sandstein juhe(l) mit ca. 20 m Mächtigkeit. Er enthält Kohlebröckchen (bis 1 mm) und inkohlte Pflanzenreste. Der feste bankige Sandstein wurde verschiedentlich als Werkstein gebrochen.

Die ca. 20 m mächtige Schichtenfolge des Oberen Hettangiums juhe(o) umfaßt Schluffsteine, schluffige Feinsandsteine, im oberen Teil auch Tonsteine mit Mergel- und Sandsteinbänken. Der Gryphäa-Sandstein und der Angulaten-Sandstein sind wegen ihrer Fossilien bekannte Leithorizonte (erbohrt z.B. in der Dp Mors 47A bei 130,2 m Teufe).

Das Sinemurium erreicht in der Lappwaldmulde Mächtigkeiten bis zu 50-60 m. Es handelt sich um schwach sandstreifige Ton- und Schluffsteine mit geringmächtigen Lagen von Kalksandstein. An seiner Basis befindet sich der Arietensandstein, ein etwa 5-8 m mächtiger plattiger, schluffiger Kalksandstein.

Pliensbachium und Toarcium, die jüngeren Teile des Lias, kommen allochthon in den steil stehenden jurassischen Schollen der Allertalzone vor. Sie bestehen aus Tonsteinen und Schluffsteinen, die Kalkmergelsteine, Kalksteinbänke und vereinzelte feinsandige Lagen enthalten können.

Die Vorkommen des Dogger (Mittlerer Jura, jm) in den Teilschollen entlang der Allertalzone bestehen aus Ton- bis Schluffstein mit Feinsandstein in Lagen und Schmitzen. Darin eingebettet ist der Dogger-beta-Sandstein, ein ca. 30 m mächtiger mürber Feinsandstein mit Anteilen von Mittelsand (erbohrt nordwestlich Beendorf in den Bohrungen Dp Mors 33A und 59A, vgl. geologische Karte, Anl. 5.1).

Der Obere Jura kommt bei Beendorf als Korallenoolith sowie in Form schluffiger Tone vor.

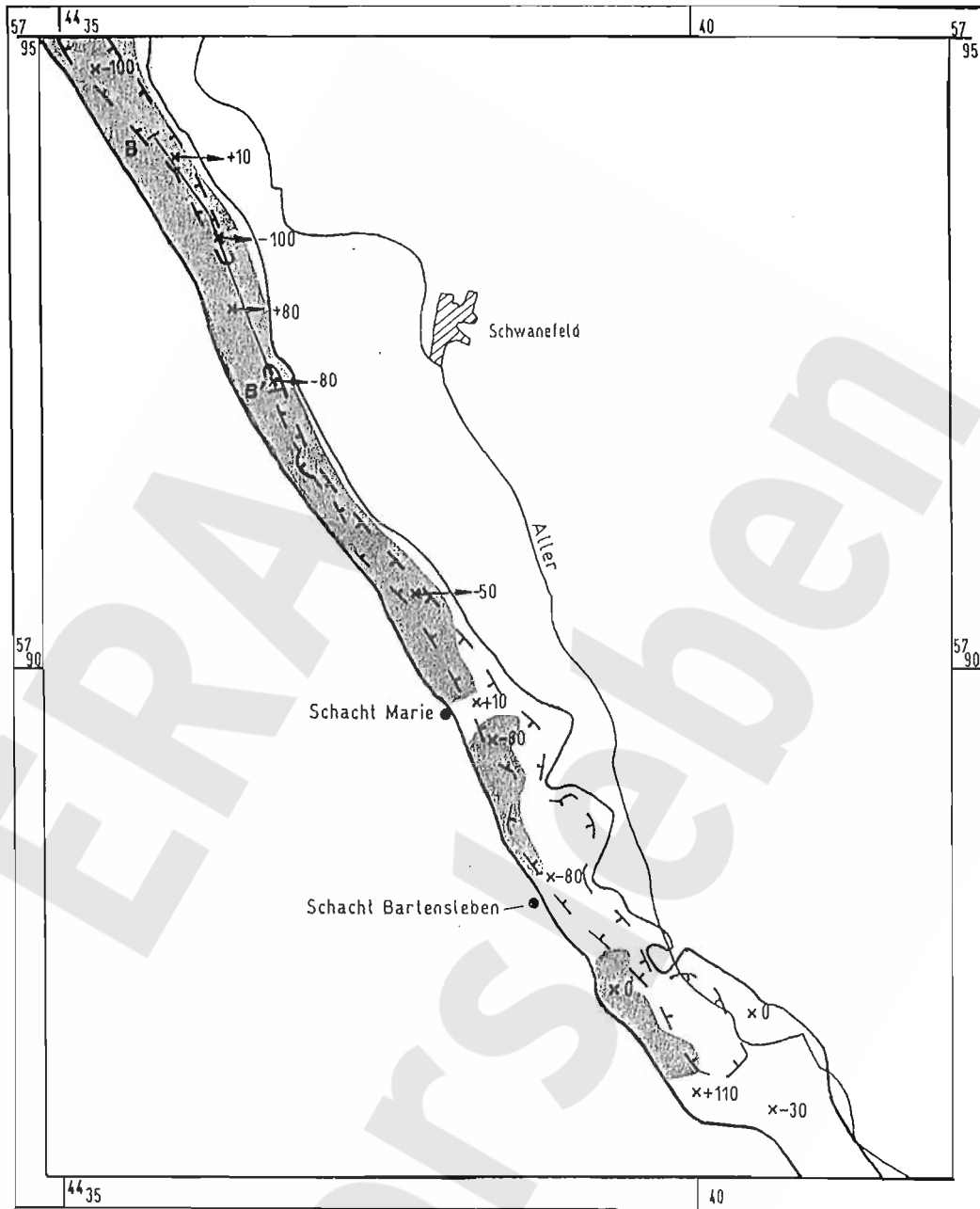
Die Verbreitungsgebiete des Jura in autochthoner Lagerung auf der Lappwaldscholle (mit Tiefenlinien der Jura-Basis) und in allochthoner Lagerung entlang der Allertalzone (mit Hervorhebung der Bereiche lückenhafter Verbreitung über dem Hutgestein) sind aus Abb. 5.8 zu ersehen.

### 5.1.1.11 Obere Kreide

Die Ablagerungen der Oberen Kreide werden nach einer Lokalgliederung in die marinen Alleringerslebener Schichten und die brackisch-lagunären bis limnisch-fluviatilen Walbecker Schichten eingeteilt, die stratigraphisch vom Oberen Untercampan bis zum Untermaastricht reichen. Ihre Ausbildung und Verbreitung wird nach LOTSCH (1998a+b) beschrieben:

Bezeichnung, Symbol, Entstehung	Mächtigkeiten, m	Beschreibung (Gesteinsausbildung)
Quarzsandfolge der Oberen Walbecker Schichten, krWAo3, limnisch-fluviatil	40-85	Mittel- bis Grobsand, mit mehreren z.T. kohligen Schlufflagen.
Wechselfolge der Oberen Walbecker Schichten, krWAo2, limnisch-fluviatil	30-55	Wechsel von Feinsand und tonigem Schluff, oberer Teil mit Ton; wechselnd geschichtet oder massig; locker bis schwach verfestigt, Tone plastisch.
Basishorizont der Oberen Walbecker Schichten, krWAo1, fluviatil (mit Erosionsdiskordanz)	0-6	Sande, wechselnd schluffig-tonig oder kiesig, horizontal- und schräggeschichtet.
Quarzsandfolge der Unteren Walbecker Schichten, krWAu2, marin bis deltaisich	45-95	Mittelsand, schwach feinsandig, partiellweise in Lagen grobsandig; ungeschichtet, locker, selten schwach verfestigt.
Übergangshorizont der Unteren Walbecker Schichten, krWAu1, marin bis deltaisich	0-20	Mittelsand, wechselnd fein- oder grobsandig, z.T. schluffig, meist ungeschichtet, locker, sehr selten schwach verfestigt.
Obere Alleringerslebener Schichten, krALo, marin	35-100, meist 60-80	Feinsand, wechselnd schluffig und glaukonitisch, Lagen von Mittelsand, unregelmäßig geschichtet, locker, selten schwach verfestigt.
Untere Alleringerslebener Schichten, krALu, marin (transgressiv)	5-35, meist 11-15	Wechselfolge aus Konglomeratbänken, Fein- bis Grobsandstein, Schluff und Ton; sandige Anteile locker bis verfestigt, tonige Anteile plastisch bis steifplastisch; Schichteinfallen 30-80°.
Basis der Oberen Kreide		










-  Verbreitungsgrenze der Oberen Kreide
-  Umgrenzung von Auflagerbereichen der Oberen Kreide auf Hutgestein (geringmächtige Jura-Reste sind möglich)
-  Verbreitungsgebiet der (Unteren) Walbecker Schichten
-  Markante Höhenwerte (mNN) von Mulden und Schwellen der Kreidebasis
-  Schnittlinie (siehe Abb. 5.11)

Abb. 5.9 Schema der Verbreitung der Oberkreide

Die Verbreitung der jungoberkretazischen Ablagerungen ist auf einen ca. 300-1100 m breiten Streifen in der Mitte der Allertalzone begrenzt, der südöstlich Morsleben durch das aufragende Hutgestein in zwei parallele Teilsenken gegliedert ist. Hutgesteinsaufwölbungen quer zum Streifen bewirken eine Anzahl von Sätteln und Mulden der Oberkreidebasisfläche. Die größten Mächtigkeiten werden entlang der Senkenachsen erreicht und betragen maximal 210 m. Die größte erbohrte (wahre) Mächtigkeit wurde von der Bohrung Dp Mors 38A mit ca. 182 m erbracht.

Die Senken werden durch die Oberkreide-Sedimente in Art einer Muldenstruktur ausgefüllt. Die am nordöstlichen Flügel unter Quartär ausstreichenden Unteren Alleringerslebener Schichten greifen auf einer Transgressionsfläche diskordant über verschiedenaltige Bildungen hinweg und enden im unteren Teil des südwestlichen Flügels. Ob der steile SW-Rand der Oberkreidesenke den Charakter einer Auflagerung oder einer Störung hat, kann derzeit nicht zuverlässig entschieden werden. Am SW-Rand der Oberkreidesenke, im Raum nordwestlich von Beendorf, sind die Walbecker Schichten stellenweise durch Gleitmassen aus Malm- und Keupermaterial (bis 87 m erbohrte Mächtigkeit) überdeckt.

Die Lagerungsverhältnisse der Kreidesedimente in den Senken sind unkompliziert. Lagerungsstörungen in Nähe der Basis, die auf fossilem Sulfatkarst beruhen, oder unter mächtigem Quartär, die glazigen-dynamische Einwirkungen widerspiegeln, sind hydraulisch meist nicht relevant.

Der weitaus größte Raum in den Kreidesenken wird von Alleringerslebener Schichten eingenommen. Westlich Schwanefeld verengt eine Schwelle aus vornehmlich Jura-Material den Querschnitt des Oberkreide-Troges sehr stark. Sedimente der Oberen Walbecker Schichten setzen nach dieser Schwelle nordwestlich Schwanefeld ein.

Abb. 5.9 bietet eine schematische Übersicht zum Verbreitungsareal der Oberen Kreide, Abb. 5.10 einen Längsschnitt durch die markante Schwelle bei Schwanefeld.

#### **5.1.1.12 Tertiär**

Restvorkommen tertiärer Ablagerungen befinden sich in der Allertalzone westlich Schwanefeld und im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebiets auf der Weferlinger Triasplatte. Unter hydrogeologischen Aspekten zu erwähnen sind die oberpaläozänen bis untereozyänen Fuchskuhlenberg-Schichten und die obereozänen Silberberg-Schichten. Ihre Darstellung folgt LOTSCH (1998a+b).

Die bis zu 30 m mächtigen Fuchskuhlenberg-Schichten teoFU sind eine limnisch-fluviatile Wechsellagerung von Ton, Schluff, Feinsand und Mittelsand, geschichtet. Die bindigen Komponenten haben plastische Konsistenz.

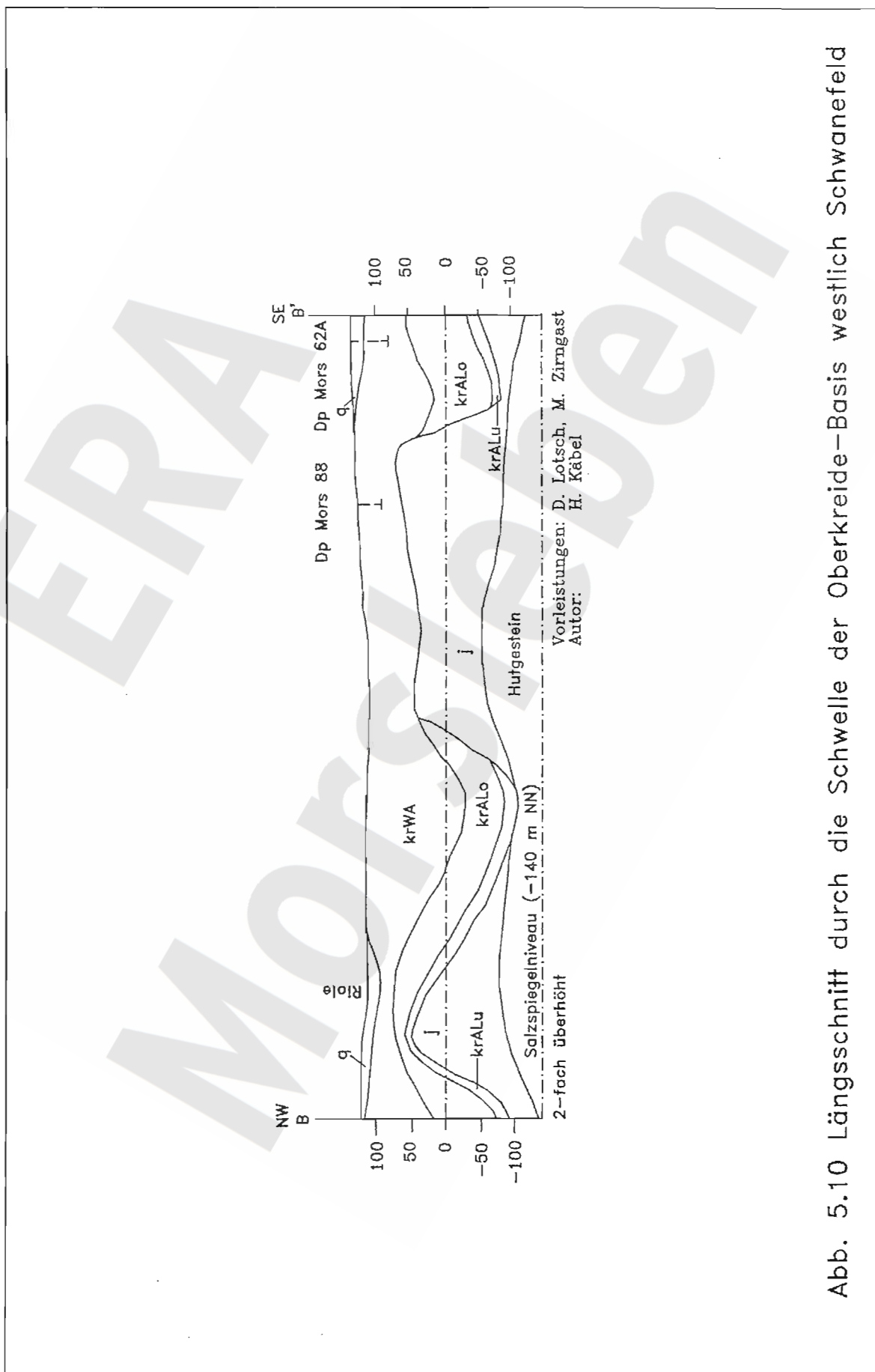
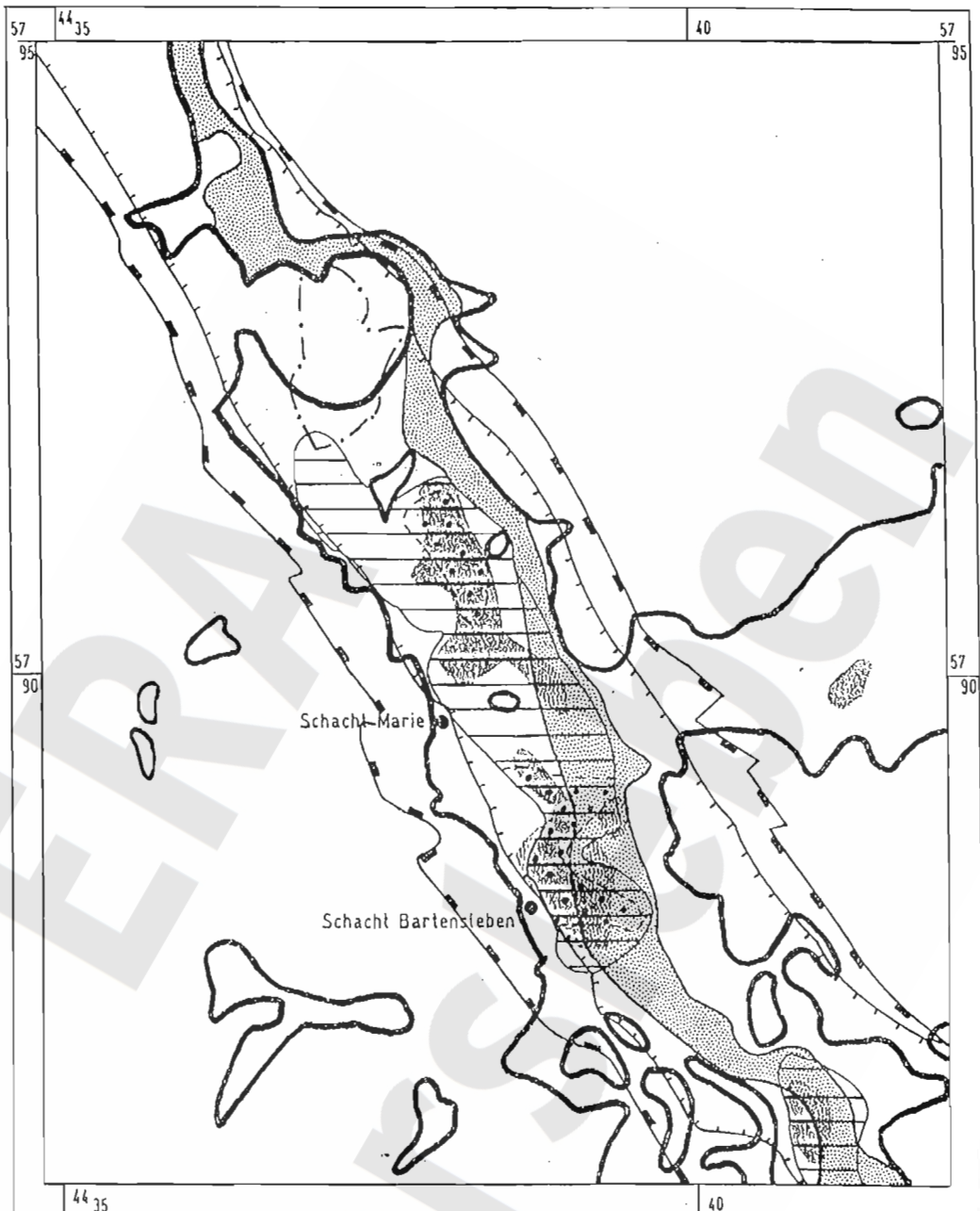


Abb. 5.10 Längsschnitt durch die Schwelle der Oberkreide-Basis westlich Schwanefeld










-  Begrenzung des Quartärs mit durchschnittlichen Mächtigkeiten >5m
-  Quartärmächtigkeiten >30m
-  Verbreitung der Niederterrasse-Schotter
-  Verbreitung des Elster-Geschiebemergels
-  Verbreitung der Elster-Zwischensande (>5m)
-  Begrenzung der Randstörungsbereiche
-  Begrenzung der Tertiärverbreitung

Abb. 5.11 Schema der Verbreitung  
des Quartärs und Tertiärs

Die marinen Silberberg-Schichten teoSB erreichen bis 20 m Mächtigkeit und bestehen aus feinsandigem Schluff sowie schluffigem oder mittelsandigem Feinsand. Sie sind geschichtet bis massig, die bindigen Varietäten haben plastische Konsistenz.

Im Vorkommen westlich Schwanefeld, das nur wenige hundert Meter breit bzw. lang ist, liegen die Fuchskuhlenberg-Schichten diskordant über Keuper, zum Teil auch über Unteren Walbecker Schichten. Sie werden transgressiv von den Silberberg-Schichten überdeckt. Die Lagerungsverhältnisse ermöglichen hydraulische Verbindungen der tertiären Schichten untereinander und zu den Sanden der Oberen Kreide.

Auf den Höhen der Weferlinger Triasplatte kommen die Silberberg-Schichten mit Resten von Ruppel-Schichten vor. In ihrem mehrere Quadratkilometer umfassenden Verbreitungsgebiet ist meist auch vielfältiger Kontakt zu quartären sandigen und schluffigen Bildungen gegeben.

Die Konturen der Tertiärverbreitung sind in der abgedeckten geologischen Karte (Anl. 2) und auf Abb. 5.11 vermerkt.

#### **5.1.1.13 Quartär**

Die Beschreibung des Quartärs basiert auf Ergebnissen und Ausarbeitungen von ZIERMANN et al. (1998).

Die quartären Gesteinsfolgen sind meist polygenetischer Entstehung und vielschichtig aufgebaut. Aus hydrogeologischer Sicht sind insbesondere die Grundmoränenhorizonte der Elster-Kaltzeit mit den manchmal zwischengeschalteten Schmelzwassersanden, die limnischen bis limnisch-fluviatilen Ablagerungen der Holstein-Warmzeit, die Grundmoräne des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit mit ihren Vor- und Nachschüttsanden, die Flußschotter der weichselzeitlichen Niederterrasse, die Lößvarietäten und Fließerden der Weichsel-Kaltzeit und die limnisch-fluviatilen Bildungen des Holozäns zu nennen.

Die Übersichtsdarstellung des Quartärs in Abb. 5.11 verdeutlicht, daß sich Bildungen von mehr als 5 m Mächtigkeit vorwiegend auf die Allertalzone konzentrieren, auf der Triasplatte einen zusammenhängenden Streifen einnehmen (bei Groß- und Klein-Bartensleben) und auf der Lappwaldscholle inselförmig vorkommen. Maximale Quartärmächtigkeiten zwischen 30 und knapp 100 m trifft man in einigen Rinnen und Senken der Quartärbasis an. Diese Rinnen und Senken werden vorwiegend durch Geschiebemergel der Elster-Kaltzeit ausgefüllt. Es handelt sich dabei um wechselnd feinsandige bis tonige Schluffe, die massig und steifplastischer Konsistenz sind und bevorzugt grundwasserhemmend wirken. Die Mächtigkeit der älteren Grundmoräne erreicht ca. 22 m, die der jüngeren im Durchschnitt 5-15 m, maximal ca. 40 m. Die dazwischengeschalteten

Schmelzwassersande sind meist fein- bis mittelkörnig, wechselnd schluffig, selten mittel- bis grobkörnig und kommen als zusammenhängender Grundwasserleiter insbesondere in den beiden Rinnen nördlich Schacht Marie und bei Schacht Bartensleben vor (vgl. Abb. 5.11).

Die manchmal bis 12 m mächtigen glazilimnischen Sedimente der Elster-2-Kaltzeit (tonige Schluffe bis schluffige Feinsande) sind in ihren hydraulischen Eigenschaften ähnlich einzustufen wie die Sand-, Schluff-, Ton-, Torf- und Kalkmudden der Holstein-Warmzeit. Diese präsentieren sich als feinschichtige und horizontal unbeständige Wechsellagerungen mit durchschnittlich 15 m, maximal 40 m Mächtigkeit. Ihre Basis liegt zwischen Beendorf und Alleringersleben relativ beständig in einem gleichmäßigen Niveau zwischen ca. 92 m und etwas über 100 m NN, in glazigen gestauchten Abschnitten bis 111 m NN.

Die Ablagerungen des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit finden sich in zahlreichen kleinflächigen Vorkommen in der Allertalzone und auf dem Lappwald. Die schluffig-feinsandige Grundmoräne ist mit vorherrschenden Mächtigkeiten um 2-6 m und zahlreichen Erosionslücken nicht geeignet, eine spürbare grundwasserstauende Wirkung zu entfalten. Die glazilimnischen Schluffe (bis ca. 10 m) und glazifluviatilen Fein- bis Mittelsande (bis 20 m Mächtigkeit) haben ebenfalls nur eine untergeordnete hydrogeologische Bedeutung.

Aus der Weichsel-Kaltzeit stammen unterschiedliche Varietäten von Fließerden, Schwemmlöß, Löß und Lößlehm. Sie kommen als geringmächtige lückenhafte Decken an den flachen Hängen der Triasplatte und des Lappwaldes, untergeordnet im Allertal vor. Ihre heterogene Zusammensetzung (schluffig bis feinsandig) bedingt auch wechselhafte Durchlässigkeiten.

Ein bemerkenswerter, zusammenhängender Grundwasserleiter ist durch die Sande und Feinkiese der weichselzeitlichen Niederterrasse der Aller gegeben, die ihre größte Breite zwischen Beendorf und Morsleben erreicht. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 1,5 und 9,0 m. Auf ihrer westlichen Seite verzahnen sich die Flußschotter des öfteren mit lithologisch inhomogenen Fließerden, denen nach ZIERMANN et al. (1998) ebenfalls grundwasserleitende Eigenschaften zuzuschreiben sind. Die Auelehme und Schluffmudden über den Flußschottern erreichen 4 bis 5 m, selten bis 7 m Mächtigkeit.

### **5.1.2 Hydrostratigraphische Gliederung**

Die unterschiedlichen Schichtenfolgen der drei geologischen Baueinheiten machen es erforderlich, differenzierte hydrostratigraphische Gliederungen jeweils für Lappwaldscholle, Allertalzone und Weferlinger Triasplatte einzuführen. Diese Gliederungen sind auf die Erfordernisse der Erstellung von Rechenmodellen zur Grundwasserbewegung im Deck- und Nebengebirge zugeschnitten und

reichen im Liegenden bis zu einer unteren Modellgrenze, bis zu der auch die Zuweisung hydraulischer Parameter für das hydrogeologische Modell (HGM) erfolgt (LANGKUTSCH et al. 1997). Im Rahmen der hydrogeologischen Standortbeschreibung werden aber auch noch Schichtglieder behandelt, die tiefer als die Basis des hydrogeologischen Modells liegen. Bei der hydrostratigraphischen Gliederung in sogenannte Modelleinheiten wurden diese für die jeweiligen geologischen Baueinheiten vom Hangenden zum Liegenden durchnummeriert und mit den Buchstaben L für die Lappwaldscholle, A für die Allertalzone bzw. T für die Weferlinger Triasplatte bezeichnet.

Mit den Modelleinheiten werden generalisierend Grundwasserleiter, Grundwasserhemmer (-geringleiter) und Grundwassernichtleiter voneinander abgegrenzt. Die Sammelbegriffe Grundwasserleiter und -hemmer sind dabei nicht streng definiert, sondern vielmehr aus der Relation der Durchlässigkeiten benachbarter hydrostratigraphischer Einheiten zu verstehen.

Im Kapitel 5.2 werden die hydrostratigraphischen Modelleinheiten bis zur Basis des HGM hydrogeologisch charakterisiert und geohydraulisch quantifiziert und im Kapitel 6 hydrochemisch charakterisiert. Nachfolgend werden deshalb die drei modellbezogenen Gliederungen nur kurz vorgestellt. Das Subsalinar wird mit der Darlegung seiner geohydraulischen und hydrochemischen Merkmale (soweit sie bekannt sind) im Kap. 5.2 beschrieben.

Die hydrostratigraphischen Gliederungen basieren auf den generellen Erkenntnissen, die über die Gebirgsdurchlässigkeiten und die hydraulische Rolle der lithostratigraphischen Abfolgen für die Grundwasserbewegung aus der Gesteinsansprache und aus den hydrogeologischen Beobachtungen abgeleitet werden konnten.

### **5.1.2.1 Hydrostratigraphische Gliederung der Lappwaldscholle**

Die Gesteinsfolge der Lappwaldscholle läßt sich beginnend mit dem Jura und endend beim Mittleren Muschelkalk entsprechend Abb. 5.12 in 10 hydrostratigraphische Einheiten einteilen.

Als bevorzugt grundwasserführende Einheiten treten klüftige Sand-, Schluff-, Ton- und Dolomitmergelsteine des Lias (Sinemurium und Hettangium, L1), des Mittel- bis Oberhät (L3), des Unterhätts und des Steinmergelkeupers (L5 und L6, hydraulisch nicht getrennt) auf, während die Ausbildung des Schilfsandsteins (L8) von grundwasserleitend bis -nichtleitend reicht. Die Einheiten L1, L3 und L5 besitzen infolge vielfältiger Wechsel zwischen kompetenten, stärker geklüfteten Sandsteinbänken und inkompetenten, weniger geklüfteten tonig-schluffigen Lagen eine ausgeprägte hydraulische Inhomogenität in vertikaler Richtung (Anisotropie). Ihre detailliertere Unterteilung ist aber weder modelltechnisch zweckmäßig oder notwendig, noch geologisch fundiert im gesamten Verbreitungsgebiet möglich. Beim Steinmergelkeuper (L6) und Schilfsandstein (L8) tritt

die lithologisch kontrollierte Anisotropie zu Gunsten einer allgemeinen räumlichen Klüftigkeitsdifferenzierung zurück, so daß diese Einheiten im Betrachtungsmaßstab großräumiger Grundwasserbewegung hydraulisch homogen erscheinen, wobei eine flächenhafte Differenzierung nicht auszuschließen ist.

Als bevorzugt grundwasserhemmende bis nichtleitende Schichten haben sich die Ton-, Schluff- und Dolomitmergelsteinfolgen am Übergang vom Lias zum Oberrhät (L2) und vom Mittel- zum Unterrhät (L4) und die gips- und zum Teil steinsalzführenden Einheiten Oberer Gipskeuper (L7) und Unterer Gipskeuper (L9) erwiesen. Die hier mit L4 bezeichnete, im hydrogeologischen Kenntnisstandsbericht BALZER et al. (1993) als koM ausgewiesene tonig-mergelige Folge gibt sich in ihrer grundwasserhemmenden Wirkung insbesondere im EZG des Wasserwerkes Bad Helmstedt zu erkennen (vgl. Abschnitt 7.3), obwohl sie auch grundwasserführende Zwischenlagen enthalten kann. Die Bildungen vom Unteren Keuper bis zum Steinsalz im Mittleren Muschelkalk (L10) müssen auf Grund der Gesteinsausbildung und Testergebnisse als Grundwasernichtleiter eingestuft werden. Gleiche Eigenschaften werden aus regionaler Sicht den nicht erbohrten Gesteinen des Buntsandsteins (inclusive Rötalinaren) zugeordnet.

Eine hydrostratigraphische Sonderstellung nehmen die Versturz- und Gleitmassen aus Rhätmaterial ein (L3a), die bei starker Durchmischung durchlässiger und undurchlässiger Gesteine eher zu grundwasserleitenden Eigenschaften neigen. Die quartären Sedimente erlangen auf der Lappwaldscholle keine eigene Modellrelevanz und werden deshalb bei der Gliederung vernachlässigt, d.h. sie werden bei der Modellierung der unterlagernden Schicht zugeschlagen.

Die Anordnung der hydrostratigraphischen Einheiten der Lappwaldscholle ist dem schematischen Übersichtsprofil Abb. 5.15 zu entnehmen.

### **5.1.2.2 Hydrostratigraphische Gliederung der Allertalzone**

Das Deckgebirge in der Allertalzone läßt sich beginnend mit dem Quartär und endend mit der Basis des Hutgesteins entsprechend Abb. 5.13 in 14 hydrostratigraphische Einheiten einteilen.

Im Quartär stellen die Sande und Kiese der Niederterrasse (A1) und die Zwischensande der Elster-Kaltzeit (A3) gute Porenwasserleiter dar; die Elster-Grundmoräne ist ein ausgewiesener Grundwasserhemmer (A4), während alle übrigen, als sogen. „Mischquartär“ zusammengefaßten und lithologisch sehr verschiedenen Bildungen eine hydraulisch sehr inhomogene Modelleinheit A2 ergeben. Eine weitere Spezifizierung der Einheit A2 für das hydrogeologische Modell wäre unverhältnismäßig und schwer realisierbar.



Die nach ihrer generellen Kornverteilung deutlich voneinander unterscheidbaren Sande der Walbecker Schichten (A5) und der Oberen Alleringerslebener Schichten (A6) sind zwei hydraulisch verbundene Porenwasserleiter. Die Unteren Alleringerslebener Schichten (A7) sind als Grundwasserhemmer zu definieren.

Als vorwiegend grundwasserhemmend, partiell auch grundwasserleitend, haben sich die allochthonen Jura-Schollen am SW-Rand der Salzstruktur erwiesen (A8). Die hydrostratigraphische Gliederung des Keupers folgt dem bei der Lappwaldscholle angewendeten Prinzip, d.h. Rhät und Steinmergelkeuper (A9) erscheinen als potentielle Grundwasserleiter, Oberer Gipskeuper (A10) sowie Unterer Gipskeuper mit Unterem Keuper (A12) als potentielle Grundwasserhemmer bis - nichtleiter, der Schilfsandstein (A11) bevorzugt als Grundwasserhemmer.

Das Hutgestein wird als eine hydrostratigraphische Einheit (A13) aufgefaßt, die bei der Durchlässigkeitsbewertung weiter zu differenzieren ist. Das subrosiv unveränderte Salinar schließt mit seiner nichtleitenden Eigenschaft die hydrostratigraphische Gliederung nach der Tiefe zu ab (A14). Am Salzspiegel kann der selektiv subrodierte Ausbiß des Kaliflözes eine permeable hydrostratigraphische Untereinheit des Zechsteinsalinars bilden, die hydraulisch noch zum Deckgebirge gehört. Abb. 5.15 gibt die hydrostratigraphischen Einheiten der Allertalzone in einem Übersichtsprofil wieder.

### **5.1.2.3 Hydrostratigraphische Gliederung der Weferlinger Triasplatte**

Die Gesteinsfolge der Triasplatte läßt sich, beginnend mit den das Röt überdeckenden Schichten und endend an der Buntsandsteinbasis, entsprechend Abb. 5.14 in 7 hydrostratigraphische Modelleinheiten untergliedern.

In der Modelleinheit T1 (Deckschichten des Röt) sind mit Blick auf ihre untergeordnete Rolle für die Rechnungen zur Grundwasserbewegung so verschiedenartige Gesteine wie die Kalksteine des Unteren Muschelkalks (die das Berechnungsgebiet kaum tangieren) und die tertiären sowie quartären Sande, Schluffe und Tone der Hochfläche zusammengefaßt worden (letztere sind hydraulisch dem „Mischquartär“ A2 der Allertalzone ähnlich).

Pelitröt und Salinarröt bilden eine gemeinsame Modelleinheit T2, die sich anhand der unterschiedlichen Gipskarsterscheinungen in der Fläche differenzieren läßt. Vorherrschend sind grundwasserhemmende Eigenschaften. Bei Verkarstung sind wechselhafte, partiell auch hohe Durchlässigkeiten gegeben.

Für die Grundwasserbewegung auf der Weferlinger Triasplatte sind die klüftigen Sand-, Schluff- und Tonsteine der Solling-Folge (T3) maßgebend. Darunter folgen die vorwiegend nichtleitenden

Schluff- und Tonsteine (selten Feinsandsteine) der Volpriehausen-Folge (T4) und des Unteren Buntsandsteins (T6), getrennt lediglich durch die basalen Sandsteine (T5) der Volpriehausen-Folge.

Die Zechsteinbildungen sind anhand der lithologischen Angaben in den wenigen Altbohrungen (z.B. „massige, schwere Letten mit Chloridlagen“ in der Bohrung Hmt 8/- nach SCHMIERER, 1914) eher als Nichtleiter einzuordnen, doch lassen sich geringe Wegsamkeiten nicht ausschließen.

Eine Sonderstellung nehmen die in komplizierten Lagerungsformen anzutreffenden Schollen aus Buntsandstein- und Muschelkalkmaterial im Bereich der NE-Randstörung ein, deren detaillierte hydrostratigraphische Spezifizierung nicht möglich ist. Diese Schollen werden als eigenständige Modelleinheit T7 ausgegliedert, in der eine Durchlässigkeitsdifferenzierung – Hangendanteil leitend bis hemmend, Basisbereich hemmend bis nichtleitend – stattfinden kann.

Ein schematisches Übersichtsprofil der hydrostratigraphischen Modelleinheiten der Weferlinger Triasplatte ist in Abb. 5.15 enthalten.

Stratigraphie		Mächtigkeit m	Hydrostratigraphische Zusammenfassung	Modell- einheit	Anmerkungen				
Jura	Sinemurium	ju si	50	Ton-bis Schluffstein und Feinsandstein	L1	Versturz- und Gleitsedimente ko (G); L3a  → ko(1)8-9 gleich koM  Modellbasis			
	Hettangium	ju he (0)	20	Tonstein	L2				
		ju he I	20						
Keuper	Rhät	Ober-	ko (3c)	20	Ton-, Schluff- u. Feinsandstein		L3		
			ko (3b) bis ko(2c)	50					
		Mittel-	ko (2b)	50				Sandstein	L4
			ko (2a)	17				Tonstein, Dolomitmergelstein	
		Unter-	ko (1) 8-9	30					Ton- u. Schluffstein, Dolomitmergelstein Feinsandstein
	ko (1) 1-7		85						
	Steinmergel- keuper		km SM (3)	25	Tonstein bis Schluffstein		L6		
		km SM (2)	90						
		km SM (1)	45						
	Oberer Gipskeuper	Schilfsand- stein	km S	45	Schluffstein, Feinsandstein	L8			
km Go							90	Tonstein mit Gips	L7
		Unterer Gipskeuper	km Gu	125	Tonstein mit Gips	L9			
Unterer Keuper							ku	55	Schluff- bis Tonstein, Kalkstein, Dolomitmergelstein, Anhydrit
Oberer Muschelkalk	mo	65							
	Mittlerer Muschelkalk	mm	50						
Muschel- kalk			15	Steinsalz					

H.Käbel

Abb. 5.12 Hydrostratigraphische Gliederung der Lappwaldscholle (L)

Stratigraphie		Mächtigkeit m	Hydrostratigraphische Zusammenfassung	Modell- einheit	Anmerkungen
Quartär	qw//f	5	Sande	A1	Niederterrasse
	qe(2)-qh	bis 100 m	Schluffe	A2	Mischquartär
	qe(1-2)gf		Sande	A3	Elster-Zwischensande
	qe//gm		Geschleibemergel	A4	Elster-Grundmoräne
Obere Kreide	Walbecker Schichten kr WA	bis 80	Sande + / - schluffig	A5	
	Alleringers- lebener Schichten kr ALo	bis 130	Feinsand, schluffig	A6	
	kr ALu	bis 15	stark schluffig	A7	
Jura	j	bis 150?	Schluff-u. Tonstein, selten Feinsandstein	A8	
Keuper	ko	bis 100?	Ton-, Schluff-u. Feinsandstein	A9	
	kmSM	bis 180?	Ton-u. Schluffstein,	A10	
	kmGo	90	Tonstein mit Gips	A11	
	kmS	45	Schluffstein, z.T. Feinsandstein	A12	
	kmGu	bis > 80	Tonstein, Mergelstein	A13	Residuen von Aller- und Leine-Steinsalz  ----- ehem. Hauptanhydrit  ----- Deckanhydrit, ehem. Grauer Salzton, Leinekarbonat  ----- Residuen des Staßfurt-Steinsalzes
	ku				
Hutgestein	cr(z3/4NA)	bis > 200	Anhydrit und Gips, selten Ton	A14	
	cr(z3AN)		Anhydrit mit Gips		
	cr(z2/3 DA+GT+CA)		Anhydrit, Ton-u. Kalkstein		
	cr(z2NA)		Anhydrit mit Gips		
Zechstein			Salinare Abfolge	A14	Modellbasis

H.Käbel

Abb. 5.13 Hydrostratigraphische Gliederung der Allertalzone ( A )

Stratigraphie		Mächtigkeit m	Hydrostratigraphische Zusammenfassung		Modell- einheit	Anmerkungen
Quartär und Tertiär		30	Sand, Schluffe u. Tone		T1	Als "Deckschichten" zusammengefaßt
Muschelkalk			Kalkstein			
<b>Buntsandstein</b>	Röt	Pelitröt	soMy soP	90	Schluffstein bis Tonstein	T2
		Salinarröt	soS	30	Ton-, bis Schluffstein mit Gips	
	Mittlerer Buntsandstein	Solling- -Folge	smSW	50	Ton-, Schluff-, Fein- u. Mittelsandstein	T3
			smSS			
	Mittlerer Buntsandstein	Volprie- hausen- -Folge	smV	80	Ton- u. Schluffstein, selten Feinsandstein	T4
			smVS	20	Sandstein	T5
	Unterer Buntsandstein	Bernburg- -Folge	suB	100	Schluff- u. Tonstein, selten Feinsandstein	T6
			Calvörde- -Folge	suC	190	
	Zechstein	Z		Residuen	-	Modellbasis
	Schollen im Bereich der NE- Randstörungen	mm mu so sm su	-	ungegliedert (Kalkstein, Mergelstein, Tonstein, Schluffstein, Sandstein)		T7

H.Käbel

Abb. 5.14 Hydrostratigraphische Gliederung der Weferlinger Triasplatte ( T )

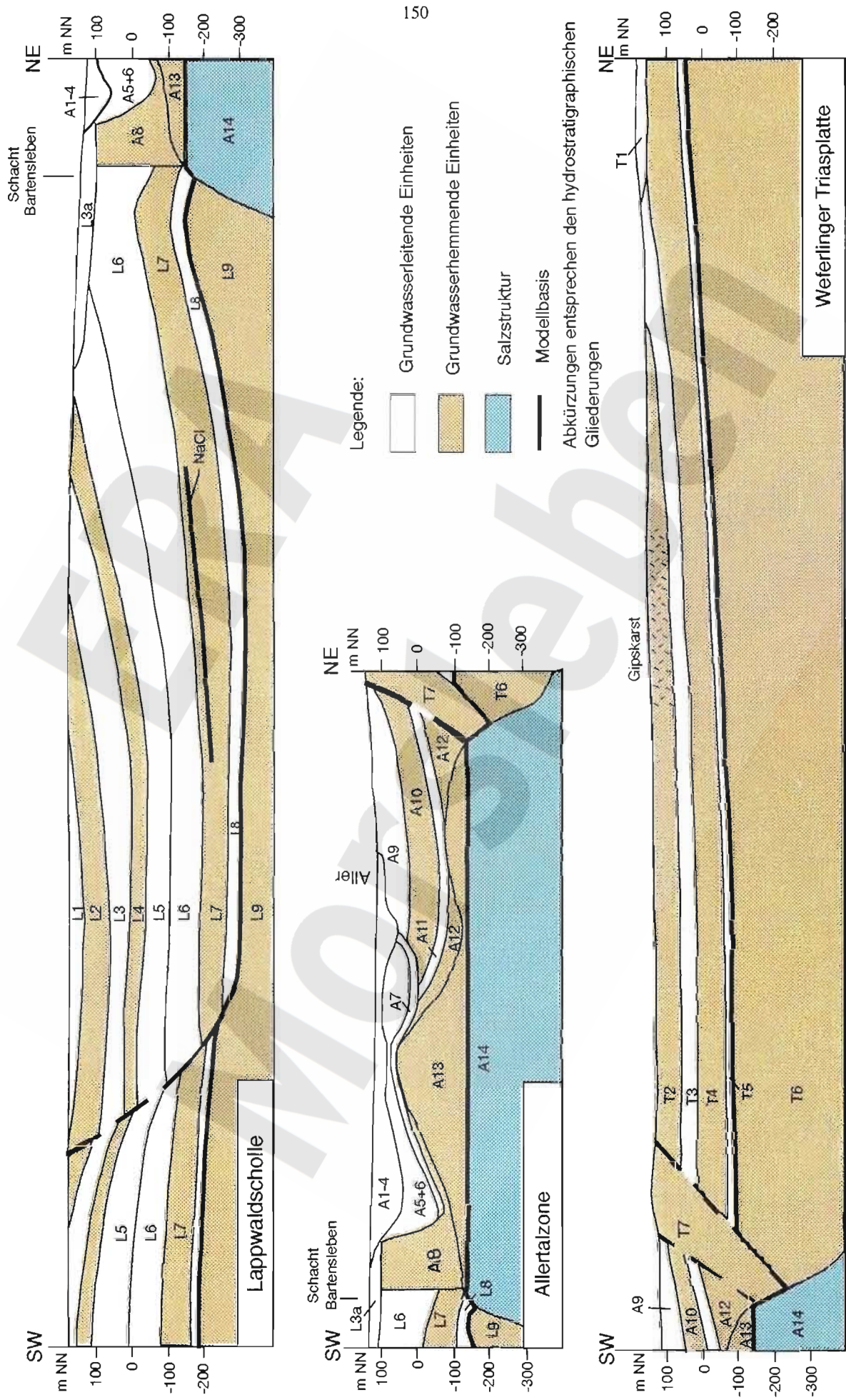


Abb. 5.15 Hydrostratigraphische Übersichtsprofile für den Bereich des Endlagers Morsleben

## **5.2 Hydrogeologische und geohydraulische Charakterisierung der hydrostratigraphischen Einheiten**

Bearbeiter: U. Langkutsch

### **5.2.1 Beschreibung des Subsalinars**

Bearbeiter: H. Käbel

#### **5.2.1.1 Gliederung und geohydraulische Kennzeichnung der Schichten**

Einen aktuellen Kenntnisstand über das Subsalinar vermitteln die Berichte von T. BANDLOWA (1992) für das Rotliegende und von E. REMPEL (1993) für den basalen Zechstein unter dem Blickwinkel der Kohlenwasserstoff-Führung. Sie stützen sich dabei insbesondere auf Bohr- und Testergebnisse der regionalen Erdöl-Erdgas-Prospektion in der Subherzynen Senke (Bohrungen Subherzyn 101/62, 102h/62, 104/64; Eilsleben 8/78; Ostingersleben 1/82) sowie auf einige ältere untertägige Erdölbohrungen in den Schächten Wefensleben (z.B. E Wes 1/30) und Marie (E Marie U1/53). Abb. 5.16 enthält die relevanten Bohraufschlüsse im Umfeld des Endlagerstandortes Morsleben.

Nach BANDLOWA (1992) ist der größte Teil der Erdgasvorräte der Mitteleuropäischen Erdgasprovinz an Speicher im Saxon gebunden. Auch die Saxonablagerungen des nördlichen Subherzynen Beckens führen regional großflächige und zusammenhängende Speicherhorizonte, die sich insbesondere in den Folgen des Flechtinger Bausandsteins (sie entsprechen den Parchim-Schichten der Havel-Folge in Norddeutschland) befinden. Dagegen besitzen die darüber lagernden Eisleben-Schichten (Elbe-Folge) keine oder sehr geringmächtige effektive Speicherhorizonte, wirken demzufolge in der Tendenz als regionale relativ abdeckende Formation.

Der Flechtinger Bausandstein hat als Porenspeicher Nutzporositäten, die in der Bohrung Ostingersleben (E Otn 1/82) Werte zwischen 9,2 % und 15 % annehmen. Für diese Bohrung hat E. REMPEL (1993) anhand der laborativ ermittelten Nutzporositäten und Durchlässigkeiten eine Bewertung der Speichereigenschaften vorgenommen (vgl. Abb. 5.17), die sehr deutlich die unterschiedliche hydraulische Rolle von Bausandstein einerseits und Eislebener Schichten andererseits ausdrückt.

Gestängetests in dieser Bohrung erbrachten aus dem sedimentären Autun und aus den Eislebener Schichten keine Zuflüsse, während sich aus dem Bausandstein ein Schichtwasserzufluß einstellte, dessen Rate 13,2 m<sup>3</sup>/d betrug. Dagegen lieferten Tests in der Bohrung Eilsleben 8/78 keine Zuflüsse aus dem Flechtinger Bausandstein, wohl aber aus einem klüftigen Intervall der Eislebener Schichten (3,6 m<sup>3</sup>/d) im Bereich eines Gas-Wasser-Kontaktes. Die Bohrung Subherzyn 102h/62 wurde im Saxon nicht getestet.

Aus regionaler Sicht bilden die Eislebener Schichten gemeinsam mit dem basalen Zechstein eine Einheit von abdeckenden Schichten. Werrakarbonat und Werraanhydrit wurden ebenso wie Staßfurtkarbonat (in Stinkschieferfazies) und Staßfurtanhydrit in einigen Bohrungen (z.B. E Otn 1/82, Subh 104/64) hinsichtlich ihrer Speichereigenschaften für Kohlenwasserstoffe (KW) überprüft. Ihre Nutzporositäten betragen um 1 %, die Klüfte sind meist vollständig kalzitisch und anhydritisch verheilt. Diese in Beckenfazies ausgebildeten Schichten (auch in den Deponie-Erkundungsbohrungen Dp Mors 3/89 und 20/88 nachgewiesen) wirken wie in anderen Teilen der Subherzynen Senke abdichtend (E. REMPEL, 1993). Hydraulische Tests in den Bohrungen Subherzyn 103 und 104 sowie E Otn 1/82 brachten aus diesen Schichten keine Zuflüsse (BANDLOWA, 1992). Bezüglich der Untertagebohrung Marie U1/53 vermerkt SCHRADER (1956) ausdrücklich, daß während des Bohrverlaufs keine Wasserzuflüsse zu verzeichnen waren. Aus mehreren Untertagebohrungen im Schacht Wefensleben traten geringe Mengen von Erdgas und Erdöl aus dem basalen Zechstein aus (BANDLOWA, 1992).

Die primär angelegte abdichtende Rolle des Zechsteins gegenüber dem suprasalinen Deckgebirgsstockwerk macht sich auch gegenwärtig noch auf der Lappwaldscholle und in der Allertalzone bemerkbar. In der geologischen Vergangenheit schufen jedoch wiederholte tektonische Aktivitäten Wegsamkeiten für eine Vertikalmigration von Erdgasen aus dem Saxon in das Staßfurtkarbonat bzw. in das Salinar, wo es lokal zur Akkumulation von Mischgasen kam. Die Migrationspfade waren nach E. REMPEL (1993) entlang regionaler Störungszonen angesiedelt. Bei reduzierter Ausbildung des Zechsteins, wie sie auf der Weferlinger Triasplatte gegeben ist, wird die regionale Abdeckung weitgehend unwirksam. Die Bohrung Subherzyn 101/62 erbrachte unter diesen Verhältnissen relativ gering mineralisierte Schichtwässer sowohl aus den Zechsteinresiduen ( $36 \text{ m}^3$ ) als auch aus den Eislebener Schichten ( $51 \text{ m}^3$ ).

### **5.2.1.2 Beschaffenheit der subsalinen Schichtwässer**

Beschaffenheitsangaben konnten für die Testzuflüsse aus dem Saxon der Bohrungen Eilsleben 8/78, Ostingersleben 1/82 und Subherzyn 101/62 sowie aus dem residualen Zechstein der Bohrung Subherzyn 101/62 recherchiert werden.

Für den Test in einem klüftigen Abschnitt der Eislebener Schichten (ca. 987 m Teufe Beginn des 25 m langen Testintervalls) gibt es ausführliche Wasseranalysen, getrennt nach dem Inhalt der unteren Schwerstange (b) und der drei darüber befindlichen Schwerstangen (a), vgl. Tab. 5.1. Die übrigen Schichtwasserangaben sind aus Tab. 5.2 zu ersehen.

Die verfügbaren Beschaffenheitsangaben lassen den Schluß zu, daß die subsalinen Schichtwässer am nordöstlichen Rand der Weferlinger Triasplatte deutlichen Einflüssen infiltrierender Süß-



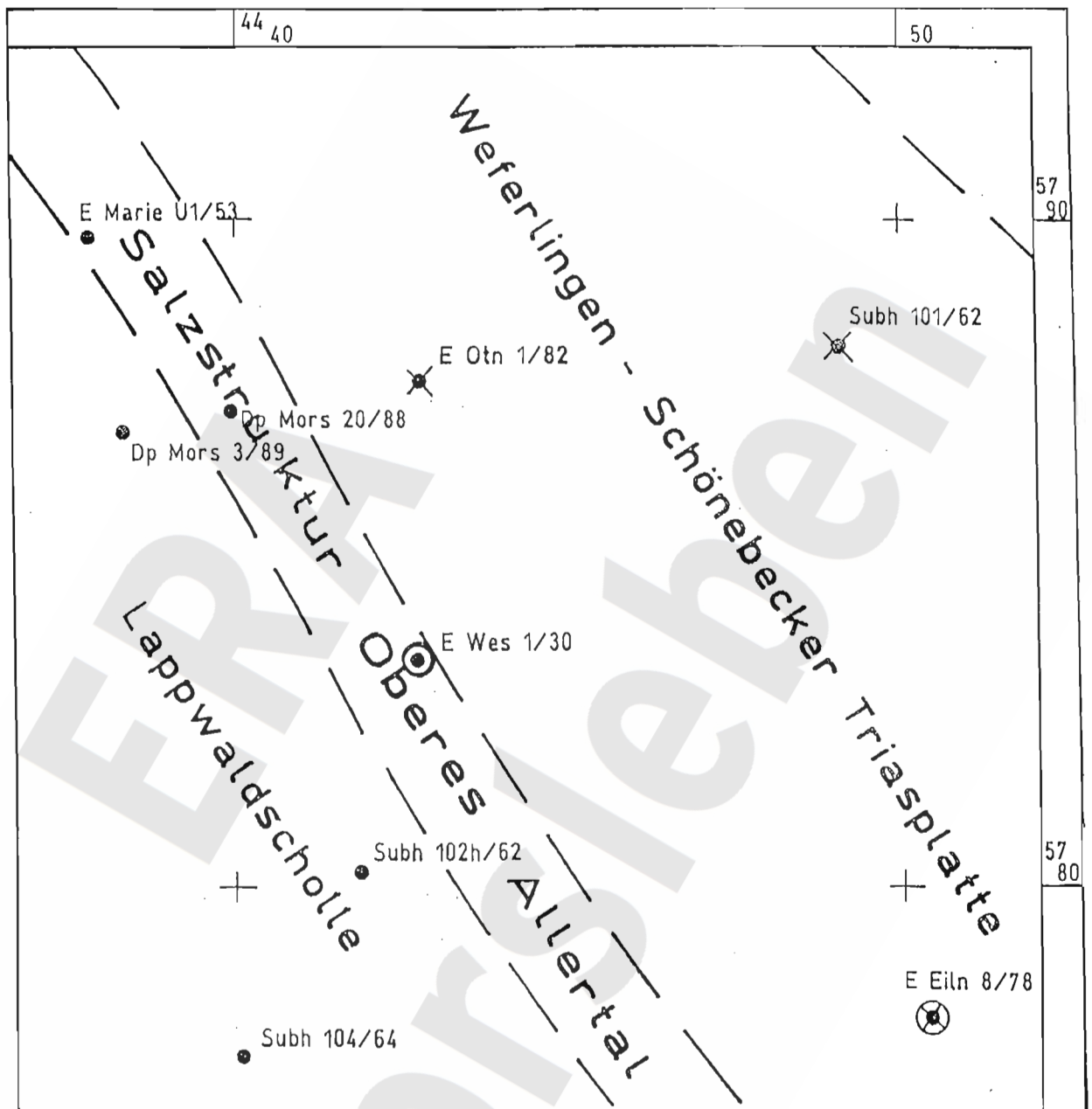
wässer unterliegen. In Richtung Westen nähert sich die Menge der gelösten Salze aber mit zunehmender Teufe vermutlich der Sättigungsgrenze, bevor die Zechsteinbildungen wieder Steinsalz führen, wobei hochkonzentrierte Natrium-Kalzium-Chlorid-Wässer entstehen. Im Liegenden der Salzstruktur des Oberen Allertals ist von gesättigten Salzlösungen auszugehen.

Komponente	Angabe in mval/l		Angabe in mg/l	
	a	b	a	b
K <sup>+</sup>	25,6	26,1	1000	1020
Na <sup>+</sup>	3740	3850	85000	88500
Ca <sup>++</sup>	1270	1275	25400	25500
Mg <sup>++</sup>	220	200	2680	2440
Cl <sup>-</sup>	5250	5350	186200	189900
Br <sup>-</sup>	6,6	6	527	480
I <sup>-</sup>	n.b.	0,32	n.b.	4
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	8	7,9	384	379
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,3	0,2	1,8	1,2
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	3	3,2	54	58
Fe			43	675
Gesamtmineralisation, g/l			302	309
Dichte, g/cm <sup>3</sup>			1,19; 1,20	1,20

Tabelle: 5.1: Beschaffenheit des Schichtwassers im Saxon der Bohrung Eilsleben 8/78 (E Eil 8/78)

Bohrung Testintervall uGOK	Testhorizont	Dichte g/cm <sup>3</sup>	Sonstige Angaben
E Otn 1/82 773-815 m	Flechtinger Bausandstein	1,17	Mineralisation 257,2 g/l
Subh 101/62 387-527 m	Saxon (insgesamt)	1,05	SO <sub>4</sub> 45 mval/l, stat. Wasserspiegel 33 m uGOK
Subh 101/62 346-360 m	basaler Zechstein	1,03	stat. Wasserspiegel 35,4 m uGOK

Tabelle 5.2: Beschaffenheit der Schichtwässer in den Bohrungen Ostingersleben 1/82 und Subherzyn 101/62



- ohne Anzeichen von KW bzw. GW
- ⊙ mit KW-Vorkommen
- ⊗ mit GW-Vorkommen

Abb. 5.16 Bohraufschlüsse des Subsalinars  
mit Kohlenwasserstoff (KW)  
bzw. Grundwasser (GW)  
nach BANDLOWA (1992)

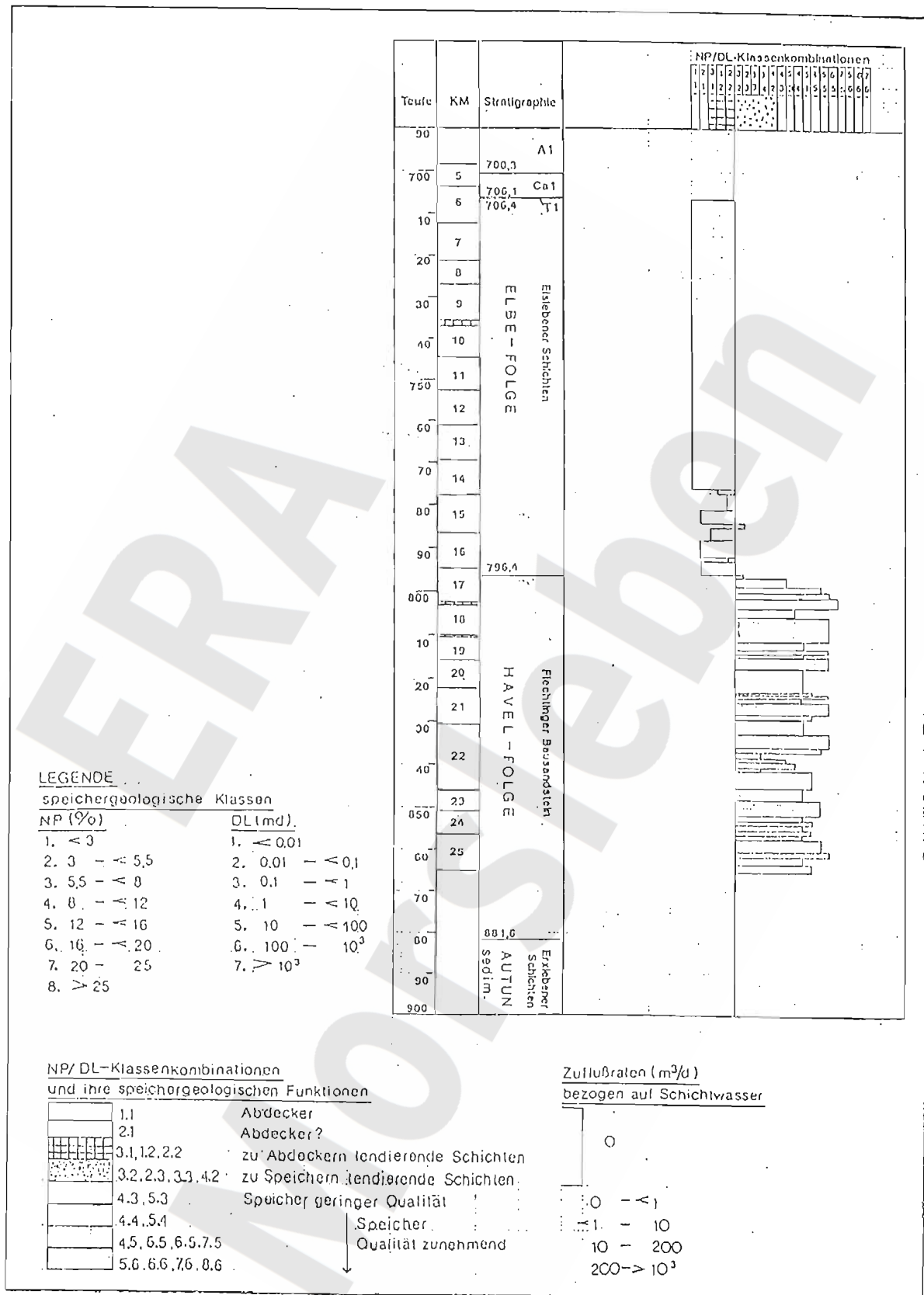
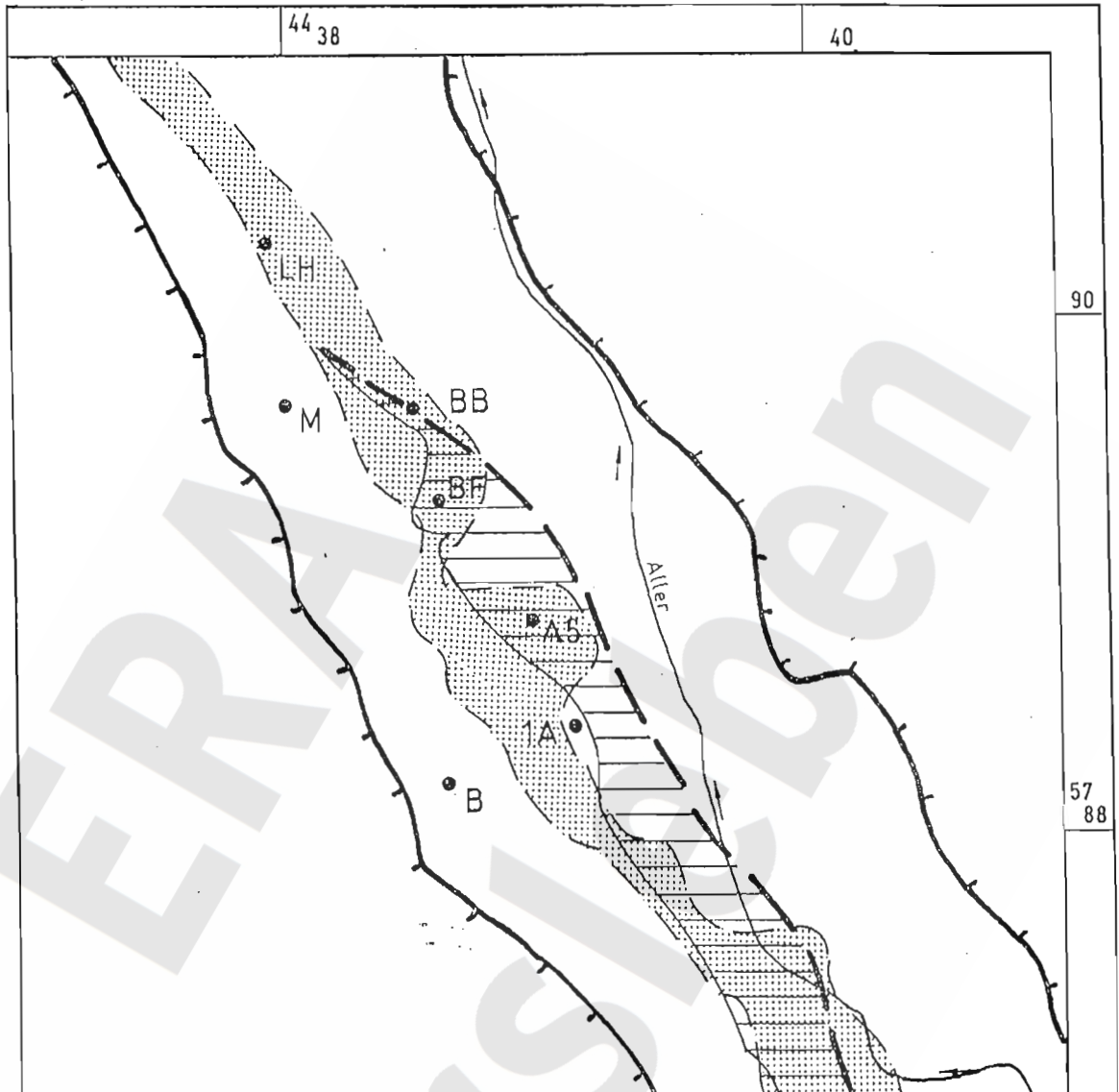


Abb. 5.17 Bewertung des Saxons der Bohrung Ostingersleben 1/82 nach Nutzporosität (NP) und Durchlässigkeit (DL) durch E.REMPEL (1993)



- Lokationen mit Lösungszutritten
- B Schachtröhre Bartensleben
- M Schachtröhre Marie
- 1A Abbau IA
- A5 Abbaustrecke 5
- BF Bunte First
- BB Bremsbergfuß
- LH Lager II



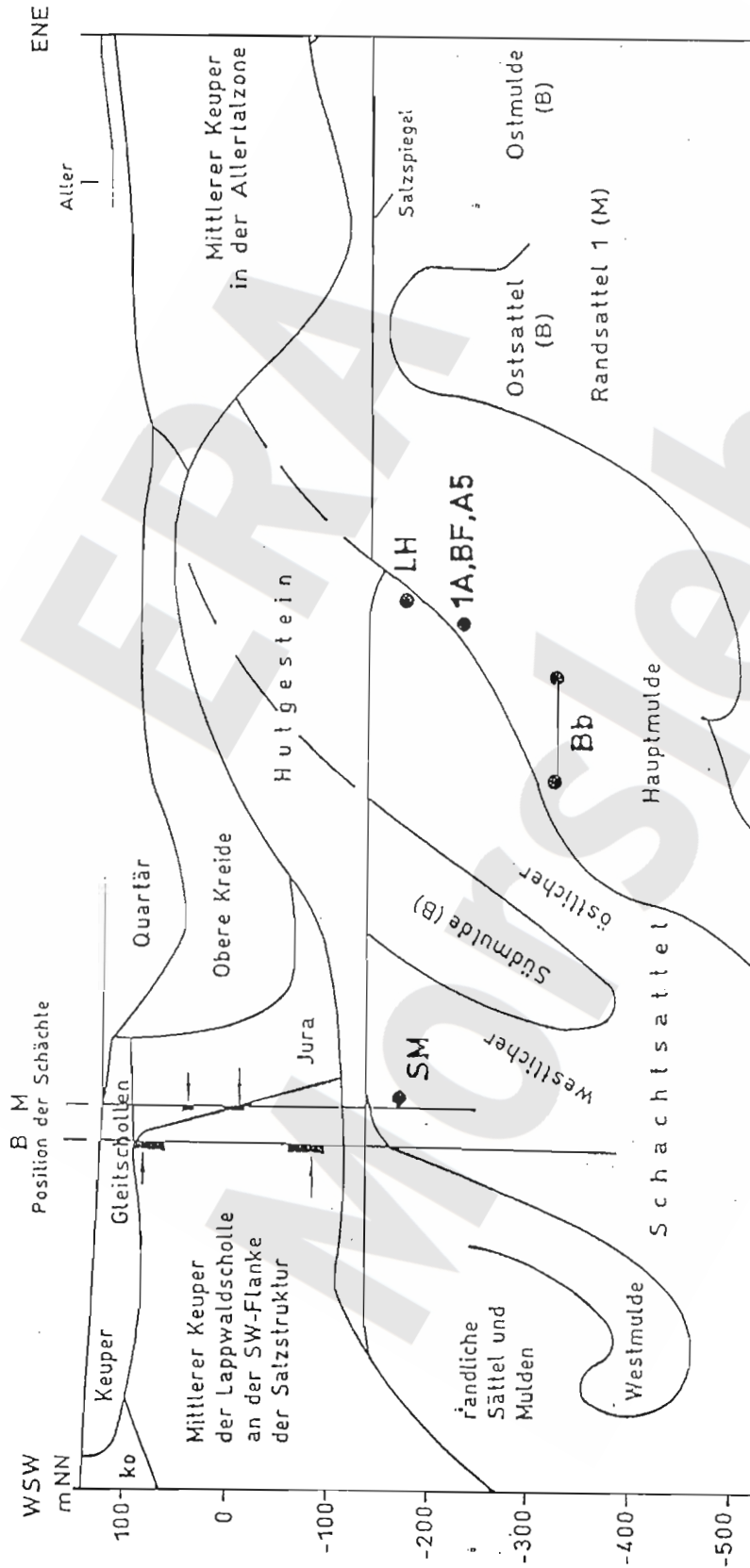
Verbreitungsgrenze des Hutgesteins, zugleich Salzstrukturflanke bei -140m NN

Verbreitung der Folge Deckanhydrit bis Leinekarbonat zwischen der Oberfläche (1) und der Unterfläche (2) des Hutgesteins. Linie (2) markiert auch die Westflanke der Hauptmulde im Niveau der Salinaroberfläche.



Unmittelbare Überdeckung des Hutgesteins durch Sande der Oberen Kreide

Abb. 5.18 Übersichtsplan mit den Lösungszutritten und Angaben zum Deckgebirge



H.Käbel

- Salzlösungsvorkommen: LH=LagerH, 1A=Abbau1A, BF=Bunte First, A5=Abbaustrecke 5, B=Bremsbergfuß, SM=Schachtröhre Marie (310m-Sohle)

→ hauptsächlich Schachtwasserzuflüsse aus dem Deckgebirge:

- B=Schacht Bartenleben (bei ca.20-70m aus kmSM, bei ca. 180-220m aus kmS),
- M=Schacht Marie (bei 78m und bei 130m aus jm)

Abb. 5.19 Synthese der geologischen Strukturen mit den Positionen der Lösungsvorkommen für die Gruben Bartenleben (B) und Marie (M)

## 5.2.2 Salinar (untertägige Lösungszutritte)

Bearbeiter: H. Käbel

### 5.2.2.1 Überblick zu den Salzlösungsvorkommen

Von den über 320 dokumentierten Vorkommen salinärer Lösungen in den Grubenfeldern Marie und Bartensleben (Lösungskataster von STIER-FRIEDLAND & RANFT, 1995) weisen 6 Lokationen Gebirgslösungen natürlichen Ursprungs auf, die durch andauernde Zutrittsentwicklung und Beschaffenheitsänderungen „aktiv“ sind. Vier dieser Salzlösungsvorkommen (SLV) äußern sich als Tropf- und Feuchtstellen, zwei werden durch verschlossene Bohrungen erfaßt, die zur Beobachtung geöffnet werden.

Die sechs aktuellen Zutritte salinärer Gebirgslösungen sind in einem Lageplan mit den Grenzen des Hutgesteins, der potentiell grundwasserleitenden Folge Deckanhydrit/Leinekarbonat im Hutgestein und der unmittelbaren Überdeckung des Hutgesteins durch den Oberkreide-Aquifer (Abb. 5.18) sowie in einem synthetischen Schnitt mit den Positionen der SLV bezüglich der geologischen Strukturen (Abb. 5.19) dargestellt. Man ersieht aus dem Schnitt, daß sich fünf Vorkommen an der Westflanke der Hauptmulde befinden.

Die SLV Abbau 1A, Abbaustrecke 5, Bunte First und Bremsbergfuß stehen mit Kluftsystemen in Schollen des Hauptanhydrits in Beziehung. Die SLV Lager H und Schachtröhre Marie sind an wasserwegsame Abschnitte im Salz gebunden.

Die Eckdaten zu den Zuflußmengen und der Beschaffenheit sowie zur Genese der Lösungen sind in Tab. 5.3 zusammengefaßt.

Die Genese und Herkunft der Lösungen ist aus den geochemischen Befunden von A. G. HERRMANN (1992 bis 1997) abgeleitet. In den SLV Abbau 1A, Abbaustrecke 5, Bunte First und Bremsbergfuß fließen zechsteinzeitliche Rest- bzw. Metamorphoselösungen zu. Metamorphoselösungen aus Formationswässern quartären Alters treten im Lager H und in der Schachtröhre Marie in die Grube ein.

Restlösungen gehen in ihrem Ursprung nachweisbar auf konzentriertes Meerwasser zurück, Formationswässer entstammen dem Deck- und Nebengebirge der Salzstruktur, Metamorphoselösungen können aus beiden durch Umbildung der aus Meerwasser kristallisierten Salze entstehen (nach HERRMANN in: STIER-FRIEDLAND & RANFT, 1995).

### 5.2.2.2 Bewertung der Salzlösungsvorkommen

Eine ausführliche Beschreibung und Bewertung der Lösungszutritte findet man in KÄBEL (1998). Das Salzlösungsvorkommen in der Schachtröhre Marie wird mit geringen Wegsamkeiten in der Auflockerungszone der Schachtröhre in Zusammenhang gebracht, über welche Deckgebirgswässer (0 bis 1,4 l/d) bis zum Salz vordringen und dieses in dem beobachtbaren geringen Umfang auflösen. Wiederholte Sanierungsmaßnahmen haben bisher eine progressive Entwicklung unterbunden und können dies in der gesamten Betriebsphase weiterhin leisten. Für die Nachbetriebsphase werden durch die vorzunehmenden Verwahrungsmaßnahmen in der Schachtröhre neue Rahmenbedingungen geschaffen.

Das SLV Bremsbergfuß ist ein isoliertes Vorkommen zechsteinzeitlicher Lösungen mit geringen Zuflußmengen. Eine Ausweitung der Wegsamkeiten bis zum ca. 190 m entfernten Salzspiegel ist sowohl für die Betriebs- als auch Nachbetriebsphase geowissenschaftlich begründet nicht denkbar.

Bei dem SLV Bunte First konnten alle Standlösungen (Tümpel) und drei der vier Tropfstellen, bei denen früher eine mögliche Beziehung zu Deckgebirgswässern vermutet wurde, nach eingehenden geochemischen Untersuchungen (HERRMANN, 1996) auf vorwiegend anthropogene Einflüsse und teilweise auf die Anwesenheit von fossilen, nicht mehr aktiven Gebirgslösungen zurückgeführt werden. Künftige Zuflußerhöhungen der Tropfstelle zechsteinzeitlicher Metamorphoselösungen auf der 353 m-Zwischensohle, die gegenwärtig 1 Tropfen in 48 Stunden absondert und sich unter 80 m Steinsalzüberdeckung befindet, sind aus geologischer und geomechanischer Sicht auszuschließen.

Die SLV Abbau 1A und Lager H weisen wesentlich höhere Zutrittsraten und Gesamtzulaufmengen auf als die drei zuvor genannten SLV. Die maximale Zutrittsrate aus der Anfangszeit betrug beim Lager H ca. 11.500 l/d (20. und 21.06.1907) und beim Abbau 1A ca. 300 l/d (17.10.1962) bzw. ca. 150 l/d (November 1963). Beachtlich war auch der Maximalzulauf in der Abbaustrecke 5 mit ca. 3.700 l/d (am 01.08.1966). Die hohen Anfangsschüttungen sind typisch für bergbaulich angeschnittene Kluftleiter, weil der große Druckunterschied zum Grubenhohlraum hohe Fließraten bewirkt, wobei zuerst die besser durchlässigen Bereiche des Kluftsystems entlastet werden, ehe sich der mehr oder weniger schnelle Übergang zu einer langen Phase geringer Schüttungen anschließt. Diese Phase geringer Lösungszutritte spiegelt einen langfristig stabilen dynamischen Zustand wider, der begrenzte Schwankungen der Zuflußmengen und der Beschaffenheit einschließt. Es spricht vieles dafür, daß sich dieser Zustand während der Betriebsphase des Endlagers nicht wesentlich ändert. Auf jeden Fall würden sich eventuelle Änderungen der Dichte und der Beschaffenheit der Lösungen langfristig bemerkbar machen, ohne daß sich zunächst die tropfenweise Zutrittsform ändert. Während der Nachbetriebsphase des Endlagers ist allerdings mit wesentlichen

Erhöhungen der Zuflüsse und mit Beschaffenheitsänderungen bei den Vorkommen Abbau 1A, Abbaustrecke 5 und Lager H zu rechnen, weil über längere Zeiträume die Bildung neuer, hydraulisch wirksamer Kluftsysteme aus geologischen und geomechanischen Prozeßabläufen heraus möglich ist.

ERA  
Morsleben



Bezeichnung des Salzlösungsvorkommens (SLV)	Nr. im Lösungskataster	erstmals aufgetreten	aktuelle mittlere Zutrittsrate	Gesamtmenge seit Beginn	Genese der Lösungen	aktuelle Dichte	Beschaffenheit der Lösungen, (1992/1996)								Abstand vom Salzspiegel
							g/l								
			l/d	m <sup>3</sup>		g/cm <sup>3</sup>	NaCl	KCl	MgCl <sub>2</sub>	MgSO <sub>4</sub>	CaCl <sub>2</sub>	CaSO <sub>4</sub>	Li	Br	m
Abbau 1A	1059	17.10.1962	5,0 (3,4 bis 10,5)	120	zechsteinzeitliche (?) Gebirgslösung	1,276 bis 1,30	22,4	24,4	360	0	6,4	0,4	0,015	3,6	80
Abaustrecke 5, Bohrung UT9 n.S	1162	28.07.1966	0,02 (fiktiv) ca. 8 l/a	6-7 (?)	zechsteinzeitliche Restlösung	1,33	6,4	1,8	440	12,5	0	0,05	0,047	7,9	120
Lager H, 320 m-Sohle	2003	11.06.1907	10 bis 40 (max. 70)	3500 bis 4000	quartäre Formationswässer (Metamorphoselösung)	1,28 bis 1,29	40,6	50,2	272	37,0	0	0,2	0,002	2,0	35-40
Bunte First, 353 m-Sohle	2014	1911/1917	1 Tropfen in 48 Stunden	0,002 (?)	zechsteinzeitliche (?) Metamorphoselösung	1,270 bis 1,279	27	33	335	1,5-4,3	0	0,2-2,1	0,009	3,2	80
Bremsbergfuß, Bohrung UT IVB/60	2152	1960	0,005 (fiktiv), ca. 2 l/a	< 1 (?)	zechsteinzeitliche Restlösung oder Metamorphoselösung	1,35 bis 1,372	6,9	3,4	242	0	251	0	0,067	4,6	190
Schachtröhre Marie a) Rohr bei 282 m	ohne	unbekannt	0 bis 1,4	unbekannt	quartäre Formationswässer (Metamorphoselösung)	1,283	230	75	18	128	0	0	0,002	0,41	12
Schachtröhre Marie b) Hochbau 310 m-Sohle	ohne	unbekannt	0,08 bis 0,3	unbekannt	quartäre Formationswässer (Metamorphoselösung)	1,246	255	55	7	57	0	0			30

Tabelle 5.3: Aktuelle Zutritte von salinaren Gebirgslösungen in den Gruben Bartensleben und Marie (Endlager Morsleben)

### 5.2.3 Hutgestein

(Bearbeiter: U. Langkutsch)

Nach BALZER (1998) ist das Hutgestein über der Salzstruktur Morsleben ein geologisch strukturierter, lithofaziell und lithostratigraphisch gliederbarer Gesteinskomplex, an dessen Aufbau unterschiedlich stark subrosiv überprägte Schichtenfolgen des Zechsteins, sog. zechsteinzeitliche Leithorizonte, und residuale Gesteine des Zechsteins beteiligt sind.

Die unterschiedlichen faziellen Ausbildungen des Hutgesteins sind der unmittelbare, quasi lithifizierte Ausdruck zeitlich und örtlich heterogener geochemischer Verhältnisse in den Lösungen aus der Salinarsubrosion über den salinaren Schichtenfolgen zum jeweiligen Zeitpunkt der Bildung dieser Gesteine (BALZER, 1998). Die mehr oder weniger ablaugungsresistenten Zechsteinschichten Deckanhydrit, Grauer Salzton, Leinekarbonat, Hauptanhydrit, Alleranhydrit und Roter Salzton sind subrosiv wechselnd stark überprägt. Die strukturgeologische Position und Verbreitung dieser Schichtglieder ist halokinetisch präsubrosiv angelegt und synsubrosiv modifiziert.

Die nachfolgende hydrogeologische Charakterisierung des Hutgesteins bzw. einzelner Schichtglieder und Erscheinungsformen stützt sich auf die geologische Bearbeitung des Hutgesteins (BALZER 1996a, 1996b, 1998). Die geohydraulische Bewertung erfolgt auf der Grundlage von geohydraulischen Tests. Eine Zusammenstellung und hydrogeologische Kurzbewertung erfolgte in LANGKUTSCH et al., 1997. Nach Ausmusterung der für eine Parameterisierung nicht verwertbaren Tests standen 36 Einzeltests mit summarisch 1064 Metern getestetem Hutgestein zur Verfügung. Davon entfallen 29 Einzeltests (775 Testmeter) auf das Bohr- und Testprogramm 1994/95, die übrigen auf die Untersuchungen der Bohrungen Dp Mors 1988/90.

Die geohydraulischen Untersuchungen (Teststrecken) überdecken exemplarisch die verschiedenen lithofaziellen Ausbildungsformen des Hutgesteins in unterschiedlichen Teufenniveaus. Es wurden sowohl Topbereiche (z.T. mit Übergängen zum Deckgebirge), Residualbildungen, Hauptanhydritstränge (z3AN), isolierte z3AN-Schollen, karbonatische und silikatische Gesteine im Hutgestein, Kristallite, als auch die Basis mit dem Salzspiegel (mit Übergängen zum Salinar) untersucht. Mehrheitlich erfassen die Testintervalle mehrere lithofazielle Ausbildungsformen des Hutgesteins. Eine Reihe von Hutgesteinsbohrungen wurde dicht oberhalb des Salzspiegelniveaus eingestellt, erreichte den Salzspiegel also nicht (Dp Mors 34A, 37A, 42A1, 43A, 47A, 72A).

Die Hutgesteinsprofile der Bohrungen Dp Mors 43A, 65A und 72A wurden durch CBIL-Messungen untersucht. Die Image-Daten wurden nachträglich mit dem Bohrkern verglichen und dabei die Kluftmineralisation festgestellt. Partiiell offene, mit Gips partiiell mineralisierte Klüfte, treten nur in Dp Mors 65A in Erscheinung und konzentrieren sich auf einen sehr engen Bereich im Hauptanhydrit wenige Meter oberhalb des Salzspiegelniveaus (8 Klüfte zwischen 237,0 und 239,3

m unter GOK). Alle anderen Klüfte im CBIL-vermessenen Hutgestein sind durch Kluftmineralisationen (Salz oder Gips) vollständig geschlossen.

Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.4 zusammengefaßt (Datenbasis: VOIGT, 1996 und 1997).

Kluftmineralisation	Dp Mors 43A 235-251 m	Dp Mors 65A 65-244 m	Dp Mors 72A 76-244 m
S		18	26
G	7	41	23
Ha	1	3	
Gha	4		1
Cha			4
Po-g		8	
NI		9	30
Summe	12	79	84
mittlere Kluftdichte ( $m^{-1}$ )	0,79	0,44	0,50

Tabelle 5.4: Ergebnisse der CBIL-Messungen im Hutgestein  
(Meßstrecken, Anzahl der Klüfte, Art der Kluftmineralisation)

Vollständig geschlossene Klüfte:

S - mineralisiert mit Halit

G - mineralisiert mit Gips

Ha - Harnischfläche

Gha, Cha - Harnischflächen mineralisiert mit Gips, Calcit

NI - nicht eindeutig identifizierbare Klüfte, sichtbar auf den Images, nicht sichtbar am Kern

Partiell offene Klüfte:

Po-g - partiell mineralisiert mit Gips, partiell offen

Nachfolgend werden die verschiedenen Schichtglieder bzw. Ausbildungsformen des Hutgesteins aus hydrogeologischer Sicht beschrieben.

### 5.2.3.1 Residuale Ca-Sulfatgesteine

Die im Zuge der Salinarsubrosion gelösten mächtigen Steinsalzfolgen der Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge hinterließen nichtlösliche oder nur schwerlösliche sulfatische und silikatische Gemengteile, welche die eigentlichen Residuen darstellen. Bei der Akkumulation dieser Residuen kam es darüber hinaus zur Neukristallisation von Anhydrit/Gips aus sulfatübersättigten Lösungen.

Die Mächtigkeit dieser Neukristallisation ist größer als die akkumulierte Mächtigkeit freigesetzter Residuen. Der Mineralbestand wird in seiner Zusammensetzung von Anhydrit und Gips dominiert, nur nachrangig treten Tonminerale, z.T. auch Quarzanteile auf.

Im generellen Unterschied zu echten Sedimentbildungen entwickelten sich die Residualbildungen vom Hangenden zum Liegenden. An der Grenzfläche zwischen den älteren Residualbildungen des Hutgesteins und dem Salinar wurden nachfolgend die Akkumulationen und Neukristallisationen angebaut. Deshalb befinden sich die jüngsten Bildungen des Hutgesteins am Salzspiegel. Im Unterschied zu anderen Sedimentgesteinen besitzen die Residualbildungen genetisch bedingt praktisch keinen Porenraum. Residuale Tone/Tonsteine und geringmächtige Feinsandsteinlagen innerhalb der Ca-Sulfatresiduen sind diesbezüglich ohne hydrogeologische Relevanz.

Gemäß der Kluftanalyse von Balzer (1998) treten im residualen Hutgestein Klüfte in einer Dichte zwischen minimal 0,02 und maximal 0,5 Klüften pro Meter im erbohrten / CBIL-vermessenen Anteil Hutgestein auf. Eine Teufenabhängigkeit ist ebensowenig feststellbar wie eine Beziehung zwischen Kluftdichte und Mächtigkeit. Eine Hauptursache für die Herausbildung von Klüften im residualen Hutgestein sind Setzungsbewegungen, die sich insbesondere in Phasen erhöhter Salinarsubrosion im Hutgestein über dem Salzkörper vollziehen; besonders betroffen sind dabei Lithotypen mit Schichtungstextur. Diese Klüfte können bereits in der Phase ihrer Entstehung durch Einwirkung wässriger Lösungen durch Fasergips geschlossen werden oder Gips kristallisierte als Marienglas nachträglich in ihnen aus. Diese Setzungsklüfte sind schichtungs- bzw. flaserungsparallel orientiert.

Andere Klüfte, die im Zusammenhang mit salinaren Aufstiegsbewegungen gesehen werden können, setzen unregelmäßig durch die o.g. Setzungsklüfte hindurch. Der Anteil geschlossener, d.h. mineralisierter Klüfte wird generell als extrem hoch beschrieben. Neben Gips tritt auch Steinsalz als Kluftmineral auf.

Vereinzelt offene oder partiell offene Klüfte bilden kein räumlich vernetztes Kluftsystem.

In den hydraulischen Tests wurden residuale Hutgesteinsbildungen sowohl separat (Dp Mors 38A, 69A, 72A, 86A) als auch zusammen mit anderen Hutgesteinsarten untersucht. Dabei wurde generell eine äußerst geringe Durchlässigkeit ermittelt ( $k < 1E-18 \text{ m}^2$ ). Höhere Durchlässigkeiten treten praktisch nur - aber nicht obligatorisch - in Zusammenhang mit anderen, gleichzeitig getesteten Formationen (Deckgebirge) auf und sind nicht durch die residualen Bildungen selbst begründet.

### 5.2.3.2 Zechsteinzeitliche Schichtglieder und deren Subrosionsäquivalente

Zu den sog. zechsteinzeitlichen Leithorizonten, die im Hutgestein angetroffen werden, gehören

Roter Salzton z4RT

Hauptanhydrit z3AN = z3HA

Leinekarbonat z3CA

Grauer Salzton z3GT

Deckanhydrit z2DA

Der Rote Salzton ist halokinetisch bedingt in seinem Vorkommen an die residualen Muldenstrukturen gebunden. Er tritt überwiegend massig (ungeschichtet) auf. Schichtungsstrukturen sind selten zu beobachten und kommen bei zunehmendem Schluffanteil vor. Feinsandsteinanteile treten nur sehr selten auf. Seine Textur kann partienweise auch brecciös sein. Typisch sind unregelmäßige Einlagerungen sulfatischer Knollen aber auch bankartiger sulfatischer Residuen im cm- bis dm-Bereich. Häufig vorkommende Einlagerungen von Fasergips sind Ausdruck langsamer Setzungerscheinungen, bei denen die sich öffnenden Klüfte syngenetisch geschlossen wurden. Diese Klüftöffnungsweiten liegen im mm-Bereich bis ca. 2 cm. Dagegen signalisieren Gipseinlagerungen von Marienglas, daß spontan geöffnete Klüfte erst nachträglich verheilt wurden.

Dp Mors - Test	Intervalllänge [m]	z4RT im Intervall		Konsistenz	vermuteter konsistenzbedingter Störeffekt
		[m]	[%]		
7/90-3	24,9	10,3	41,4	fest	ohne
11/90-3	54,4	24,3	44,7	plastisch, weich, z.T. steifplastisch	signifikant
14/89-3	22,9	8,5	37,1	halbfest bis steifplastisch	deutlich
42A1-5	55,0	0,5	0,9	fest	ohne
43A-1	60,0	5,1	8,5	steifplastisch	schwach
47A-1	45,7	ca. 14	ca. 31	fest, steifplastisch	ohne
72A-2	81,0	4,5	5,6	steifplastisch und fest	ohne
20/88-1	22,0	5,1	23,2	?	keine Aussage möglich

Tabelle 5.5: Roter Salzton (z4RT), Vorkommen und Ausbildung in hydraulischen Tests

Die Konsistenz des Roten Salztone ist sehr verschieden und reicht von weichplastisch über steifplastisch bis fest. Für den mehr oder weniger plastischen Zustandsbereich können keine hydraulisch wirksamen Kluftbildungen unterstellt werden.

Insgesamt können dem Roten Salzton stark grundwasserhemmende Systemeigenschaften zugesprochen werden. Sein quasi isoliertes, an die Residualmulden geknüpft Vorkommen und sein a priori geringer Massenanteil am Hutgestein innerhalb gleichfalls undurchlässiger  $\text{CaSO}_4$ -Residuen, rechtfertigte es, diese Bildungen nicht durch spezielle Tests zu untersuchen.

Ungeachtet dessen ist der Rote Salzton in einigen hydraulischen Testintervallen präsent (Tab. 5.5) und beeinflusst unvermeidlich das Ergebnis der Testanalysen. Außer dem Beitrag, den seine hydraulischen Systemeigenschaften bewirken, kann er, je nach angetroffener Konsistenz und bei zusätzlicher Anregung durch große Druckentlastung im Testintervall, durch Hereinquellen in das Bohrloch eine Volumenreduzierung im getesteten Bohrlochabschnitt bewirken und damit ggf. eine mehr oder weniger signifikante Störung des Tests darstellen.

Der Hauptanhydrit ist an die Faltenschenkel zwischen den residualen Salzstrukturen gebunden; i.d.R. in Anbindung an die Salzstruktur. Somit durchtrennen und unterbrechen die verschiedenen Anhydritstränge die Kontaktfläche Hutgestein / Salzstruktur. Innerhalb der residualen Strukturen tritt der Hauptanhydrit auch in Form isolierter Körper (ohne Anbindung an die Salzstruktur) auf.

Lithologisch ist der Hauptanhydrit in primärer, „reiner Anhydrit-Fazies“, ganz überwiegend aber in sekundärer Fazies, d.h. partiell bis vollständig vergipst (hydratisiert) ausgebildet. Die aus diesem spätdiagenetischen Verdrängungsprozeß hervorgegangenen, vergipsten Anhydrite bzw. Gipse mit Anhydritrelikten sind als Bildungen der sog. Humidsubrosion zu verstehen.

Der Hauptanhydrit besitzt genetisch begründet und auf Grund von Kompaktions- und Zementationsprozessen eine äußerst geringe Porosität, die gegen Null geht (BALZER et al., 1993). Deshalb werden die subrosiv veränderten Bereiche, die in unregelmäßiger Verteilung auftreten und i.d.R. eine Übergangszone initialer Hydratation zwischen unverändertem Anhydrit und massigem Gips zeigen, auf ein räumlich diskontinuierliches Kluftsystem zurückgeführt. Dieses ermöglichte bis zu seiner Verheilung durch Gips oder Salz die notwendigen Wasserwegsamkeiten. Die Herausbildung der Klüfte im Hauptanhydrit wird im Zusammenhang mit dem Aufstieg des Salinars vor der Salinarsubrosion und durch Verstellungen dieser Schichtglieder während der Salinarsubrosion verstanden. Die Kluftdichte liegt zwischen minimal 0,07 und maximal 0,98 Klüften pro Meter im erbohrten / CBIL-vermessenen Anteil Hutgestein. Die Verteilung ist völlig regellos; die Kluftweiten liegen durchschnittlich im mm- bis cm-Bereich. Nach einem Befund in der Bohrung Dp Mors 42A1 (und auch nach bergmännischen Aufschlüssen in der Salzstruktur) müssen vereinzelt in steilstehenden Klüften auch größere Kluftweiten unterstellt werden.

Das dominierende Kluftmineral ist der Gips; untergeordnet sind Steinsalz, Anhydrit und Ton als Kluftfüllung vertreten.

Die mit Salz geschlossenen Klüfte stellen potentielle Wegsamkeiten für humid subrosive Prozesse dar und können der Ausgangsort für die Entstehung von Sulfatkarst sein.

Ebenso wie in den residualen Gesteinen können salzgefüllte Klüfte auch in intensiv vergipsten Partien des z3AN auftreten. BALZER (1998) verweist darauf, daß diese Kluftfüllungen Sekundär-salze sind und als Kristallisationsprodukte salinarer Lösungen zu verstehen sind, deren ionarer Anteil ursprünglich aus dem Salzspiegelbereich stammt. Der Transport ionarer Anteile durch das Hutgestein bis in den Bereich der Grundwasserströmung ist unter rezenten Bedingungen durch Diffusion möglich aber nur, wenn eine geringe Porosität gegeben ist.

Der intakte Hauptanhydrit, unabhängig, ob in reiner oder vergipster Ausbildung, d.h. auch ohne Karstbildungen, wurde in Tests generell als geringpermeabel ( $k < 1E-18 \text{ m}^2$ ) diagnostiziert und entspricht damit den sich aus der lithologischen Beschreibung ergebenden Eigenschaften.

Leine-Karbonat, Grauer Salztun und Deckanhydrit bildeten ursprünglich einen ca. 5 m mächtigen Schichtenverband im unmittelbaren Liegenden des Hauptanhydrits. Beim Aufstieg des Staßfurtsteinsalzes erfuhren sie mit dem Hauptanhydrit die entsprechende Auffaltung und zusätzlich - weil in der Position zwischen dem aufsteigenden Salinar und dem Hauptanhydrit als Widerlager - eine besondere Beanspruchung. Diese führte zu den auch in Untertageaufschlüssen sichtbaren Ausdünnungen, Anschwellungen, Abschnürungen, Fehlstellen und zu Breccierungen des Ausgangsmaterials. Deshalb kann eine flächenhaft lückenlose und lithologisch vollständige Verbreitung ausgeschlossen werden.

Dieser Schichtenkomplex (z2DA, z3GT, z3CA) wurde in verschiedenen Tests untersucht, z.T. mit anderen Hutgesteinsbildungen zusammen, teilweise aber auch gezielt ausgerichtet. In zwei Fällen signalisierte dieser Horizont beim FCON-Logging einen Zufluß und damit eine hydraulische Wegsamkeit (Dp Mors 42A1, Dp Mors 65A).

In Tab. 5.6 sind die Tests, die die Leithorizonte z2DA und/oder z3GT und/oder z3CA mit erfaßt haben, zusammengestellt.

Aus den Testergebnissen Dp Mors 10/88-3, 11/90-2, 72A-2 und 72A-3 können keine Hinweise auf eine erhöhte Permeabilität des Bezugshorizontes bzw. auf eine Wasserwegsamkeit abgeleitet werden.

Bei dem Test Dp Mors 45A wurde nur ein Teil (ca. 50 %) der Gesamtmächtigkeit in das Testintervall einbezogen, während der andere Teil vom unteren Packer abgedeckt wurde. Deshalb ist eine noch etwas höhere Permeabilität möglich. Im FCON-Log war kein Zufluß erkennbar. Dagegen

zeichneten sich beim FCON-Logging in den Bohrungen Dp Mors 42A1 und 65A Zuflüsse ab, deren Horizonte dann gezielt getestet wurden.

Dp Mors 42A1-4:

Die Angabe des Zuflußhorizontes nach FCON-Log ist zuverlässig.

Die nach dem Slug-Test durchgeführte Pumpphase mußte wegen des steilen Druckabfalles nach kurzer Zeit abgebrochen werden. Eine Probegewinnung war bei der insgesamt geringen Fördermenge (ca. 2,7 l) nicht möglich. Die ermittelte Permeabilität ist jedoch vertrauenswürdig (vgl. Tab. 5.6).

Im Test Dp Mors 65A-1 liegt der Bezugshorizont doppelt vor

200,6 - 206,3 m

212,0 - 213,1 m.

Nach der FCON-Messung wurde eine LF-Anomalie bei 214 m Teufe erkannt. Möglicherweise stammte der Zufluß beim FCON-Log nur/überwiegend (?) aus der unteren Zone. Die für die FCON-Messung vertretbare Einschränkung muß für den hydraulischen Test nicht gelten.

In der RW-Phase des Tests (Pumptest) wurden in ca. 40,5 Stunden bei sinkender Pumprate summarisch ca. 1155 l Wasser gefördert.

Der Test wurde mit einem Composite-Modell analysiert; danach werden die Durchlässigkeiten der äußeren Zone etwa um 1 Größenordnung kleiner bestimmt. Dies kann als Ausdruck lokal wechselnder Durchlässigkeit interpretiert werden.

Aus dem Analysenergebnis der Wasserprobe (Dichte  $\rho = 1,075 \text{ g/cm}^3$ ) und der Altersdatierung ergibt sich ein Süßwassereinfluß, der auf einen rezenten hydraulischen Kontakt zum Deckgebirge und damit indirekt auch auf einen wie auch immer gestalteten hydraulischen Pfad innerhalb des Horizontes aus z2DA, z3GT, z3CA hinweist. Der im Test analysierte Schichtdruck hatte ein äquivalentes Frischwasserpotential von 107-115 m NN.

Laut geologischem Schichtenverzeichnis (BALZER, 1996a) wurde im beiderseits angrenzenden Anhydrit, im Hangenden und Liegenden des Horizontes zwischen Teufe ca. 185 bis 235 m (ca. 15 m oberhalb bis ca. 22 m unterhalb) kein Steinsalz als Kluffüllung angetroffen. In dieser Beobachtung äußert sich der diffusive Austausch zwischen dem intakten Hutgestein (z3AN) und der soleführenden Schichteinheit (z2DA, z3GT, z3CA).

Der Test Dp Mors 20/88-4 ist kein Test innerhalb des Hutgesteins, sondern gehört bereits größtenteils in die Salzstruktur (Testintervall -134,2 bis -207,7 m NN); der Salzspiegel wird an dieser Stelle vom Hauptanhydrit durchtrennt. Der z3AN unterhalb des Salzspiegelniveaus ist nicht subro-



siv beeinflusst. In unmittelbarer Nachbarschaft des Bezugshorizontes z2DA / z3CA tritt in Nestern und auf Klüften Steinsalz und Kalisalz(!) auf. Der Test erfolgte ohne Testventil (keine Druckdaten), sondern mittels Liftgestänge für einen abgepackerten Bereich. Die ermittelte Zuflußrate aus der Spiegelanstiegsmessung wird mit 50 l/h bzw. summarisch mit ca. 700 l angegeben.

Aus dem Vorhandensein von Kalisalzen ist zu folgern, daß der registrierte Zufluß salzgesättigt gewesen sein mußte und nicht süßwasserbeeinflusst sein konnte. Daraus folgt weiter, daß das Lösungsvorkommen einem isolierten Reservoir entstammt und keine Anbindung an das Deckgebirge existieren kann. Der Test ist darüberhinaus nicht weiter interpretierbar, weil keine Druckdaten gewonnen wurden.

Ein historisches Beispiel für eine mutmaßliche „Wasserführung“ des z2DA / z3CA-Horizontes liefert der Schacht der Gewerkschaft Alleringersleben (Hmt 27/-). Beim Abteufen des Schachtes im Jahre 1914 trat ein Solezufluß auf, der letztlich zur Aufgabe und zum Absaufen des Schachtes geführt hat (LÖFFLER, 1962). Nach dem Schichtenverzeichnis Hmt 27/- wurde zwischen 290 und 305 m u. GOK „Anhydrit und Salzton in dünnschichtiger Wechsellagerung“ erbohrt, sodaß der Verdacht naheliegt, daß die Zuflüsse aus diesem Horizont erfolgt sind. Der erbohrte Anhydrit ist dem Faltenschenkel zwischen den Residuen des Schachtsattels und der Hauptmulde zuzuordnen (BALZER 1998).

Lösungszutritte am Lager H der Grube Marie lassen sich auf Deckgebirgswässer zurückführen, die über eine Wegsamkeit im z2DA / z3CA-Horizont (Faltenschenkel zwischen Schachtsattel und Hauptmulde) und einer Passage am Salzspiegel schließlich in einer Tropfstelle in der Grube austreten (KÄBEL, 1997); vgl. Kap. 5.2.3.3.

Nach BALZER (1998) lassen sich Klüfte im Leine-Karbonat, im Grauen Salzton und im Deckanhydrit auf Grund der zum Teil intensiven Brecciiierung nur unsicher bestimmen. Die an Einzelbeispielen belegte, gegenüber dem Nachbargebirge erhöhte Durchlässigkeit ist wahrscheinlich an die brecciierte Ausbildungsform gebunden, ohne näher lokalisiert werden zu können.

Die geologischen und hydraulischen Befunde liefern Indizien, dem z2DA/z3CA-Horizont eine potentielle Wasserwegsamkeit innerhalb des undurchlässigen Hutgesteins zu unterstellen. Eine konkrete, realitätsnahe Beschreibung ist nicht möglich, weil die tatsächliche Verbreitung nicht bekannt ist und Migrationspfade nicht konkret definierbar sind. Wegen der bereits weiter oben beschriebenen halokinetischen Beanspruchungen dieser Schichten und der möglichen, nicht nachvollziehbaren Zerblockungen des Hauptanhydrits ist ein durchgängiges Vorhandensein zwischen Salzstruktur/Salzspiegel und Top-Hutgestein gegenüber isoliert vorkommenden, mehr oder weniger zerstückelten Bereichen der Ausnahmefall.

Dp Mors - Test	Testintervall von bis m	Bezugs- horizont m	FCON- Log	Pumptest			Testanalyse			hydrogeolog. Bewertung
				Zeit h	Rate l/min	Bemerkung	Permeabili- tät m <sup>2</sup>	Transmissi- vität m <sup>2</sup> /s	Frisch- wassersp. m NN	
10/88-3	194,7-235,0	4,3	n.g.			kein Zufluß Horizont dicht	n.b.	n.b.	n.b.	keine Wegsamkeit
11/90-2	103,4-150,4	6,3	n.g.			kein Zufluß	7,7E-20	3E-11		keine Wegsamkeit
20/88-4	251,4-324,9	10,0	n.g.			ca. 700 l	1,5E-16	7,7E-08		isoliertes Lösungsreservoir im Salinar
42A1-4	233,4-238,5	0,7	+	0,16	0,26		4E-16	1,5E-08	< 126	Wegsamkeit nachgewiesen
45A-6	204,0-216,1	* 0,4	-				3E-17	3E-09	129±2	*) weitere 0,4 m durch Pak- ker abgedeckt, begrenzte Wegsamkeit
65A-1	198,0-216,2	6,8	+	7 3,5 35	1 0,5 0,3		3E-16	4,1E-08	107-115	Wegsamkeit nachgewiesen
72A-2	169,0-250,0	5,1	n.g.				< 1E-18		113-135	keine Wegsamkeit
72A-3	115,0-150,0	4,6	n.g.				< 1E-18		114-127	keine Wegsamkeit

n.b. nicht bestimmbar  
n.g. nicht gemessen  
+ positive FCON-Indikation  
- keine FCON-Indikation

Tabelle 5.6 Hydraulische Tests im Hutgestein mit Einbeziehung der zechsteinzeitlichen Leithorizonte z2DA, z3GT, z3CA (= Bezugshorizont)

Die mit den hydraulischen Tests ermittelten Durchlässigkeiten decken ein Spektrum zwischen ca.  $5E-09$  m/s und  $< 1E-11$  m/s bezogen auf die angetroffenen Schichtmächtigkeiten ab. Nach der petrographischen Ausbildung zu urteilen, wird der obere Schätzwert der Durchlässigkeit, bezogen auf einen Teilabschnitt,  $k = 1E-08$  m/s nicht wesentlich überschreiten.

Für das Hutgestein sind die durch hydraulische Tests ermittelten Durchlässigkeiten methodisch repräsentativ und im Ergebnis vertrauenswürdig. Durch *Laborversuche* (Triaxialkammerversuche) können Durchlässigkeiten nur in einem sehr kleinen Maßstab ermittelt werden, wenn die der Untersuchungsmethode innewohnenden eigenen Fehlerquellen sicher ausgeschaltet werden können (z.B. die bei der mechanischen Probenbehandlung, d.h. Herstellung der Durchströmungskörper, möglichen Ribildungen oder sichere Randabdichtung etc.).

Die Ergebnisse der exemplarisch untersuchten Hutgesteinsproben (residuale Gipsbildungen, residueller Rückstandsanhidrit, mehr oder weniger subrosiv überprägter Hauptanhidrit) liegen im Größenordnungsbereich der Testergebnisse und haben allein als punktuelle Werte Bedeutung (LANGKUTSCH et al. 1997).

Dagegen erwiesen sich laborative Porositätsbestimmungen (Hg-Hochdruckmethode) für Hutgesteinsbildungen, insbesondere wegen der Hydratisierungen des Materials, als problematisch. Die im Labor vom Kern gebrochenen Proben (i.d.R. 3-5 g, meist aus mehreren Bruchstücken bestehend) stellen nach dieser Behandlung kein repräsentatives Ausgangsmaterial dar. In insgesamt 10 Hutgesteinsproben ergaben Hg-porosimetrischen Messungen Porositäten zwischen 0,9 bis 3 % (LANGKUTSCH et al. 1997).

Von BALZER (1998) analysierte Dünnschliffe des Hutgesteins lassen keine offenen Porenräume erkennen.

Nach SONNTAG, Univ. Heidelberg (frdl. mdl. Mitteilung), beträgt die Porosität Morslebener Hutgesteinsanhidritproben  $< 1$  ‰.

Porositäten im intakten Hutgestein können allein auf Klüfte zurückgeführt werden, soweit diese offen oder partiell offen sind. Dafür gibt es gegenwärtig keinen zahlenmäßigen Wert. Nach BALZER (1998) ist der Anteil offener Klüfte gegenüber den geschlossenen (mineralisierten) in den Gesteinen zechsteinzeitlicher Leithorizonte sehr untergeordnet, und in den residualen Gesteinsfolgen extrem gering.

Eine hydraulische Relevanz offener Klüfte (Vernetzung und hydraulische Wegsamkeit) konnte mit den Untersuchungen (geologischer und geohydraulischer Befund) nicht festgestellt werden.

### 5.2.3.3 Salzspiegel

BALZER (1998) unterscheidet in seiner faziellen Analyse des Hutgesteins am rezenten Salzspiegel drei Einheiten:

- anhydritische Fazies (als katatektischer Anhydrit) über Salz
- sekundäre Gips-Fazies und humidsubrosive Gipsneubildungen in Wechsellagerung über Salz
- Fazies der humidsubrosiven Gipsneubildungen über Salz.

Der Autor betont den kausalen Zusammenhang zwischen den unterschiedlichen petrographischen Ausbildungen und den aus Salinarsubrosion resultierenden Lösungen zum Zeitpunkt der Bildung der Gesteine und erklärt unterschiedliche (auch wechselnde) fazielle Ausbildungen mit lokal und/oder zeitlich heterogenen geochemischen Verhältnissen am Salzspiegel. Am rezenten Salzspiegel weist deshalb die unterschiedliche fazielle Ausbildung des Hutgesteins auf lokal schwankende Konzentrationsverhältnisse zum Zeitpunkt der Bildung dieser Gesteine hin.

Da in den meisten Bohrungen über dem Salzspiegel Kristallgipsfolgen (in dm- bis m-Mächtigkeiten) nachgewiesen wurden, ist zu schlußfolgern, daß diese Bildungen aus  $\text{CaSO}_4$ -übersättigten und  $\text{NaCl}$ -untersättigten Lösungen am Salzspiegel auskristallisierten (Humidsubrosion).

Untergeordnet wurden auch Wechsellagerungen von vergipstem katatektischen Anhydrit und Kristallgips angetroffen. Hierin äußern sich alternierende Prozesse von Salinarsubrosion (Aufsalzung der Lösungen am Salzspiegel und nachfolgende Kristallisation von Anhydrit) und Humidsubrosion (Aussüßung der Lösung und Kristallisation bzw. Hydratation von Gips).

BALZER entwickelt eine Modellvorstellung zur Genese der rezenten Grenzfläche Hutgestein / Salinar:

Die Herausbildung eines einheitlichen Subrosionsniveaus von -140 m NN in der Allertal-Salzstruktur liegt in der Größenordnung von Salzspiegeltiefen im regionalen Umfeld und führt zur Annahme eines überregionalen Steuermechanismus für die Herausbildung dieses tiefliegenden Niveaus während des Pleistozäns. Der rezent als Kontaktfläche Hutgestein / Salz zumeist trocken aufgeschlossene Salzspiegel wird als ein quasi fossiler Salzspiegel interpretiert. Die in einer zurückliegenden Phase erhöhter Subrosion geschaffenen Hohlräume und Verbindungswege wurden in einer nachfolgenden Phase stagnierender Subrosion durch Kristallisation von Gips oder Anhydrit flächenhaft geschlossen. Dabei konnten isoliert Lösungsvorkommen erhalten bleiben. Derartige sulfatische oder wiederaufgesättigte saline Lösungen stellen die angetroffenen Wässer der Bohrungen Kb Mors 2/85 und Dp Mors 45A dar. Ihre Isotopensignatur weist ihnen ein pleistozänes Alter zu (GELLERMANN et al., 1991; SONNTAG, 1997); vgl. auch Kap. 6.2.

Die Auswertungen von BALZER führen zu der Feststellung, daß für die rezenten Verhältnisse am Salzspiegel kein flächenhafter konvektiver Stofftransport unterstellt werden kann. Ferner ist zu schlußfolgern, daß erst durch eine erneute Veränderung geologischer bzw. klimatischer Randbedingungen auch eine Wiederbelebung der Salinarsubrosion möglich erscheint.

Die Datenbasis für eine hydraulische Bewertung der Kontaktzone Hutgestein / Salzstruktur ist gering.

Insgesamt gibt es sechs „Salzspiegelbohrungen“, die hydraulisch auch getestet wurden:

Dp Mors 7/90, Test 3

Dp Mors 11/90, Test 3

Dp Mors 14/89, Test 3

Dp Mors 40A, Test 5

Dp Mors 45A, Test 7

Dp Mors 46A, Test 1

Eine weitere Bohrung (Dp Mors 12/90) repräsentiert bereits den Salzhang an der Diapirflanke (direkte Auflage von Deckgebirge [kmGu] auf Salinar) und belegt (Test 5), daß dort keine Wegsamkeiten ausgebildet sind.

In vier Bohraufschlüssen wurde die Kontaktfläche Hutgestein / Salinar als söhlige Auflage von Hutgestein (ausgebildet als Kristallgips) auf Steinsalz angetroffen, ohne daß Hohlräume festgestellt werden konnten (vgl. Tab. 5.7).

In der Bohrung Dp Mors 40A ist die Kontaktfläche nicht im Bohrkern aufgeschlossen, da Kernverlust auftrat. Dieser Umstand und die Ausbildung von Marienglas-Rasen am basalen (erbohrten) Kern lassen es möglich erscheinen, daß hier ein Hohlraum vorgelegen haben kann. Im hydraulischen Test erwies sich der Salzspiegelbereich allerdings als hydraulisch undurchlässig. Im Bohraufschluß Dp Mors 45A liegt Hutgestein auf Hauptanhydrit der Salzstruktur. Dieser liegt in sog. Klippenfazies vor. Zwischen diesem und den Residuen des Hutgesteins treten ca. 1,4 m Gipsneubildungen auf, die eine karstartige Hohlraumkristallisation darstellen und einen fossilen Salzspiegel repräsentieren. Dieser ist an die Klippenausbildung gebunden und bildet ein isoliertes Lösungsvorkommen. Diese geologische Interpretation wird durch die hydraulische Testinterpretation gestützt (s.w.h.).

Dp Mors - Test	Testintervall	Test-Analyse											geologischer Befund	
		DST		n. KLOSKA 1998				n. GOLDER ASSOC. 1996/1997 b / BGR (JUNG 1998)						
		Depres- sion (kPa)	Förder- rate verbal (l/min)	Schicht- druck (kPa)	Frischw.- spiegel (m NN)	Permea- bilität (m <sup>2</sup> )	Trans- miss. (m <sup>2</sup> /s)	Depres- sion (kPa)	Slug-Test Fließzeit (min)	Rate (l/min)	Analyse Permea- bilität (m <sup>2</sup> )	Frischw.- spiegel (m NN)		Trans- miss. (m <sup>2</sup> /s)
7/90-3	229,5 – 254,4	total	n.m.	1790	56	1,0E-18 3,6E-20 1,0E-24	6,6E-12							direkte Auflage von Hutgestein (Kristallgips) auf Steinsalz; keine Hohlräume
11/90-3	203,6 – 258,0	1643	0,2	2352	142 132	2,4E-15 1,4E-15 8,7E-16	5,7E-07							direkte Auflage von Hutgestein (Kristallgips, lagenweise katatektischer Gips) auf Steinsalz, ohne Hohlräume, kompakt, mit 0°
14/89-3	242,6 – 265,5		n.m.	2201	93	1,0E-12 3,8E-16 1,0E-17	6,5E-08							direkte Auflage von Hutgestein (Kristallgips) auf Steinsalz; söhlig; keine Hohlräume
12/90-5	412,2 – 447,5	total	n.m.	1150	-149	9.E-20	2,4E-11							Direkte Auflage von Deckgebirge (kmGu) auf Salinar
40A-5	261,9 – 291,0							≈ 460	231	9,8E-04	<1E-18	n.b.	<2E-10	Übergang Hutgestein/Salinar nicht aufgeschlossen (Kernverlust), Hohlraum möglich
45A-7	250,0 – 262,1							≈ 300	2,3	13,3	4E-13	127±1	3,6E-05	Hutgestein lagert auf Anhydrit; Übergangsbereich als Kristallisation (Marienglas) in einem Hohlraum
46A-1	239,5 – 250,0							≈ 700	162	2,9E-03	<1E-18	n.b.	<8E-11	direkte Auflage Hutgestein (Kristallgips) auf Steinsalz; keine Hohlräume

n.m. nicht meßbar (kein meßbarer Zufluß)

n.b. nicht bestimmbar

DST Drillstem-Test

Tabelle 5.7 Geohydraulische Tests unter Einbeziehung der Grenzfläche Hutgestein / Salinar (Salzspiegel)

In Tab. 5.7 sind die Ergebnisse der hydraulischen Tests, die auch den Salzspiegel im Testintervall einbeziehen, gesondert zusammengestellt.

Mit dem Test Dp Mors 7/90-3 wurde bei „totaler“ Depression (Packereinbau mit Testventil, Zuflußtest ohne Lift) ein „nicht meßbar“ kleiner Zufluß registriert. Die Neuinterpretation (Testanalyse KLOSKA, 1998) weist den Horizont als hydraulisch undurchlässig aus. Dieses Ergebnis steht in Übereinstimmung mit dem geologischen Befund.

Der Test Dp Mors 11/90-3 (Packereinbau mit Testventil, Zuflußtest ohne Lift) ergab bei einer Depression von 1643 kPa „keinen meßbaren Zufluß“, aus dem Gestängevolumen wurde jedoch ein Zufluß von ca. 75 l (0,2 l/min) errechnet und daraus der sichere Nachweis von Fluidbewegungen im Testintervall abgeleitet. Nach dem geologischen Befund (trockener, hohlraumfreier Kontakt Hutgestein / Steinsalz) kann der Salzspiegel jedoch mit hoher Wahrscheinlichkeit keine Wegsamkeit darstellen.

Vor dem Hintergrund der Ergebnisse aller anderen Hutgesteinstests stellt diese deutliche Zuflußindikation den Ausnahmefall dar, für den keine hydrogeologisch plausible Ursache (durchlässiger Karst oder feuchter Salzspiegel oder definierte durchlässige Zone im Hutgestein) herangezogen werden kann.

Das Testintervall ist mit 54,4 m sehr lang. Von insgesamt 47 m Hutgestein sind ca. 24 m als Roter Salzton ausgebildet.

Die Durchsicht der Originalschichtenaufnahmen ergab, daß der Rote Salzton in den Kernmärschen Nr. 129 bis 139 (zwischen 207,3 bis 237,0 m u. GOK) vorkommt, dabei summarisch ca. 24,3 m mächtig ist und in plastischer bis weicher Konsistenz ausgebildet ist. Die restlichen Meter o.g. Kernstrecke bilden Gipseinschaltungen. Derartige plastische Tone bereiten beim Bohren des öfteren technische Probleme, weil sie vom Gebirge in das Bohrloch drücken können und dabei den Bohrlochquerschnitt verengen.

Es erscheint deshalb sehr naheliegend, im Zusammenhang mit dem hydraulischen Test und besonders unter den Bedingungen der sehr großen Druckabsenkungen eine Reduzierung des Testvolumens durch plastischen Ton anzunehmen. Dadurch würde eine entsprechende Menge Flüssigkeit aus dem Intervall in das Testgestänge verdrängt werden und einen Fluidzustrom aus dem Gebirge vortäuschen. 75 Liter Fluid im Testgestänge entsprechen rd. 14 % des Testvolumens und kämen rechnerisch zustande, wenn der Bohrlochradius ( $r = 5,6$  cm) im Bereich der Tone um rd. 1 cm reduziert würde. Dies erscheint durchaus realistisch.

Der Test Dp Mors 14/89-3 war ebenfalls ein Drill-Stem-Test; im Druckverlauf (Anfangs- und Endschließdruckmessung) war ein „geringer Zufluß“ erkennbar, nicht aber in der Fließperiode. Der Zufluß war „nicht meßbar“ klein; die quantitative Analyse ist nicht gesichert.

Nach dem geologischen Befund ist für den trockenen Salzspiegel keine Wegsamkeit zu unterstellen.

Im Testintervall (11,4 m Hutgestein [davon 8,5 m Roter Salzton] plus 11,5 m Steinsalz) können ins Bohrloch quellende Tone einen Zufluß vortäuschen. Damit würde die Testanalyse zwangsläufig in Richtung einer größeren Durchlässigkeit verfälscht sein; d.h. die „wahre“ Permeabilität wäre geringer. Kluffmechanik als Ursache nicht erklärbarer Druckverläufe ist bei dem getesteten Gebirge ( $\pm$  plastischer Schluffstein / Tonstein über Gips über Steinsalz) als sehr unwahrscheinlich zu bewerten.

Die Tests Dp Mors 40A-5 und Dp Mors 46A-1 registrierten so geringe Zuflußraten, daß deren zuverlässige meßtechnische Erfassung nicht mehr gesichert ist (JUNG, 1998). Vielmehr liegen diese Raten in einer Größenordnung, die durch verschiedene Störeffekte hervorgerufen werden können. Trotz einiger Einschränkungen bei der Analyse - nicht alle Phasen waren auswertbar - sind die Permeabilitätsangaben sicher. Bezüglich der Schichtdrücke waren die beiden Tests nicht auswertbar.

Der Test Dp Mors 45A-7 registrierte einen signifikanten Zufluß. Bei der Testanalyse ergab ein Composite-Modell, welches auch der geologischen Interpretation des Zuflußhorizontes (lokal begrenztes Lösungsvorkommen am fossilen Salzspiegel) nahekommt, die beste Anpassung. Die Permeabilität der äußeren Zone ist dabei um ca. 2 Größenordnungen geringer, als die der inneren Zone.

In zwei Fördertests wurden ca.  $6,2 \text{ m}^3 + \text{ca. } 3,5 \text{ m}^3 = \text{ca. } 9,7 \text{ m}^3$  salines Wasser ( $\rho = 1,194 \text{ g/cm}^3$ ) gefördert; der Druckverlauf wies auf ein begrenztes Reservoir hin. Die Altersdatierung (SONNTAG, 1997) weist der Sole ein C14-Alter von  $17 \cdot 10^3$  bis  $24 \cdot 10^3$  Jahren zu.

Der Schichtdruck bzw. der äquivalente Frischwasserspiegel wurde vertrauenswürdig in relativ guter Genauigkeit bestimmt.

Mit den hydraulischen Tests wurden für den Salzspiegel keine flächenhaft verbreiteten Salinarlösungen und keine flächenhaften Wegsamkeiten nachgewiesen. Vielmehr stützen die Testergebnisse und Interpretationen die geologischen Befunde und Interpretationen, nach denen am rezenten Salzspiegel aktuell keine salinarsubrosiven Prozesse festzustellen sind oder zu unterstellen wären. Die Beobachtung eines trockenen Salzspiegels trifft auch für das regionale Umfeld (Salzstock Plömnitz und Schönebeck) zu (BALZER, 1998).

Neben den bekannten isolierten Lösungsvorkommen Kb 2/85, Dp Mors 45A, Hmt-21/- (?), ist die Existenz weiterer isolierter Lösungsvorkommen wahrscheinlich.

In diesem Zusammenhang ist ein mögliches anderes humidsubrosives Phänomen den Salzspiegel betreffend zu diskutieren:



Nach HERRMANN (1992) ist die in der Tropfstelle Lager H der Grube Marie eintretende Gebirgslösung durch den Einfluß von Deckgebirgswässern geprägt. KÄBEL (1998) entwickelt eine Modellvorstellung, die die geologischen, geochemischen und hydrogeologischen Befunde widerspruchsfrei zusammenführt; Dabei ist die Schlußfolgerung für die Existenz eines Fließweges am Salzspiegel zu ziehen. Der geologisch prädestinierte horizontale Fließweg im Salzspiegelniveau wird durch den Ausbißbereich des Kaliflözes an der Hutgesteinsbasis hergestellt. Hier konnte die Subrosion selektiv vorseilend wirken; der geschaffene Hohlraum wurde auch bei stagnierender Salinar-subrosion nicht vollständig geschlossen, so daß verbundene Migrationspfade erhalten bleiben konnten.

Das Verbreitungsareal des Kaliflözes hat an der Westflanke der Hauptmulde Anschluß an potentiell wasserwegsame Schichtglieder des z2DA bis z3CA, die zum keuper- oder kreidezeitlichen Deckgebirge hinführen. - KÄBEL macht darauf aufmerksam, daß auf dem ca. 1 km langen horizontalen Migrationsweg zur Tropfstelle im Lager H die carnallitisch geprägten Salzlösungen keine spürbaren Beimischungen NaCl-geprägter Lösungen erfahren. Solche könnten aus dem Hutgestein oder vom Salzspiegel zusitzen. Voraussetzung wäre das Vorhandensein weiterer Wegsamkeiten am Salzspiegel. Da die o.g. Indizien nicht dafür sprechen, ist die Schlußfolgerung berechtigt, daß in dem betreffenden Areal das Hutgestein am Salzspiegel weitgehend hydraulisch dicht ist.

Die Darlegungen von KÄBEL machen es wahrscheinlich, daß weitere potentielle Migrationspfade existieren können, die sich an vorgezeichnete, durch selektive Subrosion an Kalisalzabissen ermöglichte Bahnen orientieren. In der Hutgesteinskarte (Anlage 5.5) sind deshalb die Flözausbisse am Salzspiegel im Bereich der Gruben Bartensleben und Marie dargestellt.

#### **5.2.3.4 Karstbildungen**

vgl. dazu Abb. 5.5

Die Sulfatkarsterscheinungen im Hutgestein sind an lokale, räumlich begrenzte Lösungsvorgänge durch ungesättigte wäßrige Lösungen in den residualen sulfatischen Gesteinen und in den Gesteinen der zechsteinzeitlichen Leithorizonte des z2 / z3 gebunden (BALZER, 1998).

Der Autor verweist darauf, daß in der geologischen Vergangenheit bis zum Pleistozän Salinar-subrosion und Humidsubrosion als kontemporäre Prozesse ablaufen konnten und sich die lithofaziellen Erscheinungsformen aus dem Wechselspiel beider Prozesse ableiten. Sulfatkarstbildungen stellen dabei eine spezifische, gleichsam die extreme Erscheinungsform der Humidsubrosion im Hutgestein dar.

Sulfatkarst tritt in verschiedenen Erscheinungsformen auf. Bei der genetischen Betrachtung stellt BALZER den Zusammenhang klimatischer, hydrogeologischer und gesteinspezifischer Faktoren heraus.

Der fossile Karst der Bohrung Dp Mors 69A stellt sich als ein vollständig mit Marienglas auskristallisierter ehemaliger schlotenartiger Hohlraum im residualen Hutgestein dar. Geringfügige Einlagerungen von Oberkreidematerial begründen die Annahme, daß die ursprüngliche Sulfatverkarstung im Zusammenhang mit einer erhöhten Zufuhr von Wässern während der Kreidesedimentation steht.

Der fossile Karstbereich wurde in Dp Mors 69A, Test 1 erfaßt. Neben der Gipsneubildung im Karstrom wurde residuales Hutgestein untersucht. Für das 49,4 m lange Testintervall betrug die Durchlässigkeit  $k = < 1E-18 \text{ m}^2$  bzw.  $k_f < 1E-11 \text{ m/s}$ .

Dieser Karsttypus besitzt die gleichen hydraulischen Systemeigenschaften wie das umgebende residuale Hutgesteinsgebirge und erfordert deshalb keine hydrogeologische Differenzierung.

Die in verschiedenen Bohrungen (Dp Mors 34A, 37A, 43A, 46A, 47A und 86A) nachgewiesenen Einlagerungen von Keupermaterial nahe der Oberfläche des residualen Hutgesteins sind als fossile Erdfallbildungen zu deuten. In der Bohrung Dp Mors 40A ist an der Oberfläche des Hutgesteins ein präexistenter Hohlraum durch jurassische Bildungen ausgefüllt.

Die genannten Karstbereiche sind in den hydraulischen Tests (Dp Mors 34A / Test 1, 37A / Test 1, 40A / Test 1, 43A / Test 1, 46A / Test 2, 47A / Test 1) mit eingeschlossen. Ihre genetische Stellung als Karstbildung erwies sich erst bei der detaillierten geologischen Bearbeitung und war zum Testzeitpunkt noch nicht bekannt.

Eine Parameterquantifizierung ist nur für Dp Mors 34A / Test 1 sinnvoll möglich: (6m Karstrom im 10 m langen Testintervall). Die Permeabilität ( $k < 1E-17 \text{ m}^2$  bzw.  $k_f < 1E-10 \text{ m/s}$ ) unterscheidet sich praktisch nicht vom intakten Hutgestein. Auch alle übrigen o.g. Tests erbrachten eine sehr geringe Durchlässigkeit und damit den qualitativen Hinweis, daß keine signifikanten hydraulischen Diskontinuitäten auftreten. Wegen der geringfügigen Karstanteile (0,1 m bis 3,0 m) innerhalb der relativ langen Teststrecken (33,5 m bis 60,0 m lang) muß eine explizite Quantifizierung entfallen.

Dieser Karsttypus flach verstürzter und isolierter Deckgebirgsanteile (Erdfälle) im Topbereich des Hutgesteins ist hydrogeologisch ohne praktischen Belang. Diese geringmächtigen und lokalen Areale stellen weder separate noch zusammenhängende Wegsamkeiten im Grenzbereich Deckgebirge / Hutgestein dar.

Im Tertiär unterlagen die sulfatischen Hutgesteine einer durch die tertiären Klimaverhältnisse gesteuerten, lokal tiefreichenden Auslaugung. In diesem Zusammenhang werden die Karsterschei-

nungen der Bohrungen Dp Mors 20/88 und Dp Mors 6/90 als tertiär angelegte Erdfälle mit tiefem Verstoß gedeutet.

Eine Genese durch Fließgewässer und die Präexistenz eines Karstsystems sind dagegen auszuschließen, weil paläogeographisch dafür kein entsprechend tiefes Vorflutniveau existieren konnte. Als tiefstes Niveau wäre in diesem Kontext theoretisch die Kreidebasis vorstellbar.

In der Bohrung Dp Mors 20/88 wurde mit Test 2 (18,2 m lang) eine 5,3 m mächtige Karstfüllung untersucht. Dabei wurde das gesamte Bohrloch „leergeliftet“; es stellte sich kein Zufluß ein; der Horizont erwies sich als „dicht“ (LAUTERBACH, 1992).

Die kreidezeitliche Schlottenfüllung in Dp Mors 6/90 kann aus dem Test 1 beurteilt werden. Mit einbezogen waren 12,5 m residualer Hauptanhydrit; die ermittelte Durchlässigkeit des Intervalls läßt sich danach abschätzen in

kf - residualer Hauptanhydrit (12,5 m) < 1E-11 m/s

kf - Kreideschlottenfüllung (9,7 m) ca. 5E-09 m/s.

Derart lokale Einsturzbildungen (weitere sind zu unterstellen) stellen punktuelle „Unstetigkeitsstellen“ im topnahen Bereich des Hutgesteins dar, die für die generelle Grundwasserströmung vernachlässigbar sind. Bei der Betrachtung zukünftiger Szenarien (Radionuklidtransport aus dem ERAM) könnten sie u.U. eine gewisse Bedeutung erlangen, da sich die Fremdgesteinsfüllungen bezüglich ihrer Sorptionseigenschaften vom Hutgestein unterscheiden. Allerdings sind die geometrischen Dimensionen dieser Einsturzbildungen sehr begrenzt.

Die Sulfatkarsterscheinungen in den Bohrungen Dp Mors 2/89, Dp Mors 11/90 und Dp Mors 42A1 treten im Topbereich der medianen Hutgesteinsauftragung auf und enthalten in 2 Fällen sicher auch anteilig offene Hohlräume.

Die Karsterscheinung der Bohrung Dp Mors 11/90 (+ 46,9 bis + 33,6 m NN) wird genetisch in Zusammenhang mit quartären Prozessen gebracht: kryogene Risse im Topbereich des Hutgesteins können an einer Schwächezone des Hutgesteins der Ausgangspunkt für die Herausbildung der Karstschlotte gewesen sein (Elster-I-Geschiebemergel überlagert Hutgestein).

Der Test Dp Mors 11/90, Test 1 war ein Gestängelifttest, dessen Intervall (45,6 m lang) auch 4,1 m hutgesteinüberlagerndes Quartär einbezogen hatte. Deshalb ist das Testergebnis (kf = 2E-07 m/s) nicht eindeutig zu beurteilen. Aus der Einlagerung von quartären Geröllen in die Karstschlotte kann jedoch auf eine lokal signifikant höhere Durchlässigkeit im Karstbereich geschlossen werden.

Die Tiefenwirkung dieser Verkarstung ist offenbar gering. Bereits rd. 12 m im Liegenden der Karstschlotte (bei + 21,9 m NN) tritt im Bohrkern Steinsalz als Kluffüllung auf, was als Indiz für „intaktes“ Hutgestein zu interpretieren ist.

In der Bohrung Dp Mors 2/89 (+ 71,7 bis  $\leq$  + 63,1 m NN) wurde in ähnlicher Hutgesteinskammlage eine Karstbildung durch Kernverlust und durch Spülungsverluste beim Bohren bekannt. Gipsneubildungen füllen den Karstraum teilweise aus; kreidezeitliches Gesteinsmaterial wurde in Spuren erbohrt. Die Tiefe des Karstraumes bzw. die Tiefenwirkung von Verkarstungserscheinungen ist nicht bekannt (Endteufe = + 63,1 m NN).

In der Bohrung Dp Mors 42A1 erreicht die Oberfläche Hutgestein (27,2 m unter GOK = 84,4 m NN) eine besonders exponierte Hochlage unter Quartär und Kreide. Dort wurde zwischen + 69,6 m und 63,6 m NN ein karstartig ausgebildeter Klufthohlraum (Einfallen der Kluft 80-90°), der partiell mit Marienglas auskristallisiert ist, angetroffen. Die Kluftweite ist nicht bekannt, da nur eine Kluftfläche im Kern ausgebildet ist. Die Tiefe der Kluft ist nicht explizit bekannt. Im erbohrten Kluftraum (6 m lang) wurden keine Fremdgesteinseinlagerungen angetroffen. Die Kluft tritt innerhalb einer isolierten Hauptanhydritscholle auf und setzt im Bohrprofil im Liegenden der Leithorizontfolge z2DA, z3GT, z3DA ein. Im Liegenden des erbohrten Karsthohlraumes ist der Hauptanhydrit extrem vergipst; bis ca. 55 m unter GOK treten im Kern karbonatische Einlagerungen auf, die zellig-porös ausgebildet sind.

Der hydraulische Test 1 (28,0-48,0 m unter GOK) erfolgte als Pumpetest im offenen Bohrloch ohne Packer gegen Sohle. Das Testintervall im unmittelbaren Topbereich des Hutgesteins hat somit indirekt Anschluß zum Deckgebirge (Oberkreide). In der RW1-Phase wurden in rd. 43 Stunden insgesamt 422 m<sup>3</sup> Wasser erhöhter Salinität gefördert. Die Durchlässigkeit des Testintervalls ist erwartungsgemäß groß ( $k = 3E-12 \text{ m}^2$ ).

Der Test 2 (Packertest 52,0-70,1 m,  $K = 7E-13 \text{ m}^2$ ) ist noch stark durch die Sulfatverkarstung, die zum Liegenden abklingt, geprägt.

Die Testanalyse Test 5 (70,0-125,0 m;  $K = \text{ca. } 3E-18 \text{ m}^2$ ) ist zwar formal unsicher, wird in ihrer qualitativen Aussage jedoch durch den geologischen Befund vertrauenswürdig: ab Teufe 108,9 m (+ 2,7 m NN) tritt im Bohrkern sekundäres Steinsalz auf Klüften auf, ein eindeutiges Indiz für hydraulische Undurchlässigkeit.

Die vorgenannten drei Karsterscheinungen werden als Beispiel einer jungen Sulfatkarstbildung interpretiert. Ihr Vorkommen im ältesten Hutgestein (Top Hut) und gleichzeitig in besonders exponierter Hutgesteinshochlage, sowie das weitgehende Fehlen von Fremdgesteinseinlagerungen aus dem Deckgebirge machen eine geologisch junge Anlage wahrscheinlich. Ursächlich könnten dafür glazigene und/oder kryogene Prozesse im Pleistozän verantwortlich sein. In vergleichbarer Hutgesteinsposition sind weitere derartige Bildungen wahrscheinlich.

Bei der Modellierung der regionalen Grundwasserverhältnisse stellen diese Karstbildungen im Topbereich der medianen Hutgesteinsauftragung lediglich lokale hydraulische Unstetigkeiten dar, die vernachlässigt werden können. Dagegen können sie im Zusammenhang mit der Model-

lierung einer eindimensionalen Strömung (Radionuklidtransport aus dem ERAM) Bedeutung haben, weil sie im Zusammenspiel mit der DGL den Transportweg durch das „intakte“ Hutgestein verkürzen können.

Die karstartigen Hohlräume in den Bohrungen Kb Mors 2/85 und Dp Mors 45A im Grenzbe- reich Hutgestein / Salzstruktur können auch als Chloridkarstbildungen bezeichnet werden, da sie im Gefolge der Salinarsubrosion entstanden sind.

In der Kb Mors 2/85 nahe der SW-Randstörung befindet sich eine ca. 1,6 m mächtige Hohl- raumbildung dicht oberhalb des eigentlichen Salzspiegels innerhalb der jüngsten Hutgesteins- bildungen. Dieser durch Salinarsubrosion entstandene Hohlraum ist quasi der verbliebene Rest- hohlraum unvollständiger Auskristallisation unter Erhaltung von Lösungen.

In einem Fördertest wurde mittels Airlift (ca. 21,5 l/min über ca. 2 Stunden) eine Sole ( $\rho = 1,21 \text{ g/cm}^3$ ) produziert, die nach GELLERMANN et al. (1991) ein C14-Alter von  $37 \cdot 10^3$  Jahren auf- weist.

In der Bohrung Dp Mors 45A nahe der NE-Randstörung liegen Kristallgipse jüngster Hutge- steinsbildungen auf einer Anhydritklippe der Salzstruktur. Das Salzlager im Hangenden der Klippe ist dort vollständig subrodiert, der Lösungshohlraum ist nicht vollständig auskristalli- siert und ein Lösungsreservoir ist erhalten geblieben.

Die geologische und die hydraulische Interpretation gehen von einem begrenzten Reservoir aus. Vgl. Ausführungen 5.2.3.4 und Abb. 5.4.

### 5.2.3.5 Modellhafte Schematisierung des Hutgesteins

Die geologische und geohydraulische Gesamtauswertung der über das Hutgestein vorliegenden Erkenntnisse führt dazu, diese hydrostratigraphische Einheit in zwei Untereinheiten zu gliedern und daneben vier mit Karsterscheinungen zusammenhängende Sonderformen zu benennen.

Die *erste Untereinheit*, die den Hauptteil des Hutgesteins ausmacht, besteht aus den residualen Ca- Sulfatgesteinen (Subrosionsrückstände des Staßfurt- und Leinesteinsalzes sowie Gips- bzw. Anhy- dritneubildungen) und aus den zwei zechsteinzeitlichen Leithorizonten Hauptanhydrit und Roter Salzton in ihrer subrosiv überprägten Form. Der Anteil des Roten Salztons ist untergeordnet, so daß seine spezifischen Eigenschaften bei der modellhaften Schematisierung nicht weiter reflektiert werden. Es hat sich inzwischen eingebürgert, diese Untereinheit mit dem Begriff „intaktes Hutge- stein“ zu bezeichnen. Ihr wird eine Modelldurchlässigkeit von  $K = 1\text{E-}18 \text{ m}^2$  bzw.  $k_f = 1\text{E-}11 \text{ m/s}$  und eine diffusionszugängliche Matrixporosität von  $< 0,001$  bis  $0,005$  (Referenzwert  $0,001$ ) zuge-

schrieben. Sie kann als System weitmaschig vernetzter, gefüllter, partiell offener Klüfte aufgefaßt werden, wobei als Kluffüllung Gips oder Steinsalz auftritt.

Die *zweite Untereinheit* des Hutgesteins besteht aus den zechsteinzeitlichen Leithorizonten Deckanhydrit, Grauer Salzton und Leinekarbonat in ihrer halokinetisch und subrosiv überprägten Ausbildung. Die aus Bohrungen und Grubenauffahrungen bekannte Zerstückelung dieser Schichtenfolge ist im Grenzbereich Östlicher Schachtsattel-Hauptmulde am geringsten. Deshalb wird sie nur hier innerhalb der residualen Strukturen des Hutgesteins modellhaft schematisiert. Die Schichtenfolge wird als eine 5 m mächtige Kluft behandelt, deren Füllung aus Ton mit eingebetteten Gips- und Karbonatbruchstücken besteht und eine effektive Porosität von 0,01 bis 0,05 (Referenzwert 0,03) besitzt. Die diffusionszugängliche Porosität des vorwiegend tonigen Füllmaterials wird mit 0,15-0,30 (Referenzwert 0,20) abgeschätzt. Die Durchlässigkeit variiert zwischen  $1\text{E-}8$  m/s und  $1\text{E-}11$  m/s. Die Schichtenfolge durchzieht modellhaft das Hutgestein von seiner Basis bis zum Keuper- bzw. kreidezeitlichen Deckgebirge. Ihre Verbreitung ist in Anlage 5.5 dargestellt (Modelluntereinheit A13-K2).

Mit Karsterscheinungen können vier Sonderausbildungen des Hutgesteins schematisiert werden:

\* Karstschlotten

Die im Gefolge der Humidsubrosion (Sulfatkarst) gebildeten Schlotten reichen bis 10 m, maximal 50 m unter die Hutgesteinsoberfläche. Als fossile Erdfälle interpretiert, ist ihr Durchmesser etwa gleich der Eindringtiefe anzusetzen. Modellhaft sind sie als vertikale gefüllte Röhren schematisierbar. Die Porosität der Füllung (effektiv sowie diffusiv) wird mit 0,01 bis 0,1 geschätzt. Die Durchlässigkeit ist meist ähnlich der des intakten Hutgesteins und variiert zwischen  $5\text{E-}9$  und  $1\text{E-}11$  m/s, kann aber in den Toplagen des Hutgesteins auch um ca. 2 Größenordnungen größer sein.

\* Offene Klüfte im Hauptanhydrit

Als Begleiterscheinung der Humidsubrosion sind vereinzelt ehemals salzgefüllte Klüfte als offene Hohlräume im subrosiv überprägten Hauptanhydrit des ansonsten intakten Hutgesteins vorhanden. Sie können modellhaft als subvertikale offene Röhren aufgefaßt werden, die als Kurzschlüsse zwischen intaktem Hutgestein und dem Deckgebirge bzw. der Schichtenfolge Deckanhydrit-Leinekarbonat fungieren. Die Kluftlänge kann keinesfalls größer als die Ausdehnung der zugehörigen Hauptanhydritscholle im Hutgestein sein.

\* Isolierte Hohlräume im Salzspiegelniveau

Die an zwei Stellen erbohrten reliktschen Hohlräume von fossilem Chloridkarst können Veranlassung sein, entsprechende Elemente als offene horizontale Klüfte modellhaft zu schematisieren. Die Hohlraummächtigkeit könnte 0,1 bis 1,0 m betragen, die Erstreckung des Klufthohlraumes am Salzspiegel mit 100 oder sogar 200 m festgesetzt werden. Da beide Chloridkarstvorkommen im

Flankenbereich der Salzstruktur am Rande des Hutgesteins angetroffen wurden, wäre ein horizontaler Hohlraum als Modellelement im Salzspiegelniveau dementsprechend zu positionieren.

\* Selektiv subrodiertes Flöz im Salzspiegelniveau

Bergbaugeophysikalische Spezialmessungen wiesen eine Tieferlegung des Salzspiegelniveaus um ca. 10 bis 30 m im Flözausbißbereich des Zentrals der Grube Bartensleben und beim Salzlösungsvorkommen des Lagers H nach, die auf selektive Subrosion des Kaliflözes und angrenzender Abschnitte des Staßfurt-Steinsalzes zurückgeführt werden kann. Anlage 5.5 gibt die Ausbisse des Kaliflözes am Salzspiegel wieder. Selektive Subrosion ist bisher lediglich beim Flöz an der Westflanke der Hauptmulde nachgewiesen, wobei dort eine unmittelbare hydraulische Beziehung zur potentiell grundwasserleitenden Schichtenfolge Deckanhydrit / Grauer Salzton / Leinekarbonat im Hutgestein gegeben ist. Die modellhafte Schematisierung ist als horizontale gefüllte Röhre oder Kluft möglich, deren Durchlässigkeit etwas größer als die der angeschlossenen Schichtenfolge festgelegt werden sollte (so daß der hydraulische Widerstand des selektiv subrodierten Raumes nicht bestimmend für Transportprozesse im Modell wird).

Die eingangs genannten zwei Untereinheiten (intaktes Hutgestein, Folge DGL) sind Bestandteil des Modells der (großräumigen) Grundwasserbewegung im Deck- und Nebengebirge des Endlagers. Die Sonderelemente „Karstschlotte“ und „offene Kluft im Hauptanhydrit“ können evtl. von Bedeutung bei Modellrechnungen zur Radionuklidfreisetzung sein, während die beiden letztgenannten Sonderelemente bisher keine Rolle bei Simulationsrechnungen spielen. Die modellhafte Schematisierung einer Salzspiegelbegleitzone, die in früheren BGR-Berichten vorgenommen wurde (BALZER et al., 1993; LANGKUTSCH et al., 1997), kann dem jetzigen Kenntnisstand gemäß entfallen.

#### 5.2.4 Buntsandstein (s)

Die hydrogeologische Bedeutung des Buntsandsteins für das ERAM wird maßgeblich vom geologischen Strukturbau vorgegeben und von den variierenden lithologischen Ausbildungsformen der einzelnen geologisch differenzierten Schichtglieder bestimmt.

In der strukturgeologischen Tiefscholle der *Lappwaldmulde* besitzt der Buntsandstein wegen seiner großen Tiefenlage und wegen der mächtigen grundwassernichtleitenden Bedeckung durch Muschelkalk, Unteren Keuper und Unteren Gipskeuper für die Hydrogeologie des Standortes ERAM keine Bedeutung. Von den Erkundungsbohrungen „Subherzyn“ sind im einzelnen nicht näher spezifizierte Ergebnisse von Tests im Buntsandstein der Lappwaldscholle bekannt (BANDLOVA, 1992): In der Bohrung 104/64 wurde bei einem Test im Mittleren Buntsandstein bei 1084-1121 m Teufe ein Salzwasservolumen von 5,1 m<sup>3</sup> produziert. Ein identisches Ergebnis wurde auch in der Bohrung 105/63 erzielt, während in einer dritten Bohrung (Subherzyn 102h/62) im Oberen und Unteren Buntsandstein kein Zufluß erzeugt werden konnte.

Oberer Buntsandstein wurde mit der Untersuchungsbohrung Dp Mors 3/89 in 921,6 m bis 1031,2 m Teufe über Zechstein angetroffen. Da die Buntsandsteinfolgen der Lappwaldscholle außerhalb des hydrogeologischen Modellraumes liegen, wird auf sie nicht weiter eingegangen.

Auf der strukturgeologischen Hochscholle der *Weferlinger Triasplatte* sind die Schichtglieder des Buntsandsteins die dominierende geologische und hydrogeologische Formation. Sie stehen entweder zu Tage an oder haben nur eine relativ geringe quartäre bzw. tertiäre Bedeckung.

- Der Untere Buntsandstein (su), Modelleinheit T6 stellt bei der generalisierenden hydrogeologischen Gliederung die Basis des hydrogeologischen Stockwerkbaues der Triasplatte dar. Entsprechend seiner lithologischen Zusammensetzung besteht der su dominant aus grundwasserhemmenden bis grundwassernichtleitenden Bildungen, die ihrerseits von undurchlässigen Resten des Zechsteinsalinars unterlagert werden. Daraus leitet sich für eine modellhafte Schematisierung die Begründung der Modelleinheit T6 als liegender Grundwasserstauer ab. Somit stellt die su-Oberfläche als undurchlässiger Rand die Modellbasis des HGM in diesem Gebiet dar.

Der Untere Buntsandstein streicht auf der Triasplatte, östlich außerhalb des HGM, aus (Anl. 2).

- Der Volpriehausen-Sandstein (smVS) ist hydrogeologisch im allgemeinen als Grundwasserleiter einzuschätzen. Im Modellbericht (LANGKUTSCH et al., 1997) wurde der smVS als eigenständige Modelleinheit T5 schematisiert und von den ausgeprägt undurchlässigen Schichten im Liegenden (T6) und Hangenden (T4) unterschieden. Das einzige geohydraulische Testergebnis (Dp Mors 8/89, Test 3) rechtfertigt die Ansprache des smVS als Grundwasserleiter nicht. Das Testintervall (180,3 bis 225,0 m) besteht aus



180,3	- 184,4 m	Volpriehausen-Wechselfolge	T4
	- 195,1 m	Volpriehausensandstein-Oberbank	T5
	- 200,5 m	Volpriehausensandstein-Unterbank	T5
	- 225,0 m	Bernburg-Folge	T6

Im Bohrprofil ist die Oberbank des smVS als Wechselfolge von Schluffstein mit dünnen Feinsandsteinlagen und -linsen und mit Tonsteineinschaltungen entwickelt. Nur die Unterbank ist ein Fein- bis Mittelsandstein, der auch tonig-schluffige Lagen sowie Tonsteingerölle enthält. Nach der aktuellen geologischen Beurteilung (BURCHARDT, 1998) ist der in der Bohrung Dp Mors 8/89 angetroffene Schichtenaufbau des smVS repräsentativ für das Untersuchungsgebiet Morsleben. Die für das Testintervall ermittelte sehr geringe Durchlässigkeit  $2E-17 \text{ m}^2$  (KLOSKA 1997) ist deshalb grundsätzlich plausibel. Die geringen Zuflüsse beim Test wurden bei großer Depression erzielt (Produktivitätsindex  $1,1 \text{ l/h} \cdot \text{Mpa}$ ). Der geringe Wasserandrang entspricht der grundsätzlichen hydrogeologischen Situation.

Die Speisungsbedingungen für den smVS sind ausgesprochen ungünstig. Selbst bei einer fiktiven Unterstellung einer eigenen guten Durchlässigkeit wäre nur ein äußerst geringer unterirdischer Abfluß im smVS vorstellbar (ausgeprägte, undurchlässige Überdeckung, sehr kleine Ausstrichsfläche für eine direkte Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet).

Entsprechend den geologischen und geohydraulischen Ergebnissen ist die smVS-Schichtenfolge insgesamt als Grundwasserhemmer zu charakterisieren. Bei Beibehaltung der geometrischen Schematisierung dieser Schichtenfolge wird die hydraulische Bewertung der Gebirgseigenschaft gegenüber dem Modellbericht daher korrigiert auf  $k_f \leq 1E-09 \text{ m/s}$ . Die hydraulische Differenzierung zwischen den Modelleinheiten T5 und T4 ist danach nur noch gering.

- Die Schichten der Volpriehausen-Wechselfolge (smV), Modelleinheit T4, können, da sie nur sehr untergeordnet geringmächtige Feinsandsteinlagen enthalten und im übrigen aus Schluffstein und Tonstein mit Lagen aus Rogenstein und Kalkstein bestehen, als ein ausgeprägter Grundwasserhemmer interpretiert werden. Das Testergebnis Dp Mors 8/89, Test 2, entspricht dieser Bewertung. Da beim Lift-Test trotz totaler Depression meßtechnisch kein Schichtwasserzufluß erfaßbar und kein Druckaufbau registrierbar war, muß das Testintervall (123,0-150,0 m) als dicht gelten. Eine Parameterquantifizierung war unter diesen Bedingungen nicht mehr möglich. Weitere hydrogeologische Untersuchungsbefunde liegen nicht vor. Als einheitlicher Wert wird für die Wechselfolge eine Durchlässigkeit von  $k_f = 1E-10 \text{ m/s}$  veranschlagt.
- Die Sollingfolge (smS) kann hydrogeologisch zu einer Modelleinheit (T3) zusammengefaßt werden. Solling-Bausandstein (smSS) und Solling-Wechselfolge bilden zusammen einen (Kluft-)Grundwasserleiter. Dessen vorrangige Trennfugendurchlässigkeit wird durch das

FCON-Log der Bohrung Dp Mors 94A unterstrichen. Kluftwasserzuflüsse erfolgten dort sowohl im Sollingsandstein als auch in der tonig-schluffigen Wechselfolge.

Die beiden Geohydrauliktests erzielten sehr ähnliche Ergebnisse:

Dp Mors 8/89-1; 57,7-84,2 m,  $k_f = 6,8E-06$  m/s

Dp Mors 94A-1; 145,0-160,0 m,  $k_f = 7E-06$  m/s

Die mit den Kurzpumpversuchen an den Grundwassermeßstellen ermittelten Durchlässigkeiten

GWM 93A:  $k_f = 1,4E-05$  m/s

GWM 94A:  $k_f = 1,4E-05$  m/s

sind naturgemäß etwas größer, da die GWM-Filter bevorzugt auf klüftige Bereiche ausgerichtet wurden.

Die an einzelnen Kernproben bestimmten laborativen Matrixdurchlässigkeiten bringen die vertikale Durchlässigkeit des ungeklüfteten Gebirges zum Ausdruck und widerspiegeln in ihrer Bandbreite ( $1E-06$  ...  $3E-09$  m/s) die bis in den kleinen Probenmaßstab reichende Anisotropie, die durch verschieden schluffige Einschaltungen (Lagen und Schmitzen) hervorgerufen wird.

Nach porosimetrischen Laboruntersuchungen ergibt sich für Kernproben (7) mit sandigem Grundmaterial eine effektive Porosität zwischen 9 ... 16 % (Mittelwert rd. 14 %). Für die Tonstein- und Schluffsteinanteile werden Porositäten zwischen  $>0$  ... 5 % abgeschätzt.

Für die Modelleinheit T3 insgesamt wird ein Parameterschätzwert in einer Spannweite von  $k_f = 1E-05$  ...  $1E-06$  m/s veranschlagt.

In dem Ausstrich-Gebiet des sm haben die grundwasserleitenden Schichten hydraulischen Anschluß zum oberflächennahen Grundwasser. Das höchste Niveau wird in der Dp Mors 24/89 im Gebiet der hydraulischen Toplage gemessen. Im übrigen Verbreitungsgebiet gelangt der sm-GWL unter grundwasserhemmende Bedeckung durch den Oberen Buntsandstein.

- Die Schichtenfolgen des Oberen Buntsandsteins (Röt) sind entsprechend ihrer lithologischen Ausbildung als regionaler Grundwasserhemmer zu charakterisieren. Sie wurden mit den Erkundungsbohrungen Dp Mors 8/89 (51,3 m), Dp Mors 93A (47,7 m) und Dp Mors 94A (114,4 m) durchteuft und grundsätzlich in der im Kap. 5.1.1 aufgeführten Gesteinsausbildung (Schluffstein, Tonstein, Dolomitmergelstein, Gips, ganz vereinzelt wenige dm-mächtige Feinsandsteinlagen, jedoch ohne Rötsteinsalz) angetroffen. Spezielle Untersuchungen wurden nicht vorgenommen. In der Bohrung Dp Mors 94A erfaßt das FCON-Log nur den unteren Anteil (41,2 m Salinarröt) des Röt. In diesem Bereich traten keine Kluftwasserzuflüsse auf. Es existieren keine Meßdaten zur Abschätzung der Gebirgsdurchlässigkeit. Die im Verbreitungsgebiet des Röt bekannten Erdfallbildungen (Gipskarst im Salinarröt) stützen die grundsätzliche Annahme von Wasserwegsamkeiten innerhalb des Röt (Gebiet K1, Anl. 5.4), weil sie die Voraussetzung für

die Herausbildung dieses Phänomens sind. Das von Erdfallerscheinungen betroffene, an der Tagesoberfläche ersichtliche Gebiet innerhalb der Rötverteilung (K2) wird nochmals mit einer bevorzugten Wasserwegsamkeit veranschlagt. Die vorgenommene Parameterschätzung muß angesichts der Datenlage aber als sehr vage betrachtet werden.

Gebiet K1:  $k_f = 1E-08 \dots 1E-07 \text{ m/s}$

Gebiet K2:  $k_f = 1E-07 \dots 1E-06 \text{ m/s}$

Nach den geologischen Informationen ist das Rötsteinsalz weitestgehend abgelautet. Die Beschaffenheit der Grundwässer weist in der insgesamt erhöhten Gesamtmineralisation auf eine noch existente spezifisch geogene Beeinflussung des Grundwasser-Chemismus der Triasplatte hin. Diese Merkmale können ebenfalls an Oberflächengewässern der Triasplatte registriert werden (vgl. Kap. 6.1.4).

– Bereich der Nordostrandstörung, Modelleinheit T7

Der Gebietsstreifen zwischen den „NE-Randstörungen“ 1 und 2 ist hydrogeologisch nur sehr allgemein zu beschreiben und nur sehr vage für die Modellparameterisierung zu quantifizieren. In dieser Zone versteilt sich das Fallen der Sedimente von NE nach SW zunehmend; an der Oberfläche wurden Fallwerte von 60-70° SW gemessen. Diese Zone ist eine Bewegungszone, in der Gesteine der Triasplatte steil nach SW abgeschleppt wurden. Die Gleitflächen können a priori nicht als bevorzugt grundwasserleitend aufgefaßt werden. Wegen der Mylonitisierung dieser Gleitflächen sind diese Bewegungsbahnen hydraulisch eher nicht exponiert.

Diese Schollen setzen sich hauptsächlich aus Gesteinen des Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandsteins zusammen. In diesen Bereich verkeilte Muschelkalkschollen treten nicht nur an der Tagesoberfläche zutage, sondern können auch noch bis in den Basisbereich abgeschleppt sein bzw. ebenso isoliert in der Allertalzone vertreten sein.

Bohrungen mit hydraulischen Tests liegen für diese Störungszone nicht vor. Dieses Defizit wird dadurch relativiert, daß Einzelergebnisse, insbesondere in dieser Zone, nur eine geringe Repräsentanz erlangen könnten.

In dem stark lagerungsgestörten Bereich sind die wechselhaften Lagerungsverhältnisse im Einzelnen nicht nachvollziehbar. Aus einzelnen Bohrungsaufschlüssen ist jedoch ableitbar, daß die in den Basisteilen verbreiteten sm-Schollen und su-Schollen (auch ku-Schollen?) als hydraulisch undurchlässig zu beurteilen sind (Bereich K2). In ihrer gesamten vertikalen Mächtigkeit stellen diese Schollen jedoch keine ausgeprägt undurchlässige Barriere dar. Die hydrogeologische Stockwerksgliederung, wie sie im ungestörten Gebiet bei ebenem bis sehr flachem Schichteinfallen vorliegt, wird in diesem Randstreifen als weitgehend aufgelöst betrachtet zugunsten einer zufälligen Verteilung von Wegsamkeiten, die nicht nachvollziehbar sind. Die

Durchlässigkeitsverhältnisse können deshalb nur mit einer nicht näher differenzierbaren großen Parameterspannweite beschrieben werden (K1). Lokal variierende Profildurchlässigkeiten können zu lokal variierenden Grundwasserdruckhöhen führen und - in genereller Grundwasserströmungsrichtung gesehen - vor, innerhalb und hinter der NE-Rand-Störungszone auftreten. In diesem Zusammenhang sind u.a. auch die artesischen Druckhöhen (Dp Mors 93A, Hy Mors 5/83) als normale, nur die spezifisch lokalen Durchlässigkeitsverhältnisse der näheren Umgebung widerspiegelnde Abweichung von einer generalisierenden, fiktiv gleichsinnigen Durchlässigkeits- und Druckverteilung zu verstehen. Die nahe den Bohrungen Kb Mors 1/84 und Dp Mors 94A verlaufende und die NE-Randstörungszone durchschneidende Störung (vgl. Anl. 2 und 5.2) ist dagegen ein Exempel für eine diskrete Wasserwegsamkeit von der Triasplatte (T3) durch die NE-Randstörung hindurch bis in die Allertalzone.

Im Ergebnis der skizzierten hydrogeologischen Schematisierung wird als Startwert für die Modellkalibrierung folgender Parametersatz empfohlen:

Basisbereich K2:  $k_f = 1E-11 \dots 1E-09 \text{ m/s}$

Bereich K1:  $k_f = 1E-09 \dots 1E-07 \text{ m/s}$ .

### 5.2.5 Muschelkalk (m)

Der Muschelkalk hat in seinem Verbreitungsgebiet auf der Lappwaldscholle wegen seiner generell grundwasserundurchlässigen Ausbildung, die u.a. durch das Vorkommen eines Steinsalzlagers im Mittleren Muschelkalk und durch steinsalzgefüllte Klüfte im Oberen Muschelkalk noch unterstrichen wird, die Bedeutung und Funktion eines Grundwassernichtleiters und ist deshalb und auch wegen seiner großen Tiefenlage nicht in den hydrogeologischen Modellraum einbezogen. In der Dp Mors 52A wurde in einer Tiefe von 600 - 650 m u. GOK der Muschelkalk hydraulisch getestet. Seine Gebirgsdurchlässigkeit wurde mit  $K < 1E-18 \text{ m}^2$  (bzw.  $k_f < 1E-11 \text{ m/s}$ ) ermittelt.

Auf der Weferlinger Triasplatte gehört der Muschelkalk struktureologisch bedingt (Hochscholle) randlich zum hydrogeologischen Modellraum.

Durch das Auftreten des Unteren Muschelkalkes an der Erdoberfläche - die harten Kalksteine bilden morphologische Erhebungen - ist er oberflächennah mehr oder weniger zerrüttet und besitzt eine nicht näher definierbare Trennfugendurchlässigkeit. Bei einer Restmächtigkeit von ca. 30 m befindet sich der Muschelkalk oft oberhalb der Grundwasseroberfläche. Seine Bedeutung als eine die Grundwasserbewegung signifikant beeinflussende selbständige Einheit ist deshalb gering.

Für den klüftigen Unteren Muschelkalk auf der Triasplatte liegen keine speziellen Untersuchungsergebnisse zur Gebirgsdurchlässigkeit vor.

Im Rahmen der hydrogeologischen Modellschematisierung geht er, wie auch die oberflächennahen quartären und tertiären Bildungen, als Deckschichten ein, unterscheidet sich jedoch von diesen in der Durchlässigkeit; diese wird mit einer Bandbreite von  $k_f = 1E-08 \dots 1E-07 \text{ m/s}$  eingeschätzt (LANGKUTSCH et al., 1997).

Im Bereich der NE-Randstörung sind Schollen von Muschelkalk in Verbindung mit Buntsandsteinschollen diskontinuierlich eingebaut, bilden deshalb dort keine eigenständige geologisch und hydraulisch abgrenzbare Einheit, sondern müssen als Teil des Gesamtverbandes betrachtet werden.

### 5.2.6 Unterer Keuper und Unterer Gipskeuper (ku und kmGu)

Unterer Keuper und Unterer Gipskeuper stellen entsprechend ihres lithologischen Aufbaues hydraulisch gleichermaßen impermeable Schichtglieder dar, so daß sich keine hydrogeologischen Differenzierungen ergeben.

Die hydraulischen Tests im Unteren Keuper und im Unteren Gipskeuper (Dp Mors 12/90, Dp Mors 52A) bestätigen mit den ermittelten Gebirgsdurchlässigkeiten die aus dem geologisch-lithologischen Befund ableitbare hydrogeologische Bewertung als Grundwassernichtleiter ( $K < 1E-18 \text{ m}^2$  bzw.  $k_f < 1E-11 \text{ m/s}$ ). Der Untere Gipskeuper begrenzt in der Lappwaldscholle in dieser Eigenschaft den hydrogeologischen Modellraum (L9 = Modellbasis). In den reliktschen schollenartigen Vorkommen im östlichen Teil der Allertalzone werden Unterer Keuper und Unterer Gipskeuper in der Modelleinheit A12 zusammengefaßt und auf Grund hydrogeologischer Interpretationen und Annahmen im Hinblick auf die geohydraulische Modellierung bewertet. In diesem Zusammenhang wird die Möglichkeit einer vertikalen Differenzierung der Durchlässigkeit gesehen. Die Annahme einer höheren Permeabilität für die Hangendanteile kann mit einer gewissen Zerrüttung plausibel gemacht werden, insbesondere dann, wenn Schollen an der östlichen Hutgesteinsflanke weit nach oben aufgeschleppt wurden. Deshalb wird für A12-K1 eine Durchlässigkeit  $k_f = 1E-09 \text{ m/s}$  vorgegeben. Unterhalb  $\pm 0 \text{ m NN}$  wird die Modelleinheit in ähnlicher Ausbildung wie auf dem Lappwald gesehen, allerdings wird im Allertal über dem Hutgestein keine geringere Durchlässigkeit als für das Hutgestein selbst zugelassen. Damit beträgt für A12-K2  $k_f = 1E-11 \dots < 1E-10 \text{ m/s}$ .

### 5.2.7 Schilfsandstein (kmS)

Der Schilfsandstein ist der tiefste potentielle Aquifer, der bei der Behandlung des Wasserkreislaufes bzw. der Grundwasserbewegung noch in Betracht zu ziehen ist. Wegen seiner überwiegend großen Tiefenlage (vgl. Anl. 5.2) und der hydraulisch weitgehenden Hangendabdichtung durch den Oberen Gipskeuper (Kap. 5.2.9) ist er am Wasserkreislauf quantitativ nur sehr untergeordnet beteiligt. Die saline Grundwasserbeschaffenheit variiert in Abhängigkeit von Teufe, Lagerungsverhältnissen und den damit in Zusammenhang stehenden Möglichkeiten einer Süßwasserbeimischung stark und reicht von der Konzentrations-(über)sättigung (Dp Mors 3/89 in tiefer Muldenposition mit Salzzement) bis zum Brackwasser (Dp Mors 10/88 in aufgeschleppter Position an der SW-Randstörung). Der Schilfsandstein tritt durchgängig verbreitet nur in der Lappwaldmulde auf. In der Allertalzone ist er dagegen nur noch inselartig anzutreffen.

Die Bezeichnung als Aquifer trifft auf diesem Schichtenverband nur bedingt zu, da er sowohl sehr geringdurchlässig als auch praktisch undurchlässig ausgebildet sein kann. Seinen Namen als Sandstein rechtfertigen im Bearbeitungsgebiet nur einzelne mehr oder weniger schluffige Feinsandsteinlagen bzw. -bänke, die summarisch  $< 30 \%$  der Gesamtmächtigkeit einer Folge ausmachen, die überwiegend als Schluffstein ausgebildet ist.

Die Wechselhaftigkeit und Absetzigkeit der Feinsandstein-Einschaltungen erlaubt keine interne hydrogeologische Differenzierung des Schilfsandsteinkomplexes. Vielmehr ist das Zusammenwirken von Porenwasserströmung und Kluftwasserströmung ein charakteristisches Merkmal des Schilfsandsteins.

Die Auswertung von 10 Geohydrauliktests (vgl. LANGKUTSCH et al. 1997) im kmS ergab eine große Variabilität der Durchlässigkeit. Die in-situ Testintervalldurchlässigkeiten variieren in einem Bereich von  $k_f < 1E-11$  m/s bis  $5E-7$  m/s. Eine generelle Abhängigkeit der Durchlässigkeit von der Teufenlage ist nicht erkennbar. Die Variabilität der  $k_f$ -Werte ist in tiefliegenden wie auch höherliegenden Bereichen zu beobachten.

Die auf die Feinsandsteinbänke reduzierten Gebirgsdurchlässigkeiten an den einzelnen Bohrpunkten liegen in einem Bereich von  $T = \text{ca. } 1E-9$  bis  $1E-6$  m<sup>2</sup>/s. (Eine Ausnahme bildet dabei die Bohrung Dp Mors 3/89, wo der Porenraum des Sandsteins und die Klüfte salzzementiert ist und deswegen eine Transmissivität  $T < 1E-11$  m<sup>2</sup>/s ermittelt wurde.)

Eine Abhängigkeit der Durchlässigkeit von der summarischen Sandsteinmächtigkeit oder von der Klufthäufigkeit ist nicht feststellbar. Die Klufthäufigkeit schwankt in den drei Bohrungen nach CBIL-Log-Auswertung sehr weit

Dp Mors 51A:  $0,08 \text{ m}^{-1}$

Dp Mors 52A:  $1,64 \text{ m}^{-1}$

Dp Mors 55A:  $4,02 \text{ m}^{-1}$

Die Klüfte sind durch Gips, z.T. Anhydrit, Steinsalz, selten Kalzit mineralisiert und offenbar überwiegend hydraulisch undurchlässig. In Bohrung Dp Mors 55A treten im Basisbereich des kmS steinsalzgefüllte Klüfte auf. Wie viele Klüfte oder Harnischflächen tatsächlich hydraulisch wirksam sind, kann nicht ausgesagt werden und kann auch nicht den FCON-Messungen entnommen werden.

Die wenigen Zuflußindikationen beim FCON-Logging (1 bzw. 3 Zuflußhorizonte in Dp Mors 51A bzw. 55A; vgl. Tab. 3.1) sind unter Beachtung Kap. 3.2 zwar nicht unbedingt repräsentativ, stehen aber in qualitativer Hinsicht im Konsens mit den CBIL-Log-Daten, die explizit keine offenen Klüfte ausweisen.

Auf der Grundlage des vorliegenden Datenmaterials ist ein höherpermeabler (sandige Rotbraune Folge) und ein geringpermabler (schluffig-tonige Graue Folge) Anteil des kmS nicht erkennbar.

Auf Grund der Datenlage ist es berechtigt und erforderlich, den kmS im hydrogeologischen Modell als eine Einheit zu betrachten. Die Unterscheidung einer lateralen Variabilität des kmS (vgl. Anl. 5.2) stützt sich auf wenige Ortspunkte, und wird durch zusätzliche Hilfsargumente bekräftigt:

Die durch Halitzementierung bedingte Impermeabilität des kmS in Dp Mors 3/89 kann im Zusammenhang mit der tiefen Muldenposition gebracht werden ( $k_{f1} = 1E-11$  m/s).

Durch die Bohrungen Dp Mors 10/88, Dp Mors 52A und Dp Mors 55A sind nordwestlich Morsleben Durchlässigkeiten belegt, die zur Abgrenzung eines Durchlässigkeitsareals mit  $k_{f2} = 5E-08$  und  $1E-07$  m/s berechtigen, welches sich - bestätigt durch Dp Mors 4/89 und Dp Mors 51A südlich, sowie Dp Mors 12/90 und Dp Mors 34A nördlich - von einem Areal geringerer Durchlässigkeit der Umgebung abhebt ( $k_{f3} = 1E-10$  bis  $1E-9$  m/s).

Für den verbleibenden Flächenanteil ohne geologische und hydraulische Datenpunkte muß ein Durchlässigkeitswert geschätzt werden. Dieser orientiert sich an der Klasse  $k_{f3}$  und gewährleistet damit, daß der Anteil Grundwasser, der den kmS durch lokale Hangendspeisung erreichen kann, im Modell auch abflußwirksam werden kann (vgl. 5.2.9). Eine weiträumige Salzzementierung des kmS wird deshalb nicht unterstellt.

Die inselartigen Vorkommen von kmS in der Allertalzone, für die ebenfalls keine Testdaten vorliegen, werden durch einen Schätzwert (A11,  $k_f = 1E-09$  m/s) belegt.

Die aus porosimetrischen und Dünnschliffuntersuchungen ermittelten Porositäten von sandigen Partien des kmS überstreichen einen Wertebereich von 8 % bis 30 %, bei einer mittleren Porosität von 18 %. Die effektive Porosität des Schluffstein-Tonstein-Anteils wird durch eine nicht näher quantifizierbare Fließporosität von Klüften bestimmt. Für den gesamten Schichtenverband wird eine Fließporosität geschätzt:

für den Bereich K1:	0,1 - 1 %
für die Bereiche K2 und K3:	1 - 5 %

Mit der Annäherung an die Salzstockflanke gelangt der kmS unter Steilstellung in ein höheres Teufenniveau; bei den Bohrungen Kb Mors 2/85 und Dp Mors 10/88 bildet er kleine lokale Hochschollen mit hydraulischem Kontakt zum süßwasserdominierten Deckgebirge.

In der Schachtröhre Bartensleben treten aus verschiedenen Deckgebirgshorizonten Zuflüsse auf. Für den kmS sind zwischen 178 m und 220 m Teufe mehrere Zutrittsstellen bekannt, die im Beobachtungszeitraum 1994 und 1996 summarisch 5,0 bis 5,2 l/min bei differenzierter Beschaffenheit lieferten (KÄBEL, 1997). Die hydraulische Auswirkung dieser anthropogenen hydraulischen Senke im kmS wird an der GWM Dp Mors 51A als signifikante Absenkung des Druckwasserspiegels registriert.

### 5.2.8 Oberer Gipskeuper (kmGo)

Der Obere Gipskeuper bildet entsprechend seiner lithologisch-petrographischen Ausbildung (vgl. 5.1.1) einen ausgeprägt undurchlässigen Schichtenkomplex. Seine hydraulischen Gebirgseigenschaften (Trennfugendurchlässigkeit) können auf der Grundlage der geologischen Kernaufnahme, der geohydraulischen Tests und der CBIL-Messungen beurteilt werden. Die Klüfte und auch die Harnischflächen sind stets durch Gips mineralisiert. Nach dem CBIL-Image variiert die Kluftdichte innerhalb der Meßstrecken zwischen 0,0 und  $3,84 \text{ m}^{-1}$ . Die geohydraulischen Tests weisen nach, daß die Kluftmineralisation eine vollkommene Verheilung und hydraulische Dichtheit bewirkt. Die hydraulischen Gebirgseigenschaften wurden in 7 Bohrungen durch 8 Geohydrauliktests untersucht (vgl. Tab. 5.8). Die Mehrzahl (5) der Tests weist so geringe Gebirgsdurchlässigkeiten auf, daß diese auf Grund der apparativen Meßgenauigkeit nicht mehr exakt erfaßbar sind und deshalb mit  $K < 1\text{E-}18 \text{ m}^2$  (bzw.  $k_f < 1\text{E-}11 \text{ m/s}$ ) beschrieben werden. Am Beispiel der Dp Mors 55A wird deutlich, daß die Gebirgsdurchlässigkeit nicht von der Klufthäufigkeit abhängt, bzw. daß die Klüfte und Harnische wegen ihrer vollständigen Mineralisation keine bevorzugten Wegsamkeiten darstellen. Der kmGo wurde in dieser Bohrung nur zu ca. 5 % gekernt (374-382 m). Die CBIL-Struktur- und Kluftanalyse (VOIGT, 1996) dokumentiert im kmGo dieser Bohrung die mit Abstand höchste Kluftdichte ( $3,84 \text{ m}^{-1}$ ) und zusätzlich im Teufenbereich 293,6 bis 341,4 m ein gestörtes Gefüge mit 3 ausgebildeten Störungen. Der hydraulische Test erfaßt diesen Bereich und weist mit  $K < 1\text{E-}18 \text{ m}^2$  nach, daß die identifizierten Klüfte keine hydraulische Relevanz besitzen.

In zwei Tests wurden mit  $K = 2\text{E-}18 \text{ m}^2$  bzw.  $K = 1\text{E-}17 \text{ m}^2$  geringfügig höhere Permeabilitäten analysiert. Im Nachhinein kann nicht sicher entschieden werden, ob diese Ergebnisse eine wirkliche Variation der Durchlässigkeit anzeigen, oder ob sie - wie vermutet - auf Störeffekte im Testverlauf zurückzuführen sind. Der Test Dp Mors 43A-1 schließt auch Hutgestein in z4RT-Ausbildung ein (vgl. Ausführung 5.2.4.1, Tab. 5.5). Im Testintervall Dp Mors 51A-3 ist die Aus-



bildung des kmGo selbst zu großen Teilen von plastischer bis steifplastischer Konsistenz, so daß auch hier eine in der Verformbarkeit toniger Schichten begründete Beeinflussung der Druckdaten möglich erscheint und damit das Testergebnis entsprechend beeinflusst sein kann.

Unabhängig davon ist der kmGo ein impermeabler Schichtenkomplex, der in seiner normalen Ausbildung als Grundwassernichtleiter zu charakterisieren ist. Auf dem Lappwald bewirkt er eine weitgehende hydraulische Abschirmung des liegenden Schilfsandsteinkomplexes vom hangenden Steinmergelkeuperkomplex. Diese ist dort am ausgeprägtesten, wo im kmGo noch das Steinsalzlager ausgebildet ist. Im westlichen Muldenflügel kann der Obere Gipskeuper so stark reduziert sein, daß lokal Schichtlücken auftreten können. Die Bereiche mit signifikanten Bruchstörungen und starken Mächtigkeitsreduzierungen (bis gegen Null) können hydrogeologisch als potentielle Fenster interpretiert werden, über die eine Speisung des Schilfsandsteins aus dem Steinmergelkeuper möglich ist.

Dp Mors -Test	kmGo erbohrt	CBIL-Log	Anz.d. Klüfte / Harnische	Kluft- dichte	Hydraulisches Testing	
					Intervall (m u.GOK)	Permeabilität (m <sup>2</sup> )
37A-1	214,5-246,7	214,5-246,7	6	0,17	217,0-251,0	<1E-18
43A-1	193,0-236,5	193,0-236,5	9	0,21	200,0-260,0	1E-17
45A	123,0-134,4	123,0-134,4	0	0		
46A-3	190,0-202,5	190,0-202,5	0	0	170,6-200,7	<1E-18
51A-3 -2	133,3-220,3	133,3-220,3	50	0,57	135,0-164,0	2E-18
					181,1-211,0	<1E-18
52A-5	282,6-363,6	282,6-363,6	132	1,63	297,0-313,2	<1E-18
55A -3	292,4-382,0	292,4-309	16	0,96	300,0-353,1	<1E-18
		324-382	223	3,84		
7/90-1	20,1-107,3				50,0-70,0	„kein Zufluß, dicht“

Tabelle 5.8: Ergebnisse aus CBIL-Logging und hydraulischem Testing im kmGo

Im östlichen Teil der Allertalzone lagert der kmGo schollenartig gegliedert und häufig direkt auf dem Hutgestein. Der hydraulische Test Dp Mors 46A-3 belegt seine Undurchlässigkeit in hutgesteinsüberlagernder Position. Mit dem Test Dp Mors 7/90-1 (vgl. auch Hydrogeologischer Schnitt, Anl. 6.3) wurde für den kmGo in relativ flacher Position ein halbquantitatives Ergebnis („kein Zufluß, dicht“) erzielt, das eine signifikante Trennfugendurchlässigkeit ausschließt.

Bei der modellmäßigen Schematisierung (Parametrisierung) des kmGo wird den geologischen und hydrogeologischen Ergebnissen und Interpretationen Rechnung getragen und der kmGo in Durchlässigkeitsklassen lateraler Variabilität (Lappwaldmulde) gegliedert.

Innerhalb der Lappwaldmulde wird der kmGo (L7) in drei Durchlässigkeitsklassen gegliedert:

Die Klasse L7-K1 gilt für den „normal“ vorliegenden kmGo:  $k_f < 1E-10 \dots 1E-11$  m/s.

Die Klasse L7-K2 gilt für den Bereich mit tiefer kmGo-Basis und damit der Steinsalzverbreitung im kmGo gemäß Anl. 5.3:  $k_f < 1E-11$  m/s. Die Klasse L7-K3 gliedert die Gebiete aus, die als potentielle hydrogeologische Fenster interpretiert werden:  $k_f = 1E-09$  m/s.

In der Allertalzone kann der kmGo (A10) in zwei Klassen eingeteilt werden:

A10-K1, kmGo unterhalb  $\pm 0$  m NN, in „normaler“ undurchlässiger Ausbildung:  $k_f = 1E-11 \dots < 1E-10$  m/s.

A10-K2, kmGo oberhalb  $\pm 0$  m NN, nicht bis geringdurchlässig:  $k_f = < 1E-10$  bis  $1E-09$  m/s.

Die zweite Klasse, die eine oberflächennahe Auflockerung repräsentieren soll (z.B. bei GWM Hy Mors 16/85), ist aber nicht flächenhaft vorhanden (vgl. Test 7/90-1 in Tab. 5.8) und deshalb im hydrogeologischen Modell nicht explizit ausgewiesen.

### 5.2.9 Steinmergelkeuper (kmSM)

Der Steinmergelkeuper wurde auf der Lappwaldscholle durch Bohrungen aufgeschlossen, die sich auf einen schmalen Gebietsstreifen am Ostrand der Lappwaldscholle konzentrieren und - mit Ausnahme der Dp Mors 3/89 - in den Bereich der SW-Flanke der Allertal-Salzstruktur fallen. Der westlich davon gelegene Randsenkenbereich ist nicht durch Bohrungen belegt; die Verbreitung des kmSM (Mächtigkeit, Tiefenlage) ergibt sich dort aus geophysikalischen Messungen (Seismik). Die Aufschlüsse in der Allertalzone decken das Areal zwischen Schwanefeld und Alleringersleben ab, wo der kmSM Teil der mächtigen Keuperfolge im östlichen Teil der Grabenzone über dem Hutgestein ist (vgl. Anl. 5.4).

Wegen der Ausbildung des kmSM als  $\pm$  dolomitischer Schluff- und Tonstein besitzen diese Bildungen ausschließlich eine von der Trennfugenbeschaffenheit abhängige Gebirgsdurchlässigkeit. Kluftanalysen des kmSM aus CBIL-Messungen liegen für die Bohrlokationen Dp Mors 37A, 43A, 45A, 51A, 52A und 55A vor. Die mittlere Kluftdichte liegt in einer Bandbreite zwischen  $1,39$  m<sup>-1</sup> und  $5,03$  m<sup>-1</sup> (Tab. 5.9). Die Klüfte sind überwiegend, z.T. nahezu ausschließlich mineralisiert. Die Kluftmineralisation ist sowohl dominant kalzitisch, auch kalzitisch und dolomitisch, aber auch dominant dolomitisch. Nur wenige Klüfte wurden als „nicht mineralisiert“ identifiziert.

Dp Mors	CBIL-Logging				FCON-Logging		
	Meßstrecke (m u. GOK)	Anzahl der Klüfte		Kluftdichte (m <sup>-1</sup> )	Meßstrecke (m u. GOK)	Anzahl Zuflüsse	Zufluß- dichte (m <sup>-1</sup> )
		insges.	NM				
37A	36,0-214,6	674	72	3,77	28,0-214,6	10	0,054
43A	69,4-176,0	533	51	5,03			
45A	49,0-121,8	87	*	1,39			
46A	34,4-190,0	713	0	4,66	38,0-190,0	12	0,079
51A	30,0-133,3	174	5	1,69	19,0-133,3	8	0,070
52A	120,3-282,6	312	9	1,92	120,3-282,6	2	0,012
55A	151,8-292,4	690	*	4,89	151,8-292,4	3	0,021
56A	138,0-142,0	6	1	1,5			

NM: Kluft „nicht mineralisiert“ ohne Unterscheidung ob „offen“ oder „geschlossen“

\* : keine Angabe möglich (Meißelstrecke)

Tabelle 5.9: Ergebnisse von CBIL Logging und FCON-Logging im Steinmergelkeuper:  
Anzahl der identifizierten Klüfte und Zuflüsse

Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen beobachteter Kluftdichte und Gebirgsdurchlässigkeit ist nicht ableitbar. Das trifft nicht nur für die Gesamtheit der Klüfte, sondern auch für die Teilmenge der nichtmineralisierten Klüfte zu (vgl. Tab. 5.10).

Für die Bestimmung der Durchlässigkeit wurden an insgesamt 12 Bohrungen (9 Lappwald, 3 Allertalzone) 24 Geohydrauliktests (17 Lappwaldscholle, 7 Allertalzone) durchgeführt. Die Durchlässigkeiten innerhalb der Teststrecken variieren im Bereich  $K < 1E-18 \text{ m}^2$  ( $k_f < 1E-11 \text{ m/s}$ ) in Dp Mors 12/90, Test 3 und  $K = 1E-12 \text{ m}^2$  ( $k_f = 7E-6 \text{ m/s}$ ) in Dp Mors 55, Test 2. Die aus 7 Kurz-pumpversuchen ermittelten Durchlässigkeiten überstreichen einen Bereich von  $k_f = 8E-8$  bis  $2,5E-6 \text{ m/s}$ . Da die GWM i.d.R. in den „gut durchlässigen“ kmSM-Bereichen verfiltert wurden, signalisieren diese Werte eher die höherpermeablen Teilzonen innerhalb des kmSM.

DP Mors -Test	Testintervall (m u. GOK)	Anzahl d. Klüfte		Kluftdichte		Anzahl d. Zuflüsse	Permeabilität K (m <sup>2</sup> )
		insges.	NM	insges.	NM		
37A-3	66,5-106,5	130	11	3,25	0,28	4	2E-14
37A-2	137,0-177,0	160	9	4,0	0,23	0	< 2E-17
43A-4	62,0-102,0	51	51	1,28	1,28		1E-14
43A-2	148,0-188,0	87	0	2,18	0,0		1E-16
45A-2	50,0-60,1	9	*	0,89	*		3E-13
45A-1	75,0-85,1	15	*	1,49	*		3E-15
46A-6	90,0-96,1	35	0	5,74	0,0	1	9E-13
46A-4	139,3-169,3	102	0	3,4	0,0	2	3E-17
46A-3	170,6-200,7	> 7		--	--	0	< 1E-18
51A-5	39,9-68,8	33	0	1,14	0,0	3	2E-13
51A-4	84,6-114,5	48	5	1,61	0,17	3	4E-13
52A-4	110,0-160,3	56	5	1,11	0,10	0	1E-14
55A-1	145,0-165,0	79	*	3,95	*	0	2E-14
55A-4	171,5-224,6	266	*	5,01	*	0	1E-13
55A-2	250,5-267,1	78	*	4,70	*	2	1E-12
56A-1	145,0-165,1	*	*	*	*	0	2E-15

NM: Kluft „nicht mineralisiert“ ohne Unterscheidung ob „offen“ oder „geschlossen“

\* : keine Angabe möglich (Meißelstrecke bzw. nicht gemessen)

Tabelle 5.10: Gegenüberstellung der Ergebnisse geohydraulischer Tests mit den identifizierten Klüften und Zuflüssen aus CBIL-Logging und FCON-Logging im Steinmergelkeuper

Die Beobachtung, daß die Klüfte größtenteils mineralisiert und damit hydraulisch mehr oder weniger unwirksam sind, wird durch die Ergebnisse der FCON-Messungen qualitativ bestätigt (vgl. Tab. 3.1 und 5.9). Mit dem FCON-Log wurden nur sehr wenige Zuflußindikationen registriert; in den fünf Bohrungen, in denen der kmSM gemessen wurde, läßt sich eine mittlere Zuflußdichte in einer Bandbreite von 0,012 bis 0,079 m<sup>-1</sup> errechnen.

Es kann unterstellt werden, daß die Gebirgsdurchlässigkeit von der Anzahl und Ausbildung hydraulisch wirksamer Klüfte abhängig ist. Dieser Zusammenhang wird mit dem verfügbaren Datenmaterial nicht erkennbar, weil u.a. für eine stochastische Analyse die Stichproben zu klein sind (vgl. Tab. 5.10, Anzahl der Zuflüsse). Außerdem kann vermutet werden, daß sich im FCON-Log nicht alle hydraulisch wirksamen Klüfte bemerkbar gemacht haben, bzw. daß sehr geringleitende

Klüfte unterhalb der Nachweisgrenze gelegen haben können. Dafür liefert Dp Mors 55A, Test 4 ein Beispiel, in dessen Intervall beim Fluidlogging keine Zuflußindikationen festgestellt, im hydraulischen Test aber eine relativ hohe Gebirgsdurchlässigkeit ( $K = 1E-13 \text{ m}^2$ ) ermittelt wurde. In weiteren fünf Tests, ohne FCON-Zuflußindikationen, wurden Gebirgsdurchlässigkeiten zwischen  $K = 1E-14$  bis  $< 1E-18 \text{ m}^2$  ermittelt.

Es kann geschlußfolgert werden, daß weitere, partiell mineralisierte Klüfte existieren, die eine hydraulisch wirksame Trennfugendurchlässigkeit besitzen. Wieviele derartige Klüfte über die bekannten FCON-Kluftindikationen hinaus tatsächlich wirksam waren, kann aus den vorliegenden Daten nicht entnommen werden. Aus dem Gesagten ist es jedoch wahrscheinlich, daß deren Anzahl gering ist und daß im kmSM keine enge Vernetzung hydraulischer Trennfugen realisiert ist.

In der Lappwaldmulde wurde für den Bereich des östlichen Randes eine vertikal differenzierte Durchlässigkeit festgestellt. In den Bohrungen Dp Mors 37A, Dp Mors 43A und Dp Mors 4/89 hat der Liegendanteil mit  $k_f = 1E-10 \dots 1E-09 \text{ m/s}$  eine geringere Durchlässigkeit als der Hangendanteil mit  $k_f = 1E-08 \dots 1E-07 \text{ m/s}$ . Diese Ergebnisse zeigen auch, daß im Bereich größerer Schollenbewegungen (SW-Randstörung) die Gebirgsdurchlässigkeiten nicht a priori erhöht sind. Diese vertikale Differenzierung gilt nicht generell, wie die gegenteiligen Untersuchungsbefunde aus Fluidlogging und Hydrauliktests in den Bohrungen Dp Mors 51A, Dp Mors 55A und Dp Mors 3/90 zeigen. Eine regionale Differenzierung von Durchlässigkeiten im Rahmen der hydrogeologischen Modellierung ist auf Grund der Datenlage nicht möglich. Die plausibel erscheinende Möglichkeit einer vertikalen Differenzierung des kmSM insbesondere im Randsenkenbereich wird, da Aufschlüsse zur Klärung des Sachverhaltes fehlen, bei der modellmäßigen Schematisierung nicht näher in Betracht gezogen. Deshalb wurde in LANGKUTSCH et al. (1997) für die gesamte kmSM-Verbreitung auf der Lappwaldscholle eine einheitliche Bandbreite von  $k_f = 1E-08$  bis  $1E-07 \text{ m/s}$  vorgeschlagen. Im Bereich des Allertales wird für die Modelleinheit A9 (kmSM +  $k_o$  in Steinmergelfazies) unterhalb -40 m NN eine Durchlässigkeit von  $k_f = 1E-10$  bis  $1E-09 \text{ m/s}$ , oberhalb -40 m NN ein  $k_f = 1E-08$  bis  $1E-07 \text{ m/s}$  empfohlen (nachgewiesen in den Lokationen Dp Mors 46A und Dp Mors 14/89).

### **5.2.10 Oberer Keuper (ko), Modelleinheiten L5, L4 und L3**

Schichtglieder des Oberen Keuper (Rhät) wurden in zahlreichen Bohrungen Dp Mors (21 Stammbohrungen) angetroffen und sind auch aus einer Reihe weiterer Bohrungen, die als wasserwirtschaftliche Aufschlüsse geteuft wurden, bekannt (insges. 13 hydrogeologisch relevante Bohrungen, ausgebaut als Brunnen oder Grundwassermeßstellen). Der geologisch-hydrogeologische Informationsgehalt ist jedoch sehr unterschiedlich, da geologischer Aufschlußgrad und hydrogeologischer

Erkundungsgrad stark variieren. Das betrifft sowohl die Bohrungen Dp Mors untereinander, als auch die Vergleichbarkeit dieser Bohrungen mit den genannten Altbohrungen der Wasserwirtschaft. Einen Überblick über die verfügbaren Daten für eine hydrogeologische Bewertung liefert Tab. 5.11. Darüber hinaus können für die Bohrungen Dp Mors hydrogeologisch relevante Informationen aus dem Bohrregime (Kernzustand, Spülungsverluste ...) abgeleitet werden. Außerdem können Rückschlüsse aus dem Betriebsregime der Förderbrunnen und auch aus der Grundwasserstandsbeobachtung gezogen werden.

Kernmaterial wurde nur in den Bohrungen Dp Mors, jedoch nicht in allen, gewonnen. Die wasserwirtschaftlichen Bohrungen waren stets Meißelbohrungen, von denen die meisten nach Gamma-Ray-Log stratifiziert wurden (JORDAN und RÖHUNG 1997).

Die Bohrungen Dp Mors wurden durch Kluftanalysen (3 Bohrungen mit summarisch 205 m CBIL-Log), FCON-Logs (3 Bohrungen mit summarisch 489 m Meßstrecke) sowie Hydrauliktests (5 Bohrungen, 8 Tests, mit summarisch 124,7 m Teststrecke) erkundet.

Zur Parametrisierung des Oberen Keuper können zusätzlich die Ergebnisse aus 19 Kurzpumpversuchen herangezogen werden. Dabei ist zu beachten, daß die ausgebauten Filterstrecken in den durchlässigen ko-Bereichen positioniert wurden.

Aus den Bohr-, Meß- und Testdaten allein ist eine Parametrisierung des Oberen Keuper nur mit Einschränkungen möglich. Die Tatsache, daß der ko seit Jahrzehnten wasserwirtschaftlich genutzt wird und die Rückschlüsse, die sich aus Förder- und Grundwasserregime ergeben, verleihen der hydrogeologischen Gliederung in die Modelleinheiten L3 bis L5, sowie der sich aus komplexer Interpretation hydrogeologisch relevanter Indizien abgeleiteten Parametrisierung die notwendige Vertrauenswürdigkeit.

Im ko sind die Brunnen Clarabad (Hy Hmt Cl II/73) und Bröddel (Hy Hmt Brö/-) ausgebaut, die von allen 8 Einzelbrunnen des WW Helmstedt die größte Förderleistung erbringen. Der Brunnen Buchberg (Hy Hmt Bu/-) ist zusätzlich auch im Jura verfiltert (vgl. Tab. 5.11 und Anl. 6.8 sowie 6.11).

Tabelle 5.11: Hydrogeologisch relevante Aufschlüsse im Oberkeuper,  
 Grundlagen der Bewertung und Zuordnung zu Modelleinheiten,  
 5.11a: Aufschlüsse Dp Mors.

Bhg. Dp Mors	Auf- schluß	ko (m u. GOK) Stratigraphie von bis	Modelleinheit				CBIL (m u. GOK) Stratigr.	FCON-Log (m u. GOK) Stratigr.	Hydraul. Test (m u. GOK)
			L3a	L3	L4	L5			
34A	K, G	38,9 - 49,5 ko(1)8	*						
35A	M, G	1,0 - 128,0 ko(2b) - ko(1)4, TZ		+	+	*			
40A, B, C	M, G	7,0 - 65,9 ko(2) - ko(1)	*				20,0 - 56,0		
43A	K, G	32,5 - 69,4 ko(2b) - ko(1)7	+						
48A	K, G	9,6 - 44,0 ko(1)8 - ko(1)7			+	*			
50A, B	K, G	5,2 - 76,0 ko(2-3) - ko(2b)	*				15,0 - 76,0		
51A	K, G	1,6 - 18,7 (ko(1)1)				+			
52A	K, G	1,8 - 120,3 ko(2) - ko(1)1			+	+	16,0 - 120,3 ko(2) - ko(1)1	62,0 - 120,3 ko(1)5 - ko(1)1	46,0 - 60,0 ko(1)6 - ko(1)5
54A	M/K, G	54,4 - 153,0 ko(3c) - ko(2b)						54,4 - 140,0 ko(3c) - ko(2b)	
55A	M, G	1,0 - 151,8 ko(1)8 - ko(1)1			+	*	100,0 - 151,8 ko(1)4 - ko(1)1	62,5 - 151,8 ko(1)7 - ko(1)1	
56A	K, G	2,7 - 138,0 ko(2a) - ko(1)1			*	*	89,0 - 138,0 ko(1)4 - ko(1)1	35,0 - 138,0 ko(1)8 - ko(1)1	26,0 - 32,2 ko(1)8 50,0 - 70,0 ko(1)6 - ko(1)5 95,0 - 101,0 ko(1)3 - ko(1)2
57A	K, G	7,0 - 60,0 ko(2) - ko(1)8	+	*	+				
60A	M, G	3,0 - 123,0 ko(3a) - ko(1)4		+	*	*			
61A	K, G	0,2 - 138,0 ko(2c) - ko(1)5		*	*	*		80,0 - 136,0 ko(2a) - ko(1)5	105,0 - 115,0 ko(1)8 129,0 - 138,0 ko(1)6 - ko(1)5
63A	K, G	10,4 - 26,0 ko(1)6?				+			
64A	K, G	57,0 - 100,0 ko(3c) - ko(3a)		*					
3/89	K, G	7,8 - 221,1 ko(3c) - ko(1)1		+	+	+			54,2 - 81,8 ko(2b) 171,0 - 196,0 ko(1)4 - ko(1)2

(Fortsetzung der Tabelle nächste Seite)

Bhg. Dp Mors	Auf- schluß	ko (m u. GOK) Stratigraphie von bis	Modelleinheit				CBIL (m u. GOK) Stratigr.	FCON-Log (m u. GOK) Stratigr.	Hydraul. Test (m u. GOK)
			L3a	L3	L4	L5			
4/89	K, G	1,2 - 100,5 ko(1)7 - ko(1)1			+				
5z4/ 90	K, G	2,7 - 30,3 ko	*						
12/90	K, G	6,5 - 102,5 ko(2a) - ko(1)1	+			+			45,0 - 70,7 ko(1)4 - ko(1)2
12Z/ 90	K, G	0,6 - 60,0 ko(1)8 - ko(1)4	+			*			
Σ 21		1729,6 m					205,1 m	489,0 m	124,7 m

Tabelle 5.11b: Altbohrungen, Stadtwerke Helmstedt

Hy Hmt	Aufschluß	ko (m u. GOK) Stratigraphie	Modelleinheit			Nutzungsart
			L3	L4	L5	
Brö/-	M	12,5 - 81,0 ko(2c) - ko(2a)	*	+		Brunnen
Cl II/73	M	1,5 - 181,0 ko(3a) - ko(1)6	*	*	*	Brunnen
Bw/-	M	120,5 - 190,8 ko(3a)	*			Brunnen
2/72	M, G	0 - 66,0 ko(2b) - ko(1)6	+	+	*	GWM
11/70	M, G	2,0 - 82,0 ko(2b) - ko(1)2		+	*	GWM
12/70	M, G	0 - 120,0 ko(3b) - ko(2a)	*	+		GWM
13/70	M, G	78,0 - 84,0 ko(3c)	+			GWM
15/70	M, G	58,0 - 120,0 ko(3c) - ko(2c)	*			GWM
17/72	M, G	98,0 - 155,0 ko(2c) - ko(2b)	*			GWM
28/79	M, G	0 - 197,0 ko(2b) - ko(1)1	+	+	*	GWM
29/80	M, G	0 - 135,0 ko(2) - ko(1)4	+	+	*	GWM
30/79	M		*	*		GWM
31/80	M		*	*	*	GWM

K Kernbohrung, M Meißelbohrung, G Geophys. Bohrlochmessung  
+ hydrogeol. Modelleinheit angetroffen  
\* hydrogeol. Modelleinheit verfiltert

Stratifizierung der Bohrungen: Hy Hmt durch JORDAN, RÖHLING, BURCHARDT.  
Dp Mors durch BURCHARDT.



Durch den Förderbetrieb des Wasserwerkes Helmstedt ist das natürliche Grundwasserströmungsregime beeinflusst. In den Aufschlüssen mit entsprechend verfilterten GWM ist eine signifikante Potentialdifferenz zwischen Mittel- bis Oberhät und dem Unterrhät von „regionaler“ Ausbreitung zu beobachten (Hy Hmt 28 + 31/80; Hy Hmt 29 + 30/80; Dp Mors 60A, B; Dp Mors 61 A, B, C; vgl. Anl. 6 und Kap. 7). Dieses Faktum weist eindeutig auf die Ausbildung einer hydraulisch geringer durchlässigen Trennschicht hin und ist Veranlassung für die Stockwerksgliederung im ko in die drei hydrogeologischen Einheiten L5, L4 und L3.

– Unterrhät ko(1)1-7 = Einheit L5

Entsprechend der lithologischen Ausbildung dieser Folge als dolomitischer Schluff- und Tonstein, bzw. auch Dolomitmergelstein mit eingeschalteten Feinsandsteinlagen, die zum Hangenden zunehmen, und einer mehr oder weniger ausgeprägten, hydraulisch wirksamen Klüftung, ist dieser Bereich als Grundwasserleiter zu betrachten, dessen Durchlässigkeit vorzugsweise durch Trennfugen realisiert wird, welche im Zusammenwirken mit Feinsandstein ihre besondere hydraulische Prägung erhalten. Die gute Gebirgsdurchlässigkeit wird nicht nur durch die hydraulischen Tests (Dp Mors 3/89-2, Dp Mors 12/90-2, Dp Mors 61A-1), sondern auch durch die aufgetretenen großen Spülungsverluste beim Bohren (Dp Mors 35A, 61A) unterstrichen.

In dem Gebietsstreifen am SE-Flügel der Lappwaldmulde, wo der ko abweichend in Steinmergelfazies entwickelt ist, also ohne die Sandeinschaltungen auftritt (Dp Mors 4/89 - 52A - 55A - 12/90) ist eine markante Reduzierung der Gebirgsdurchlässigkeit zu bemerken. Hydraulisch signifikante Klüfte treten nicht oder deutlich weniger auf, wie auch die FCON-Messung Dp Mors 52A belegt (keine Zuflußindikation). Die im CBIL-Image identifizierten Klüfte sind mit Calzit mineralisiert (126 vollständig, 4 partiell). Die Dp Mors 55A weist nach CBIL-Image 9 offene und 147 geschlossene Klüfte auf; da kein Kernmaterial vorliegt, gibt es keine Aussagen zum Mineralisierungsgrad der offenen Klüfte. Im FCON-Log wurden lediglich 2 Klüftzuflüsse identifiziert.

Dieser lithofaziell bedingte Durchlässigkeitsbereich (K1) stellt gegen die Ausdehnung der Wasserwerksabsenkungen nach Osten eine geologische Grenze mit hydraulisch signifikanter Barrierewirkung dar.

Im schmalen Ausstrichbereich des L5 an der SE-Flanke der Lappwald-Mulde bestehen die Voraussetzungen für eine unmittelbare Grundwasserneubildung, im Brunmental ist sogar eine Infiltration von Oberflächenwasser möglich, weil die abgesenkte Grundwasseroberfläche die Talsohle deutlich unterfährt. Im übrigen Einzugsgebiet gerät der L5 wegen der muldenförmigen Lagerung unter anwachsende Bedeckung (L4, L3, L2), was die Voraussetzung für eine Neubildung in dem dann tiefen Grundwasserstockwerk stark reduziert. Trotz guter eigener Gebirgsdurchlässigkeit kann der L5 deshalb nur noch untergeordnet am unterirdischen Abflußge-

schehen beteiligt sein. Die Fördermenge des Brunnens Clarabad, der als einziger Brunnen auch aus dem Grundwasserleiter L5 fördert, kann nicht aufgeschlüsselt werden in Mengenanteile aus dem Grundwasserleiter L5 und solche aus dem Grundwasserleiter L3.

Eine Quantifizierung der Speisungsrate ist mit den verfügbaren Daten nicht möglich.

- Unterrhät ko(1)8-9 und Mittelrhät ko(2a) = Einheit L4

Diese auch als Mergelhorizont (koM) und Mittelrhät-Tonstein bezeichneten Folgen aus Tonstein, dolomitischen Schluff- und Tonsteinen sowie Dolomitmergelstein bilden innerhalb des Oberkeuper einen markanten Schichtenkomplex mit hydraulischer Barrierefunktion zwischen Unterrhät (Einheit L5) und Mittel- bis Oberrhät (Einheit L3).

Diese Schichtenfolge entwickelt sich vom Grundwasserleiter L5 aus der sandsteinarmen Sequenz ko(1)7 und leitet mit einzelnen feinsandigen Einschaltungen im oberen Teil des ko(2a) über in den Grundwasserleiter L3.

Diese Dolomitmergel und Tonsteine sind geklüftet, jedoch deutlich weniger als die im L5 und im L3 und auch wegen des Fehlens sandiger Einschaltungen nur eingeschränkt hydraulisch wirksam.

Im koM der Bhg. Dp Mors 61A wurden im FCON-Log einzelne (3) durchlässige Klüfte festgestellt, die interne Inhomogenitäten anzeigen. Die Barrierewirkung des Stauerhorizontes (Geringleiters) wird dadurch zwar reduziert, bleibt jedoch als generelles Phänomen deutlich erhalten. Mit der GWM Dp Mors 61B wurden ebensolche Klüfte im koM verfiltert. Das gemessene Potential liegt - bei gleichsinnigem Verlauf des Grundwasserganges - ca. 5 m unter dem der GWM 61C (im Grundwasserleiter L3) und wiederum ca. 5 m über dem der GWM 61A (im Grundwasserleiter L5), so daß zwischen GWM 61A und 61C rd. 10 m Potentialdifferenz bestehen.

In der Dp Mors 60 fehlt der Vergleich zum Grundwasserleiter L3 (keine GWM im GWL L3). Zwischen den durch die GWM Dp Mors 61B verfilterten Klüftzonen im Grundwasserhemmer L4 und dem GWL L5 (GWM Dp Mors 60A) tritt eine Potentialdifferenz von rd. 5,0 - 6,5 m auf.

In den Meßstellenpaaren Hy Hmt 28, 31/80 und Hy Hmt 29, 30/79 wurden die Mehrfachstufenfilter der jeweils flacheren Bohrung zugleich in den Einheiten L3 und L4 verfiltert. (Es ist nicht bekannt, ob im L4 leitende Klüfte auftraten.) Es kann angenommen werden, daß die in den GWM Hy Hmt 30/79 und 31/80 beobachteten (Misch-?)-potentiale vom GWL L3 dominiert werden. Gegenüber diesen treten in den GWM Hy Hmt 28/9 und 29/80, (Grundwasserleiter L5), Potentialdifferenzen von  $\geq 16$  m bzw.  $\geq 17$  m auf (vgl. Anl. 6.11).

An der Lokation Hy Hmt 28/79, 31/80 - die Bohransatzpunkte sind nur rd. 6 m voneinander entfernt - ist die hydraulische Beziehung der beiden GWM fraglich, was die absoluten Druckhöhen

der gemessenen Mischpotentiale anbetriift. Das ist durch die spezifische Verfilterung der GWM Hy Hmt 31/80 (Mehrfachstufenfilter im L3, L4 und L5) begründet, deren einzelne hydraulische Anschlüsse nicht bekannt sind. Die modellhafte Zuordnung der Einheiten L3 bis L5 basiert auf der geologischen Stratifizierung nach Geophysik-Log Hy Hmt 28/79. Danach ist der hydrogeologische Befund wie folgt zu interpretieren (vgl. dazu Schnittdarstellung Anl. 6.7): Der Meßstellenausbau bietet die Voraussetzung, daß der GWL L3 in den GWL L5 mit dem geringeren Potential infiltiert. Ob und inwieweit das gemessene Potential Hy Hmt 31/80 davon beeinflußt wird, d.h. verringert wird, bleibt spekulativ. Weiterhin ist auffällig, daß das in Hy Hmt 28/79 gemessene Potential dem Potential in Hy Hmt 29/80 entspricht und nicht deutlich tiefer liegt, obwohl beide Meßstellen sehr verschieden weit vom Förderbrunnen Clarabad entfernt sind (rd. 400 m bzw. rd. 930 m). Ungeachtet der nicht aufklärbaren Besonderheiten ist es unzweifelhaft, daß die an der genannten Lokation zwischen GWL 3 und GWL 5 gemessene Druckdifferenz existiert und als Mindestwert interpretiert werden kann.

– Mittelrhät ko(2b) bis Oberrhät ko(3c) = Einheit L3

Die lithologische Ausbildung dieser Schichtenfolge weist einen deutlich höheren Sandsteinanteil auf, als der GWL L5. Insbesondere im Mittelrhätsandstein ist deshalb die Grundwasserströmung auch eine Porenwasserströmung. Dennoch wird die Gebirgsdurchlässigkeit von der Trennfugendurchlässigkeit dominiert, die besonders in den Sandsteinbänken von ausgeprägter Wirkung ist. Davon zeugen u.a. die starken Spülungsverluste beim Bohren (Dp Mors 3/89, 61A) in diesem Horizont (Dp Mors 61A; im GWL L3 war eine FCON-Messung deshalb nicht möglich, weil die Bohrung dort durch eine Hilfsverrohrung gegen starke Spülungsverluste abgedichtet werden mußte).

Die Brunnen Buchberg, Clarabad und Bröddel des WW Helmstedt fördern aus diesem Grundwasserleiter, ebenso der Brunnen Hy Beo 1b der Wasserversorgung Beendorf.

Der Grundwasserleiter L3 streicht, wie L5 und L4 auch, in einem schmalen Gebietsstreifen nahe dem Ostrand der Lappwaldmulde aus und gerät nach Westen unter Auflagerung durch jurassische Bildungen, um - der Muldenlagerung entsprechend - zwischen Bad Helmstedt und Helmstedt etwa im Bereich der Lappwald-Kammlagen (oberirdische Wasserscheide) wieder zutage auszustreichen.

– Gleitmassen aus Keupermaterial = Einheit L3a

Diese überwiegend aus Unter- und Mittelrhätmaterial bestehende Folge ist heterogen aufgebaut, ± stark klüftig, teilweise zerrüttet und generell wasserwegsam. Die einzelnen erbohrten Gleitmassenprofile sind aus verschiedenen Abschnitten des Rhäts zusammengesetzt. Eine interne oder regionale Differenzierung ist weder sinnvoll noch möglich. Abgesehen von geringmächtiger Quartärüberdeckung repräsentieren diese Gleitmassen die an der Oberfläche anstehenden

Bildungen und gleichzeitig den Grundwasserleiter, der den Abfluß von der Lappwaldscholle in die Allertalzone realisiert. Die unterlagernden undurchlässigen Juraschollen (hydrogeologische Einheit A8) stellen dagegen eine hydraulisch weitgehend undurchlässige geologische Barriere dar. Fehlende Quellaustritte in diesem Übergangsbereich zwischen Lappwaldscholle und Allertalzone signalisieren ausreichende unterirdische Abflußbedingungen im oberflächennahen Bereich. Einzige Ausnahme bildet die Salzquelle am Schacht Bartensleben, wo der Quellaustritt jedoch im Talgrund des Salzbaches erfolgt.

Spezielle Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit liegen nicht vor. Eine Übertragbarkeit von einzelnen Bohrungsdaten wäre in dieser heterogenen Folge auch nicht zu rechtfertigen.

Die in den Bohrungen Dp Mors 40B und 50A durchgeführten FCON-Messungen zeigen die abschnittsweise unterschiedlichen, insgesamt aber ausgeprägten Kluftdurchlässigkeiten bei guten Ergiebigkeiten an.

- Zusammenfassende Parametrisierung der hydrogeologischen Einheiten im Rhät.

Die vorgenommene Parametrisierung ist das Ergebnis einer komplexen Bewertung der geologischen und hydrogeologischen Befunde, Indizien und Annahmen bei Abwägung der den einzelnen Erkundungsdaten zukommenden speziellen hydrogeologischen Aussagekraft. Sie ist notwendigerweise eine der Modellstruktur adäquat angepasste Parameterschätzung. Gegenüber dem Modellbericht (LANGKUTSCH et al. 1997) erfolgen aktualisierte, jedoch keine gravierenden Modifikationen der Durchlässigkeiten, durch die die interne Differenzierung des Rhät im Hydrogeologischen Modell insgesamt auch plausibler erscheint:

Modelleinheit	kf-Bandbreite (m/s)
L3a	1E-05 ... 1E-07
L3	1E-04 ... 1E-05
L4	5E-07 ... 5E-08
L5, K1	1E-07
L5, K2	1E-04 ... 1E-05

Tabelle 5.12: Hydraulische Parameter der Modelleinheiten des Rhät

### 5.2.11 Jura (j), Modelleinheiten L2, L1 und A8

Die autochthonen Jura-Schichten der Lappwaldscholle wurden keiner speziellen hydrogeologisch-geohydraulischen Erkundung unterzogen. Sie können generalisierend hydrogeologisch in zwei Komplexe gegliedert werden.

Die Ton- und Schluffsteine des Unteren Hettangium (juhe(u)) mit den unregelmäßig eingeschalteten Sandlagen sind als Grundwasserhemmer zu definieren und können mit dem Oberrhät-Tonstein (ko(3c)) zur hydrogeologischen Modelleinheit L2 zusammengefaßt werden. Die insgesamt wenigen Sandeinschaltungen und die Planorbis-Bank an der ju-Basis bewirken zwar eine Differenzierung und horizontbezogene unterschiedliche Durchlässigkeit, in seiner Gesamtheit und ausgeprägt in vertikaler Richtung besitzt dieser Schichtenverband grundwasserstauende Eigenschaften. Die GWM-Gruppe Dp Mors 54A, B, C liefert dafür ein anschauliches Beispiel. An dieser Lokalität treten innerhalb des L2 Potentialdifferenzen von rd. 14 m, und zum liegenden Grundwasserleiter L3 nochmals von rd. 23 m auf (vgl. Anl. 6.6).

Die Schichtenfolge im Hangenden des juhe(u) - Liassandstein (juhe(l)) bis Schluffsteine des Sinemurium (jusi) - kann insgesamt als Grundwasserleiter, Modelleinheit L1 charakterisiert werden. Der Wechsel von Sandstein und Schluffstein, Tonstein auch im Oberen Hettangium juhe(o) und Sinemurium jusi bewirkt eine interne Differenzierung der Durchlässigkeit (Anisotropie), weil die Trennfugen (Klüfte, Schichtflächen) innerhalb der Sandsteine i.d.R. ausgeprägtere Durchlässigkeiten aufweisen als innerhalb der Ton- und Schluffsteine.

Fünf der acht Brunnen des WW Helmstedt fördern ausschließlich aus dem Jura (die Brunnen Adam & Eva, Halbmeilenberg, Harkling, Quellenhof und Waldfrieden) sowie ein weiterer gleichzeitig aus Jura und Rhät (Brunnen Buchberg). Die Brunnen sind im Liassandstein verfiltert, einige zusätzlich auch im Oberen, sowie im Unteren Hettangium (vgl. Tab. 5.13). Die Bildungen des Sinemurium spielen als Förderhorizont keine Rolle.

Die dem Schichtenaufbau folgende vertikale Differenzierung der Durchlässigkeit führt auf dem Lappwald zur Ausbildung von Quellenaustritten und zu oberirdischen Abflüssen, die naturgemäß starken saisonalen Schwankungen unterworfen sind. Natürliche Wiederversickerungen sind lokal nicht auszuschließen; für das Brunnental kann eine absenkungsinduzierte Infiltration von Oberflächenwasser in den Untergrund als sicher angenommen, aber nicht quantifiziert werden (vgl. Anl. 6.8).

Die allochthonen Jura-Schollen an der SW-Flanke der Salzstruktur (Modelleinheit A8) wurden in mehreren Bohrungen aufgeschlossen. In 4 Bohrungen wurden insgesamt 7 Geohydrauliktests durchgeführt (vgl. Tab. 5.13). Diese betreffen den Jura-Randstreifen südlich Beendorf. Charakteristisches Merkmal ist das sehr steile Schichteinfallen der jurassischen Bildungen, das ganz über-

wiegend zwischen  $70^\circ$  und  $\leq 90^\circ$  beträgt. Dominierend sind Tonstein und Schluffstein an der Zusammensetzung beteiligt, während Feinsandsteineinschaltungen stark zurücktreten. Die in den Bohrungen Dp Mors 40A und 47A angetroffenen Angulatenschichten ordnen die durchteuften Schichten in das Obere Hettangium ein. (Wegen des sehr steilen Schichteinfallens beträgt die wahre Schichtmächtigkeit nur wenige Meter). Die getesteten Bereiche der Jura-Scholle weisen Durchlässigkeiten zwischen  $k_f = 5E-11 \dots 2E-07$  m/s auf. Die diesen Tests zugrundegelegte radialsymmetrische Anströmung wird infolge des Schichteinfallens zu einer Anströmung entlang eines Zylinderschnittes. Abhängig vom Schichteinfallens wird die ermittelte Gebirgsdurchlässigkeit verfälscht. Weiterhin ist zu beachten, daß die horizontale Durchlässigkeit diese Schollen eher der vertikalen Durchlässigkeit in normaler Lagerung entspricht.

Zusätzlich zu den Informationen in Tab. 5.13 wurde in der Bohrung Dp Mors 40A eine CBL-Messung durchgeführt. Innerhalb der 179 m langen Meßstrecke (77,0-255,8 m unter GOK) wurden insgesamt 39 Klüfte identifiziert, von denen 23 nicht am Kern erkennbar waren. 7 Klüfte waren vollständig mineralisiert (Dolomit, Calcit) und weitere 8 waren Harnischflächen. Damit entspricht die Klüftanalyse den hydraulischen Testergebnissen, nach denen signifikante Klüftdurchlässigkeiten in den getesteten Schollenbereichen ausgeschlossen werden können.

Desweiteren existiert für diesen Schollenbereich eine FCON-Messung. In der technisch problematischen Messung Dp Mors 47A wurde lediglich 1 Zuflußhorizont (ca. 115 m u.GOK) ausgewiesen, der mit einer Feinsandsteinführung innerhalb des Tonsteins korrespondiert. Die an dieser Stelle errichtete GWM konnte mit dem Kurzpumpversuch dieses Ergebnis nicht bestätigen ( $k_f < 1E-10$  m/s). In späteren Förderversuchen war bei geringer spezifischer Ergiebigkeit eine Wasserprobenahme möglich.

Als Schätzung für die Gesamtdurchlässigkeit der steilgestellten Jura-Schollen (Modelleinheit A8, südlich Beendorf) wird ein Wert  $k_f = 1E-09$  m/s empfohlen, womit die hydraulische Funktion dieser geologischen Barriere gegen die beiderseits angrenzenden Grundwasserleiter unterschiedlicher Ausprägung deutlich zum Ausdruck kommt.

Diese Jura-Schollen werden entweder von durchlässigen L3a-Gleitmassen überlagert, die den Grundwasserabfluß oberflächennah realisieren oder sind - quasi als Äquivalent zu den Keupergleitmassen - in ihren Hangendanteilen (Meter bis Dekameter) schuttartig ausgebildet, dabei auch von Geröllen durchsetzt (Dp Mors 47A) und selbst mehr oder weniger grundwasserleitend. Dieser Ausbildung wird in Analogie zu den L3a-Gleitmassen ebenfalls eine höhere Durchlässigkeit zugeschrieben (A8, K2) und damit der natürlichen Situation entsprochen (keine Quellaustritte, der GW-Flurabstand beträgt mehrere Meter). Diese Untergliederung ist eine Spezifizierung gegenüber dem Modellbericht (LANGKUTSCH et al., 1997).

Eine Quantifizierung ist gegenwärtig nur sehr vage möglich und wird erst im Zuge der Modellkalibrierung vertrauenswürdig begründet.

Nordwestlich von Beendorf stellt sich die Jura-Scholle etwas anders dar. Das Schichteinfallen erscheint insgesamt flacher. Die Begrenzungsfläche Keuper/Jura (Lappwald/Allertal) verläuft eher schaufelförmig und an der Zusammensetzung der jurassischen Bildungen sind auch Mittlerer und Oberer Jura beteiligt (Anl. 2). Die entsprechenden Bohraufschlüsse RKS Mors sowie die Dp Mors 59A und 33A sind nur flach. In der Dp Mors 59A wurde Mittlerer Jura (bis 30,1 m Doggersandstein, Schichteinfallen 0-20°; bis ET 60,5 m Tonstein, Schichteinfallen 40-60°) angetroffen. Die Dp Mors 33A (östlich der Kreideverbreitung) hat ebenfalls bis ET 25 m Doggersandstein nachgewiesen. Mit der Bohrung Hmt 17/- wurde die Auflagerung Unterer Jura auf Hutgestein bei -119,8 m NN festgestellt.

Die abweichende geologische Ausbildung nordwestlich Beendorf verleiht diesen Bildungen eine höhere Durchlässigkeit. In Anlehnung an die geologische Darstellung (BURCHARDT, 1998, Geologischer Schnitt 3) kann zwischen einem oberen, stärker sandigen Anteil und einem tieferen, schluffig-tonigen Bereich unterschieden werden. Die Grenzziehung in Klassen unterschiedlicher Durchlässigkeit kann nur formal bei + 60 m NN erfolgen (vgl. Abb. 5.8).

Eine weitere spezielle Ausbildung der Jura-Schollen wurde durch die zur GWM ausgebaute Bohrung Dp Mors 44A1 nachgewiesen und im HGM mit der Durchlässigkeitsklasse  $k_2 = 1E-08$  m/s versehen (vgl. LANGKUTSCH et al., 1997, S. 116).

Zusammenfassend ergibt sich folgende Parametrisierung der Jura-Durchlässigkeiten (vgl. Abb. 5.8):

Einheit L1	1E-07 bis 1E-06 m/s	
Einheit L2	1E-09 bis 1E-08 m/s	
Einheit A8	K1 = 1E-09 m/s	(Schollen südlich Beendorf und tieferer Teil der übrigen Jura-Schollen)
	K2 = 1E-08 m/s	(Scholle über Hutgesteins-Top bei Dp Mors 44)
	K3 = 1E-07 m/s	(höherer Teil der Schollen nordwestlich Beendorf)

Diese Durchlässigkeiten können bei der Kalibrierung des HGM ggf. modifiziert werden.

Tabelle 5.13 Hydrogeologisch relevante Aufschlüsse im Jura  
 Grundlagen der Bewertung und Zuordnung zu Modelleinheiten

Dp Mors -Test	Aufschluß	Modelleinheit			Hydraul. Test		Filter		Geologie
		L1	L2	A8	[m u. GOK]	k [m <sup>2</sup> ]	[m u GOK]	Stratigraphie	
5z1/90	K,G			43,8-150,0	50,0-76,3 113,8-150,0	6,6E-15 6,4E-18			jupl, steilstehende Scholle
33A	K			6,1-25,0					jm-Scholle (jmal, Dogger-β-Sandstein)
40A-4 -2 -1	K,G			65,9-255,8	92,0-106,0 107,8-264,0 215,8-264,0	3E-14 9E-17 4E-17			ju, steilstehende Scholle
47A-2	K,G			1,4-219,5	175,0-213,0	2E-16	112,8-117,8	ju	ju, steilstehende Scholle
50A-1	K,G			94,0-189,0	95,5-164,8	2E-16			ju, steilstehende Scholle
59A	K,G			1,2-60,5			24,3-29,3	jmal	jm-Scholle (Doggersandstein u. Tonstein)
53A	K,G		3,3-47,7 [ko(3c)-60,2]				[51,3-56,3]	ko(3c)	juhe, autochthon
54A, B, C	K,G		0,3-53,0 [ko(3c)-76,0]				17,7-21,7 50,4-55,4 [128,7-133,7]	ju ju, ko(3c) ko(2b)	juhe, autochthon
64A	K,G		0,3-57,0 [ko(3c)-77,6]				[82,0-92,0]	ko(3b)-(3a)	jube, autochthon

Fortsetzung nächste Seite



Tabelle 5.13 Hydrogeologisch relevante Aufschlüsse im Jura  
 Grundlagen der Bewertung und Zuordnung zu Modelleinheiten

Hy Hmt	Aufschluß	Modelleinheit			[m u. GOK]	k [m <sup>2</sup> ]	Filter		Geologie
		L1	L2	A8			[m u. GOK]	Stratigraphie	
Bu/-	M	1,2-55,1	55,1-120,5				46-185	juhel-ko(3a)	autochthoner Jura
A+E/-	M	5,0-85,0	85,0->90,0				32-38 76-84	juhe(o) juheol	autochthoner Jura
Quh/-	M	2,0-116,4	116,4->119,0				76-116	juhe(o), jehel	autochthoner Jura
Ha/-	M,G	0-62,0	62,0->88,0				31-77	juhe(o), jehel, juhe(u)	autochthoner Jura
Hg/-	M	0-34,0	34,0->80,2				30-79	juhel	autochthoner Jura
Wa-/71 WaII/73	M,G	0-64,0	64,0->151,0					juhe(o), jehel	autochthoner Jura
10/70	M,G	0-82,0	82,0->115,0				54-80	juhe(o)	autochthoner Jura
13/70	M,G	0-30,0	30,0-78,0				38-42	juhe(u) juhep	autochthoner Jura
15/70	M,G		13,0-58,0 [ko(3c)-81,5]				30-39 76-77	juhe(u)-ko(2c)	autochthoner Jura
16/70	M,G	0-24,0	24,0->82,0				33-115 5fach Stufenfilter	juhel juhe(u)	autochthoner Jura
17/70	M,G	5,0-98,0					22-23 75-76	ko2(c)	autochthoner Jura
							[104-106]		

- K Kernbohrung  
 M Meißelbohrung  
 G Geophysikalische Bohrlochmessung

### 5.2.12 Obere Kreide (kro), Modelleinheiten A7, A6 und A5

Der langgestreckte, schmale Kreidetrog in Streichrichtung der Allertalzone stellt ein wichtiges hydrogeologisches Element dar. Als echter Porengrundwasserleiter von z.T. großer Mächtigkeit bilden die Kreidesande im Gegensatz zu den angrenzenden Festgesteinsbildungen einen markanten Grundwasserspeicherraum.

Nach hydrogeologischen und auf das Hydrogeologische Modell ausgerichteten Aspekten lassen sich die im Modellraum vorkommenden Oberkreidebildungen in grundsätzlicher Übereinstimmung mit der geologischen Lokalgliederung wie folgt beschreiben:

- Untere Alleringerslebener Schichten (krALu), Modelleinheit A7

In dieser sehr wechselhaft aufgebauten Folge haben die locker gelagerten Sande gegenüber den zementierten Bereichen und den pelitischen Gesteinsausbildungen nur untergeordnet Anteil. Deshalb besitzt die krALu-Folge insgesamt grundwasserhemmende Gebirgseigenschaften und ist damit deutlich verschieden von den hangenden Kreidesanden. Wegen der direkten Auflagerung von krALu auf ebenfalls gering- bis undurchlässigen Gesteinen (Jura, Hutgestein) ist die geohydraulische Relevanz der Unteren Alleringerslebener Schichten - ihre Mächtigkeit wurde im Hydrogeologischen Modell generalisierend mit 15 m vorgesehen - im Modell nicht sehr groß. Ihre lokale hydraulische Effizienz wird aber z.B. an der GWM Dp Mors 2/89 deutlich. Die in einer Karstschlotte an der Hutgesteinsoberfläche verfilterte GWM (43-47 m u. GOK) wird durch ju und krALu (5,2 m und 26,4 m mächtig) abgeschirmt, so daß ihr geogen-salinar geprägter Chemismus trotz Nähe zum oberflächennahen Grundwasser noch deutlich erkennbar ist.

- Obere Alleringerslebener Schichten (krALo), Modelleinheit A6

Diese mehr oder weniger schluffigen Feinsande, die auch einzelne Lagen mit wechselnd schluffigem Mittelsand enthalten, sind überwiegend locker gelagert bis sehr schwach verfestigt. Sie sind relativ gleichförmig ausgebildet; die stärker schluffigen Lagen bewirken, daß die vertikale Durchlässigkeit gegenüber der horizontalen ausgeprägt geringer ist. Nach den Kornverteilungen aus Siebproben wurde eine mittlere Durchlässigkeit  $k_f = 5E-5$  m/s bestimmt. Nach Durchströmungsmessungen am Bohrkern (vertikale Durchlässigkeit) wurden für stärker sandiges Probenmaterial und für stärker schluffiges Probenmaterial mittlere Durchlässigkeiten von  $k_f = 1,5E-5$  m/s bzw.  $k_f = 7E-8$  m/s ermittelt. Für das HGM wird keine  $k_f$ -Differenzierung vorgenommen. Die Parameterschätzung bezieht sich auf einen Grundwasserleiter fiktiver homogener Durchlässigkeit:

$$k_f = 1E-5 \text{ m/s (Spannweite } 5E-6 \text{ ... } 5E-5 \text{ m/s)}$$

$$n_e = 8 \text{ ... } 12 \%$$

– Untere Walbecker Schichten (krWAu), Modelleinheit A5

Diese sehr schwach schluffigen, feinsandigen Mittelsande treten überwiegend locker bis sehr schwach verfestigt auf und sind meist ungeschichtet. Da schluffige Feinsandlagen nur selten auftreten, ist das Verhältnis horizontale / vertikale Durchlässigkeit weniger deutlich ausgeprägt. Nach Ergebnissen aus Siebanalysen und Durchströmungsmessungen läßt sich in guter Übereinstimmung eine mittlere Durchlässigkeit abschätzen.

$$k_f = 1E-4 \text{ m/s (Spannweite } 5E-5 \dots 5E-4 \text{ m/s)}$$

$$n_e = 10 \dots 15 \%$$

Die Kreidebasis ist morphologisch stark gegliedert und weist markante Tief- und Hochlagen auf (LOTSCH, 1998, vgl. auch Abb. 5.10). In Kombination mit der gleichfalls gegliederten Quartärbasis (ZIERMANN et al., 1998) tritt der Kreideaquifer in sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten auf. Man kann annehmen, daß in den Basisbereichen, insbesondere in den tiefen Muldenpositionen, ein stagnierendes hydrodynamisches und hydrochemisches Milieu ausgebildet ist und daß bevorzugt die hangenden Aquiferbereiche, die auch die höhere spezifische Durchlässigkeit besitzen, den eigentlichen Grundwasserdurchsatz (Massenstrom) realisieren. Dieser Vorstellung entspricht beispielsweise die Situation an der Dp Mors 38 mit der größten erbohrten kro-Mächtigkeit (vgl. dazu Kap. 6 und 7).

Wegen der guten Fassungsbedingungen in den Walbecker Sanden war der Oberkreideaquifer in der Vergangenheit Gegenstand wasserwirtschaftlicher Nutzung. Der ursprüngliche Fassungsstandort des Wasserwerkes Beendorf (zwischen Beendorf und Morsleben, nahe nördlich der Dp Mors 74A) wurde aber wieder aufgegeben, nachdem es Anfang der 80er Jahre in den Brunnen zu Salzwasserintrusionen gekommen war. Diese waren durch die starke Überbeanspruchung des verfügbaren Grundwasserdargebotes verursacht. (Der ehemalige Brunnenstandort Hy Be (6)78 liegt nur ca. 260 m von der Dp Mors 38A entfernt, wo im Basisbereich des kro-Aquifers geogensalines Grundwasser auftritt).

### 5.2.13 Tertiär und Quartär, Modelleinheiten A4 ... A1, T1

Die tertiären Bildungen können wegen ihrer geringen und randlichen Verbreitung und aus modellpraktischen Erwägungen heraus im HGM mit anderen Bildungen zusammengefaßt werden.

In der Allertalzone wird das kleine Tertiärvorkommen nordwestlich Schwanefeld der Modelleinheit „Mischquartär“ (A2) zugeordnet, was durch seine lithologische Wechselhaftigkeit zwischen

tonig-schluffiger und sandiger Fazies aber auch wegen der dem Mischquartär vergleichbaren Mächtigkeiten berechtigt ist.

Auf der Weferlinger Triasplatte fallen die tertiären Bildungen zusammen mit denen des Muschelkalkes und Quartärs in die Modelleinheit T1 „Deckschichten“.

Die im Fachbericht Hydrogeologische Modellbildung vorgestellte hydrogeologische Gliederung des Quartärs in der Allertalzone ist eine die lithofaziellen Inhomogenitäten und die Wechselhaftigkeit von Mächtigkeiten und Verbreitung einzelner Schichtglieder berücksichtigende starke Schematisierung in vier hydraulisch relevante Einheiten. Eine feinere Auflösung ist modelltechnisch nicht mehr sinnvoll und im Sinne der Zielstellung dieser Modellrechnungen auch ohne besondere hydraulische Relevanz. Die Beurteilung realer hydrogeologischer Sachverhalte und Zusammenhänge (Grundwasserdynamik, Hydrochemie, Isotopenhydrologie) hat jedoch die konkrete, standortspezifische hydrogeologische Situation zu berücksichtigen.

Im einzelnen werden die nachfolgenden 4 wesentlichen Modelleinheiten unterschieden. Ihre Geometrien sind im Modellbericht (LANGKUTSCH et al., 1997) in 4 Isolinienkarten dargestellt.

– Elster-Grundmoräne, Modelleinheit A4

Die Elstergeschiebemergel [qe(1) und qe(2) / gm] erreichen in den exarativen Hohlformen, die z.T. tief in die Kreideablagerungen einschneiden, ihre größten Mächtigkeiten. Ihr hoher Feinkornanteil und die dichte, massige Struktur verleiht diesen Geschiebemergeln eine ausgeprägt grundwasserhemmende Eigenschaft, die mit einem Mittelwert  $k_f = 5E-08$  m/s (Spannweite  $1E-08 \dots 1E-07$  m/s) angegeben werden kann. Somit werden diese Hohlformen mit dominant bindigem Material plombiert.

– Elster-Zwischensande, Modelleinheit A3

Elsterkaltzeitliche glazifluviatile bis glazilimnische Sande [qe(1-2) / gf, gl] treten zwischen beiden Elstergrundmoränen zwar flächenhaft zusammenhängend auf, sind aber nicht generell und durchgängig verbreitet, so daß sie als Grundwasserleiter nur lokale Bedeutung erlangen (vgl. Abb. 5.12). Aus ihrer für pleistozäne Schmelzwassersande charakteristischen Kornverteilung wurden  $k_f$ -Werte ermittelt, auf deren Grundlage ein mittlerer Durchlässigkeitswert für den Horizont insgesamt von  $k_f = 2,5E-04$  m/s (Spannweite  $5E-05 \dots 5E-04$  m/s) angegeben werden kann. Untergeordnet treten auch Sande in Wechsellagerung mit glazilimnischen Beckenschluffen auf, die nicht separiert wurden. Berücksichtigt man die integrale Schematisierung glazilimnischer und glazifluviatiler Bildungen, so ist die Festlegung einer Durchlässigkeit für den sandigen Modellkomplex von  $k_f = 1E-04$  m/s gerechtfertigt.

- Mischquartär [qe(2) gf, gl bis qh], Modelleinheit A2

Die gesamten verbleibenden Schichtglieder, die nicht mit den Modelleinheiten A1, A3 und A4 abgegrenzt wurden, werden unter dem Sammelbegriff „Mischquartär“ hydrogeologisch zu einem Komplex zusammengefaßt. Dazu gehören die genetisch und lithologisch sehr heterogenen und in ihrer lokalen Mächtigkeit und Verbreitung wechselhaften Schichten von den Nachschüttbildungen der Elsterkaltzeit über die Ablagerungen von Saalekaltzeit und Holsteinwarmzeit sowie Weichselkaltzeit bis zum Holozän. Weiterhin werden hier die Tertiärbildungen westlich Schwanefeld dieser Modelleinheit ebenfalls zugeschlagen.

Bei dieser Schichtenzusammenfassung bilden die bindigen Sedimente das bestimmende hydraulische Element. Die vielfältigen Wechsel variierender horizontaler und vertikaler Durchlässigkeiten werden nicht berücksichtigt. Als Schätzwert der mittleren Durchlässigkeit für das Mischquartär wird  $k_f = 1E-06$  m/s angenommen; obere und untere Schranken werden mit  $5E-05$  m/s bzw.  $5E-07$  m/s abgeschätzt.

- Niederterrasse, Modelleinheit A1

Die weichselkaltzeitlichen Flußsande und -kiese der Niederterrasse der Aller sind im Auenbereich des Allertales verbreitet. Über sie erfolgt letztlich die Sammlung der Grundwässer im Allertal und die Exfiltration in die Vorflut (Salzbach, Aller).

Die aus Kornverteilungen ermittelten Durchlässigkeitswerte bewegen sich in den Grenzen  $1E-04$  m/s und  $1E-03$  m/s. Für das HGM wird dieser Bildung  $k_f = 5E-04$  m/s zugewiesen.

#### **5.2.14 Zusammenfassende Darstellung der Parameterzuweisung**

In Tab. 5.14 sind die hydraulischen Parameter der hydrogeologischen Modelleinheiten – getrennt für die drei Struktureinheiten – in einer zusammenfassenden Übersicht dargestellt. Diese Tabelle aktualisiert bzw. korrigiert für die Modelleinheiten L3, L5, A8, A10, A12, A13, T5 und T7 die Angaben aus LANGKUTSCH et al. (1997).

Modell-einheit	Stratigraphie	Modell-unter-einheit	Gesteine	Durchlässigkeit m/s	effektive Porosität in %
L1	juhel-jusi		Ton- u. Schluffstein, Feinsandstein	1E-7 bis 1E-6	1-5
L2	juhe(u) + ko(3c)		Ton- u. Schluffstein	1E-9 bis 1E-8	0,5-3
L3	ko(2b) bis ko(3b)		Sandstein, Schluff- und Tonstein	1E-5 bis 1E-4	3-10
L3a	ko(Gl)		Ton- u. Schluffstein, Sandstein	1E-7 bis 1E-5	1-10
L4	koM + ko(2a)		Tonstein, Dolomitmergelstein	5E-8 bis 5E-7	0,5-3
L5	ko(1)1-7	K1	Ton- u. Schluffstein, Dolomitmergelstein	1E-7	1-5
		K2	wie K1 + Sandstein	1E-5 bis 1E-4	5-10
L6	kmSM		Ton- u. Schluffstein	1E-8 bis 1E-7	1-5
L7	kmGo	K1	Tonstein mit Gips	1E-11 bis 1E-10	0,5-3
		K2	wie K1 + Steinsalz	< 1E-11	< 1
		K3	wie K1, gestört	1E-9	0,5-3
L8	kmS	K1	Ton- bis Feinsandstein, imprägniert mit Salz	1E-11	0,1-1
		K2	Ton- bis Feinsandstein, erhöht klüftig	5E-8 bis 1E-7	1-5
		K3	Ton- bis Feinsandstein	1E-10 bis 1E-9	0,5-5
L9	kmGu		Tonstein mit Gips u. Steinsalz	< 1E-11	0,5-3

Tabelle 5.14 Hydraulische Parameter der hydrogeologischen Modelleinheiten (Schematisierung für großräumige Beschreibungen des ERA Morsleben)

Blatt 1: Lappwaldscholle

Modell- einheit	Stratigraphie	Modell- unter- einheit	Gesteine	Durchlässigkeit m/s	effektive Porosität in %
A1	qw/f		Sande (Niederter- rasse)	5E-4	15-20
A2	qe(2)-qh + t		Schluff, Sand, Ton	1E-6	5-15
A3	qe(1-2)gf		Schmelzwassersande	1E-4	10-15
A4	qe/gm		Geschiebemergel	5E-8	8-12
A5	krWA		Sande, z.T. schluffig	1E-4	10-15
A6	krALo		Feinsand, schluffig	1E-5	8-12
A7	krALu		Schluff	1E-8	5
A8	j	K1	Ton- u. Schluffstein (SW-Randstörung u. über Top Hutgestein)	1E-9	0,5-5
		K2	- Schluffstein, ge- stört über Top Hut- gestein - hangende Meter bis Dekameter schutt- artige Schluff- u. Tonsteine, über K1 (als Äquivalent zu L3a SW-Randstö- rung südl. Been- dorf)	1E-8	0,5-5
		K3	sandiger Schluffstein (SW-Randstörung nördl. Beendorf > 60 m NN)	1E-7	5
A9	kmSM + ko(1)	K1	Ton- u. Schluffstein, tiefer -40 m NN	1E-10 bis 1E-9	1-5
		K2	wie K1, über -40 m NN	1E-8 bis 1E-7	1-10
A10	kmGo	K1	Tonstein mit Gips tiefer ± 0 m NN	1E-11 bis 1E-10	0,5-3
		K2	Tonstein mit Gips höher ± 0 m NN	1E-10 bis 1E-9	0,5-3
A11	kmS		Schluff- u. Feinsand- stein	1E-9	1-5
A12	mu-kmGu	K1	Ton- u. Mergelstein höher ± 0 m NN	1E-9	0,5-3
		K2	Ton- u. Mergelstein tiefer ± 0 m NN	1E-11 bis 1E-10	0,5-3
A13	cr(z2-4)	K1	Anhydrit, Gips	1E-11	0,1-0,5
	cr(DA/GT/LK)	K2	Anhydrit, Ton, Kar- bonat	1E-11 bis 1E-8	1-5
A14	z2-4		Salinare Abfolge	<E-11	

Tabelle 5.14 Hydraulische Parameter der hydrogeologischen Modelleinheiten (Schematisierung für großräumige Beschreibungen des ERA Morsleben)

Modell-einheit	Stratigraphie	Modell-unter-einheit	Gesteine	Durchlässigkeit m/s	effektive Porosität in %
T1	q + t	K1	Sand, Schluff, Ton	1E-6	5-15
	mu	K2	Kalkstein	1E-8 bis 1E-7	3-10
T2	so	K1	Ton- u. Schluffstein, z.T. mit Gips	1E-8 bis 1E-7	0,5-5
		K2	wie K1, Gipskarstgebiet	1E-7 bis 1E-6	0,5-5
T3	smS		Sandstein, Ton- u. Schluffstein	1E-6 bis 1E-5	5-15
T4	smV		Ton- u. Schluffstein, selten Feinsandstein	1E-10	0,5-5
T5	smVS		Sandstein	$\leq 1E-9$	5-15
T6	su		Ton- u. Schluffstein	$< 1E-10$	0,5-5
T7	mu/so/sm der NE-Randstörung	K1	Ton- u. Schluffstein, Karbonate	1E-9 bis 1E-7	0,5-5
	ku/m/so/sm/su der NE-Randstörung	K2		1E-11 bis 1E-9	0,5-5

Tabelle 5.14 Hydraulische Parameter der hydrogeologischen Modelleinheiten (Schematisierung für großräumige Beschreibungen des ERA Morsleben)

Blatt 3: Weferlinger Triasplatte



## 6 Beschaffenheit der Grundwässer

Bearbeiter: G. Schwamm

### 6.1 Chemische Zusammensetzung der Grundwässer

#### 6.1.1 Datenbasis

##### *Beprobungsarbeiten und Grundwasserrepräsentanz*

Seit 1981 sind zur hydrochemischen Untersuchung des Grundwassers im weiteren Untersuchungsgebiet Proben aus Grundwassermeßstellen (GWM) und zwischenzeitlichen Tests der Bohraufschlüsse, aus Haus- und kommunalen Versorgungsbrunnen sowie aus Quellaustritten gezogen worden. Die Beprobungen erfolgten in einzelnen Serien, die im zeitlichen Zusammenhang mit dem Fortgang der verschiedenen Bohrprogramme zur Standorterkundung ERAM stehen.

Im Zeitraum 1981 - 1983 waren durch das ZGI Berlin in einem relativ weit um den heutigen Untersuchungsraum gefaßten Gebiet kommunale, Wirtschafts- und Hausversorgungsbrunnen mit geringen Entnahmetiefen sowie Quellaustritte als orientierende Vorbereitung auf das erste Bohrprogramm 1983 - 1985 beprobt worden.

Die Beprobungsserie 1983 - 1986 umfaßte neben den neu eingerichteten GWM Hy Mors des Bohrprogrammes 1983-1985 noch verschiedene Versorgungsbrunnen im weiteren Umfeld des geplanten Endlagers. Die Beprobung der neuen GWM erfolgte durch Saugpumpen oder mittels Probenheber aus dem Filterbereich in Abhängigkeit von der Lage des Grundwasserspiegels. Dokumentationen zum Klarspülen der GWM-Filter und zu den Grundwasserbeprobungen selbst liegen nicht vor, so daß eine Beurteilung der Grundwasserrepräsentanz der Proben nicht möglich ist.

In der Serie 1989-1991 wurden Proben bei den Gestängelifttests während des Bohrungsteufens und aus den GWM der spülgebohrten Neuaufschlüsse Dp Mors (Bohrprogramm 1988 - 1990) gezogen. Die in der Gestängelifttest-Dokumentation (REMUS et al., 1990 - Teil 7) aufgeführten Fördermengen und -raten und die Ergebnisse der Neuauswertung dieser Geohydrauliktests durch KLOSKA (1998) berechtigen zur Annahme, daß 11 der 12 analysierten Testproben weitgehend Grundwasser repräsentieren. Die damalige Erstbeprobung der GWM Dp Mors erfolgte mittels Probenheber aus dem Filterniveau, nachdem an den GWM-Installationen vorher mittels Druckluftpumpen Reinigungsarbeiten (air-lift) durchgeführt worden waren. Eine spezielle Beprobungsdokumentation liegt nicht vor. Auch die Dokumentationen zu den air-lift-Reinigungsarbeiten selbst lassen, wie schon in der Serie 1983-1986, hier ebenfalls keine Beurteilung der Grundwasserrepräsentanz der GWM-Proben zu (REMUS et al., 1990 - Teil 12).

Im Zeitraum 11/1992 - 06/1993 war eine Auswahl von GWM der Bohrprogramme 1983 - 1985 und 1988 - 1990, der Pegelnetze der Stadtwerke Helmstedt, des Wasserwerkes Beendorf und des

Staatlichen Umweltamtes Magdeburg sowie alle Brunnen des Wasserwerkes Helmstedt beprobt worden. Durch den Einsatz kleinkalibriger regelbarer Unterwassermotorpumpen wurden die Probenahmemöglichkeiten erweitert und verbessert. Die computergestützte detaillierte Registrierung des Beprobungsablaufes in Form einer laufenden Erfassung der Förderstatistik und verschiedener Repräsentanzkriterien sowie der Nachweis der Probenmengen und Probenbehandlung im sogenannten Feldwasseranalyseprotokoll bedeuteten eine erhebliche Qualitätsverbesserung im Hinblick auf die Beurteilung der Grundwasserrepräsentanz der Wasserproben einerseits und der Funktionsfähigkeit bzw. Sanierungsbedürftigkeit einzelner GWM andererseits.

Aus den Beprobungsprotokollen 11/1992 – 06/1993 (Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1993: DBE, 1996a) waren an vielen GWM anhand quantitativ kontinuierlich erfaßter Parameter (elektrische Leitfähigkeit und pH-Wert) sowie der organoleptischen Qualitätskriterien (Trübung, Färbung, Geruch) noch immer Bohrprozeßeinflüsse im Förderstrom zu erkennen. Diese Bohrprozeßeinflüsse weisen in jedem Fall darauf hin, daß bei den vorhergehenden Beprobungsserien 1983-1986 und 1989-1991 in den Proben aus den entsprechenden GWM seinerzeit noch keine Grundwasserrepräsentanz erzielt worden war. Bei einigen GWM konnten die Verunreinigungen sogar erst im Zuge der nachfolgenden qualitativ abgesicherten Beprobungen 1994/95 beseitigt werden. An drei GWM dieser Beprobungsserie 1992-1993 mußten 1995 Sanierungsarbeiten veranlaßt werden. Sie sind in zwei Fällen erfolgreich abgeschlossen worden.

Auf der Grundlage des GWM- und Brunnenbestandes der vorgenannten Beprobungsserie 1992 - 1993 wurden im Zeitraum 10/1994 - 12/1995 (einzelne Nachträge in 06/1996) zwei weitere Beprobungsdurchgänge absolviert (DBE, 1996c und 1997a).

Im Rahmen des Bohrprogramms 1994 - 1995 wurden im Zeitraum 12/1994 - 11/1995 insgesamt 14 grundwasserergiebige, im offenen Bohrloch gefahrene Tests (Technische Abschlußberichte bzw. Bohrlochberichte zum hydraulischen Testing: GOLDER ASSOCIATES, 1996-97) und erstmalig die 66 neu erstellten GWM (GWM-Dokumentation: GOLDER, 1996-97) beprobt. Dem Problem des Nachweises der Grundwasserrepräsentanz in den Erstbeprobungen wurde durch den Einsatz eines Uranintracers in der Bohrspülung besondere Bedeutung beigemessen. Die kontinuierliche Messung der Tracerrestkonzentration im Pumpversuchs- bzw. Testförderstrom bildete das Hauptprüfkriterium zur qualitätsgerechten Grundwasserbeprobung. Daneben stellen die laufend apparativ erfaßten Parameter Fördermenge, elektrische Leitfähigkeit, pH und Temperatur sowie die organoleptischen Befunde weitere Repräsentanzkriterien dar.

Trotz eines mitunter erheblichen technischen und zeitlichen Aufwandes konnten bei einigen GWM-Kurzpumpversuchen und bei wenigen Tests die Repräsentanzkriterien im verfügbaren Zeitrahmen nicht vollständig erreicht werden. Die gezogenen Proben wurden dennoch analysiert und lieferten somit zumindest Angaben zur Größenordnung der hydrochemischen Parameter. An

den GWM konnten später nach dieser ersten Beprobung die Abpumparbeiten zum Klarspülen bis zur qualitätsgerechten Probenahme fortgeführt werden. Diesbezüglich extreme Beispiele sind DpMors 56A/94 und 60A/95 mit 463 h bzw. 576 h Klarspülzeit.

Die Beprobungen aller GWM des Bohrprogramms 1994 - 1995 wurden als sogenannte Zweit- und Drittbeprobungen im Jahresverlauf 1996 (einzelne Nachträge in 01/ und 03/1997) fortgeführt und abgeschlossen (DBE, 1997a).

Von den Förderbrunnen des Wasserwerkes der Stadtwerke Helmstedt GmbH sind teilweise bis vor das Jahr 1973 zurückreichend Beprobungen des Grundwassers dokumentiert. Aus den Besonderheiten des Förder- und Betriebsregimes (Stufenverfilterung, täglich diskontinuierlicher Brunnenbetrieb) und des jeweilig zufälligen Beprobungszeitpunktes resultieren gewisse Schwankungsbreiten in den Zeitreihen der analysierten Parameter.

Aus den Bohrprogrammen und den Grundwassermeßnetzen Dritter standen funktionstüchtige Beprobungsstellen wie folgt zur Verfügung:

- 30 GWM und Brunnen der Wasserwerke Helmstedt und Beendorf,
- 11 GWM des Bohrprogrammes Hy Mors 1983-85,
- 9 GWM des Bohrprogrammes Dp Mors 1988-90,
- 66 GWM des Bohrprogrammes Dp Mors 1994-95.

Die repräsentative Proben liefernden GWM und Tests wurden in Anlage 7.2.1 gemeinsam mit den beprobten Wasserwerksbrunnen alphanumerisch geordnet erfaßt.

#### *Beprobungsmodalitäten*

Die bei der Grundwasserbeprobung zu beachtenden Modalitäten (wie Probenflaschenkonditionierung, Probenfiltration, Zwischenlagerung und Transportbedingungen) und die Vorschriften zur Dokumentation der Beprobungsarbeiten, die im Rahmen des seit 1992 andauernden ERAM-Projekts zu beachten sind, wurden in KANTOR & WIPPERMANN (1994) und KANTOR (1997b) ausführlich dargestellt.

## 6.1.2 Grundwasseranalytik

### *Eingesetzte Laboratorien*

Die Wasseranalytik wurde in folgenden Laboratorien durchgeführt:

- Labor Schwerin des damaligen VEB Kombinat Geologische Forschung und Erkundung Halle: alle Beprobungsserien 1981 - 1990. Die Dokumentation ist in KÄBEL et al. (1987) und in REMUS et al. (1990) - Teile 7 und 12 - erfolgt. Aus bereits unter 6.1.1 erläuterten Repräsentanzgründen wird nachfolgend bei quantitativen Auswertungen lediglich auf die Analysen zu den Gestängelifftests der Bohrungen Dp Mors .../88-90 und Kb Mors .../84-85 zurückgegriffen.
- Labor der BGR Hannover: Beprobungsserie 11/1992 - 06/1993 an Alt-GWM und Brunnen sowie Beprobungsserie 1996 (Serie ab 07/1996) an GWM des Bohrprogramms 1994 - 1995. Im Zeitraum 10/1994 bis 06/1996 führte das BGR-Labor die Kontrollanalysen zur planmäßigen Analytik aus.
- Chemisches Laboratorium Dr. E. Weßling GmbH, Hannover (CLW): Alle Beprobungsserien ab 10/1994 bis 06/1994 an älteren GWM und Brunnen sowie GWM und Tests des Hauptbohrprogramms 1994 - 1995.

Im Zeitraum ab 11/1992 wurden in den Laboren der BGR und von CLW insgesamt 522 Grundwasseranalysen durchgeführt. Die Dokumentation erfolgte in drei Zwischenberichten (KANTOR & WIPPERMANN, 1994 sowie KANTOR, 1996 und 1997a) und einem Endbericht (KANTOR, 1997b).

### *Untersuchungsparameter und Bestimmungsmethoden*

Die Liste der Untersuchungsparameter war im Zeitraum 1981 - 1990 mit den Hauptionen und einigen traditionellen Summenkriterien vergleichsweise kurz. Mit der Beprobungsserie 11/1992 - 06/1993 kam ein aus den Erfahrungen der BGR an anderen Endlagerstandorten abgeleitetes, weit aus umfassenderes Untersuchungsspektrum zur Anwendung, d.h. es wurden weitere an der Salzlagerstättenbildung beteiligte Ionen, verschiedene Spurenelemente und summarische Parameter zusätzlich gemessen.

Mit einigen Veränderungen bei den Spurenstoffen wurde dann ab November 1994 nach folgender Parameterliste analysiert:

pH, Leitfähigkeit, Chlorid, Sulfat, Hydrogenkarbonat, Nitrit, Nitrat, Bromid, Phosphat, Bor, Jodid, Fluorid, Aluminium, Barium, Silicium, Kalium, Natrium, Magnesium, Calcium, Eisen, Mangan, Ammonium, Strontium, Dichte.

Im BGR-Labor wurden zusätzlich folgende Parameter fakultativ analysiert:

Karbonathärte, Gesamthärte, Lithium sowie die Schwermetalle Cadmium, Kupfer, Blei, Zink, Kobalt, Scandium, Beryllium, Chrom, Nickel und Vanadium.

Bei der Grundwasserbeprobung wurden vor Ort in der sogenannten Feldwasseranalyse folgende Parameter festgestellt: Färbung, Trübung, Geruch, Temperatur, Redox-Potential, Sauerstoff, Leitfähigkeit, Hydrogenkarbonat, pH-Wert, Chlorid, Eisen und Dichte.

Die laboranalytischen Bestimmungsmethoden im Rahmen der Vorschriften der Deutschen Einheitsverfahren zur Wasseruntersuchung und die eingesetzten Meßapparaturen sind in KANTOR (1997b) detailliert dargestellt worden.

#### *Analysenplausibilität*

Die Plausibilität der hydrochemischen Grundwasseranalysen wurde von den Laboren laufend über die obligatorisch in den Untersuchungsbefunden zu dokumentierende Ionenbilanz geprüft. Im Rahmen dieser Selbstkontrolle konnten in den Laboren eventuelle Fehler sofort festgestellt werden. Bedarfsweise ist die Analyse an Rückstellproben wiederholt worden.

Im BGR-Labor wird die Plausibilität der in den Proben gemessenen elektrischen Leitfähigkeitswerte durch den ständigen Vergleich mit einer aus den Analysendaten unter Berücksichtigung der ionenspezifischen Leitfähigkeiten berechneten theoretischen elektrischen Leitfähigkeit überprüft. Im Rahmen der ERAM-Analytikarbeiten wurde im BGR-Labor ein Lösungsweg zur Ermittlung der Dichte der Wässer aus den Hauptionen der chemischen Analysen (ZINNER, 1997) erarbeitet und getestet. Er eignet sich sowohl zur routinemäßigen Prüfung der Dichtemeßwerte und des plausiblen Zusammenhanges der laborativen Meßwerte Dichte und elektrische Leitfähigkeit als auch zur nachträglichen Ermittlung der Dichte aus der Ionenbilanz der Wasseranalysen.

#### *Kontrollanalytik*

In den Beprobungsreihen seit 10/1994 wurden zur Wahrung eines hohen Analysenstandards bei einem Drittel aller Proben im BGR-Labor Paralleluntersuchungen durchgeführt. Der kontrollierende Ergebnisvergleich durch das BGR-Labor erfolgte sofort nach der Analysenerstellung, wobei nicht übereinstimmende Ergebnisse von beiden Laboren auf Fehlerquellen geprüft wurden. Unterschiedliche Meßgenauigkeiten beider Labore wurden durch eine Matrixanpassung korrigiert, worauf die Meßergebnisse im tolerierbaren Bereich übereinstimmten.

Im Endbericht zu den Beprobungs- und laboranalytischen Untersuchungen 1992-1997 (KANTOR, 1997b) wurde ein ausführlicher statistischer Vergleich der Kontrollanalysen der BGR mit den Analysen aus dem CLW vorgenommen. Dabei wurde zusammenfassend festgestellt, daß die Diffe-

renzen zwischen den Analysen des CLW und der BGR, von ganz wenigen Ausnahmen abgesehen, sehr gering sind. Sie sind insbesondere im Hinblick auf die Absolutwerte so klein, daß die Messungen als gut übereinstimmend angesehen werden können.

### **6.1.3 Beschreibung der Wasserinhaltsstoffe**

#### **6.1.3.1 Einführung - Allgemeine Aspekte zur zeitlichen und räumlichen Variabilität**

Die hydrochemischen Verhältnisse werden entsprechend des im Abschnitt 5.1.2 vorgegebenen Aquifergliederungsprinzips möglichst separat für die grundwasserleitenden und modellrelevanten hydrostratigraphischen Modelleinheiten der einzelnen strukturgeologischen Baueinheiten einschließlich des durch seine komplizierten Lagerungsformen gekennzeichneten Bereichs der Südwest-(SW)Randstörung beschrieben. Die hydrochemischen Parameter sollen dabei gruppenweise als Hauptinhaltsstoffe, Nebenbestandteile und Spurenstoffe vorgestellt werden.

Grundwasseranalysen liegen von der Mehrzahl der modellrelevanten hydrostratigraphischen Einheiten vor. Nachfolgende Modelleinheiten ohne abförderbare Grundwasserführung sind ohne Analysen verblieben: L7 (Oberer Gipskeuper) auf der Lappwaldscholle, A8 (Jura) und A10 – A12 (Oberer und Unterer Gipskeuper und Unterkeuper) in der Allertalzone sowie T4 und T5 (Volpriehausenfolge) auf der Weferlinger Triasplatte. Die für die 21 beprobten hydrostratigraphischen Modelleinheiten sehr unterschiedliche Belegungsdichte mit Analysen wird aus der Tab. 6.1 ersichtlich. In einigen Fällen, wo der Beprobungsbereich, d.h. die Filterstrecke oder das Testintervall, über eine hydrostratigraphische Schichtbegrenzung hinausreichte, war der überwiegende Schichtenanteil für die Zuordnung maßgebend. Derartige Kompromisse waren vor allem bei den oftmals stufenverfilterten GWM und Förderbrunnen der Stadtwerke Helmstedt erforderlich.

An den Alt-GWM wurden im Zeitraum von zweieinhalb bis drei Jahren jeweils durchschnittlich drei Beprobungen vorgenommen. Die GWM der 1994-1995 erstellten Neuaufschlüsse wurden innerhalb von 14 bis 20 Monaten dreimal beprobt. Diese äußerst kurzen Zeitreihen stellen praktisch Momentaufnahmen des Hydrochemismus dar und erlauben für die einzelnen Beprobungsstellen keine Aussagen zur zeitabhängigen Variabilität der Wasserinhaltsstoffe. Die bei verschiedenen Parametern festzustellenden geringen Konzentrationsunterschiede zwischen den drei Beprobungen einzelner Meßstellen resultieren aus einer im einzelnen nicht quantifizierbaren Überlagerung von mehreren Einzelursachen. Diesbezüglich sind zu nennen: die geringfügige laboranalytische Schwankungsbreite der Bestimmungsgenauigkeiten, das Zusammenwirken des jeweiligen individuellen Förderregimes, nämlich Einhängtiefe der Pumpe und Förderrate, mit der Verfilterung (Intervall und Teufe) bei vertikal stärker differenzierten Schichtwasserkonzentrationen sowie Bohrprozeßresteinflüsse. Trotz formaler Erfüllung der im Abschnitt 6.1.1 genannten Kriterien zur

Repräsentanzkontrolle sind verbliebene Bohrprozeßeinflüsse bei einigen Erstbeprobungen letztlich nicht vollständig auszuschließen.

Analysen aus Proben, die bei geohydraulischen Tests während der laufenden Bohrarbeiten entnommen wurden, liegen jeweils nur einmal vor.

Die festgestellten geringen Parameterschwankungen in den über zwanzigjährigen Zeitreihen der Förderbrunnen des Wasserwerkes Helmstedt lassen keine Tendenzen über die Zeit erkennen und sind zwanglos mit den Zufälligkeiten, die aus den Besonderheiten der Stufenverfilterung, des Betriebsregimes und der jeweiligen Beprobungszeitpunkte resultieren, erklärbar.

Im Sinne der vorausgegangenen Darlegungen über die geringen zufallsbedingten Schwankungen der chemischen Grundwasserparameter wird zur Beschreibung der hydrochemischen Einzelparameter im Regelfall die terminlich letzte Analyse der einzelnen Beprobungsstellen als relevant betrachtet.

Der auf engstem Raum komplizierte geologische Bau des Untersuchungsgebietes geht mit einer großen räumlichen Variabilität in der chemischen Zusammensetzung der Grundwässer einher. Die große Variationsbreite der Hauptinhaltsstoffe im Grundwasser der beprobten Modelleinheiten soll summarisch anhand einer Diagrammkombination dreier Parameter beispielhaft mit der Abb. 6.1 a-c aufgezeigt werden.

In dieser Diagrammfolge sind alle Beprobungsstellen in den hydrostratigraphischen Modelleinheiten mit je einer relevanten Analyse im Bild a vertreten; die Bilder b und c stellen jeweils Ausschnittvergrößerungen der bzgl. Chlorid "punktreicheren" Diagrammbereiche der Bilder a und b dar. In Abhängigkeit vom Summenparameter Dichte, der alle hydrochemischen Inhaltsstoffe integriert, werden die Chloridkonzentration auf der linken Ordinatenkala und das Verhältnis der molekularen Äquivalentgewichte der Natrium- und Chloridionen (kurz: Na/Cl-Äquivalentverhältnis) auf der rechten Ordinatenkala dargestellt. Die großen Bandbreiten von Chloridkonzentration und Dichte  $\rho$  sind für das gesamte Untersuchungsgebiet erkennbar. Als Ausdruck einer generellen Chloriddominanz (Na-Cl-Typ) in den höher mineralisierten Grundwässern (etwa ab  $\rho \geq 1,003 \text{ g/cm}^3$ ) ist in grober Annäherung ein linearer Zusammenhang von Dichte und Chloridkonzentration feststellbar.

Speziell für die süßen, aber auch die gering mineralisierten Grundwässer bis ca.  $\rho \leq 1,003 \text{ g/cm}^3$  dokumentiert die überaus große Schwankungsbreite des Na/Cl-Äquivalentverhältnisses beiderseits von Na/Cl = 1 indirekt eine große Variabilität der übrigen Hauptinhaltsstoffe, vor allem bei den Anteilen von Calcium, Magnesium, Hydrogenkarbonat und Sulfat. Das Na/Cl-Äquivalentverhältnis streut dann mit wachsender Chloridkonzentration und Dichte immer näher um 1, um sich bei  $\rho > 1,06 \text{ g/cm}^3$  knapp unter 1 einzuregeln.

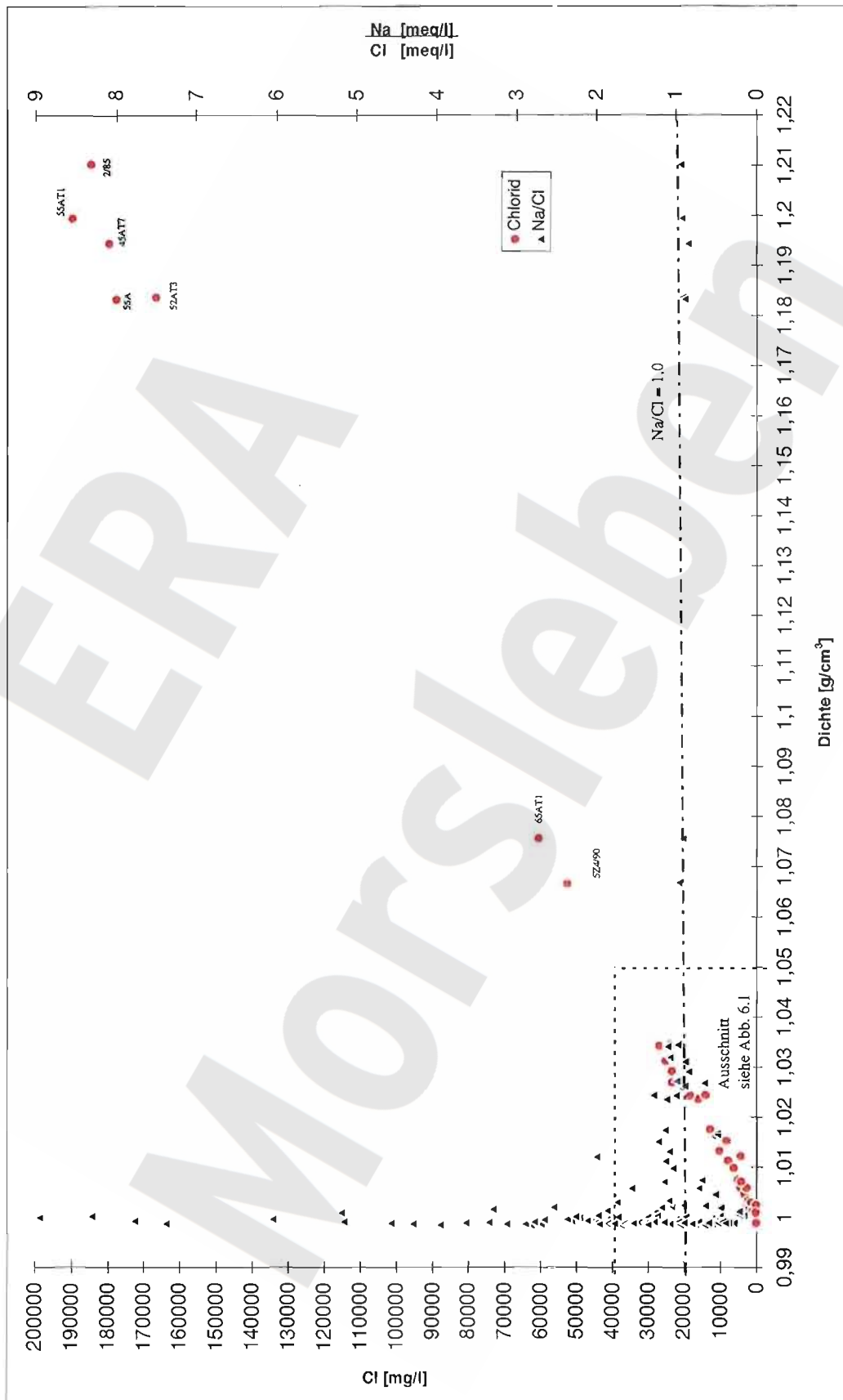


Abb. 6.1 a: Chloridkonzentrationen und Na/Cl-Verhältnis der Grundwässer in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen



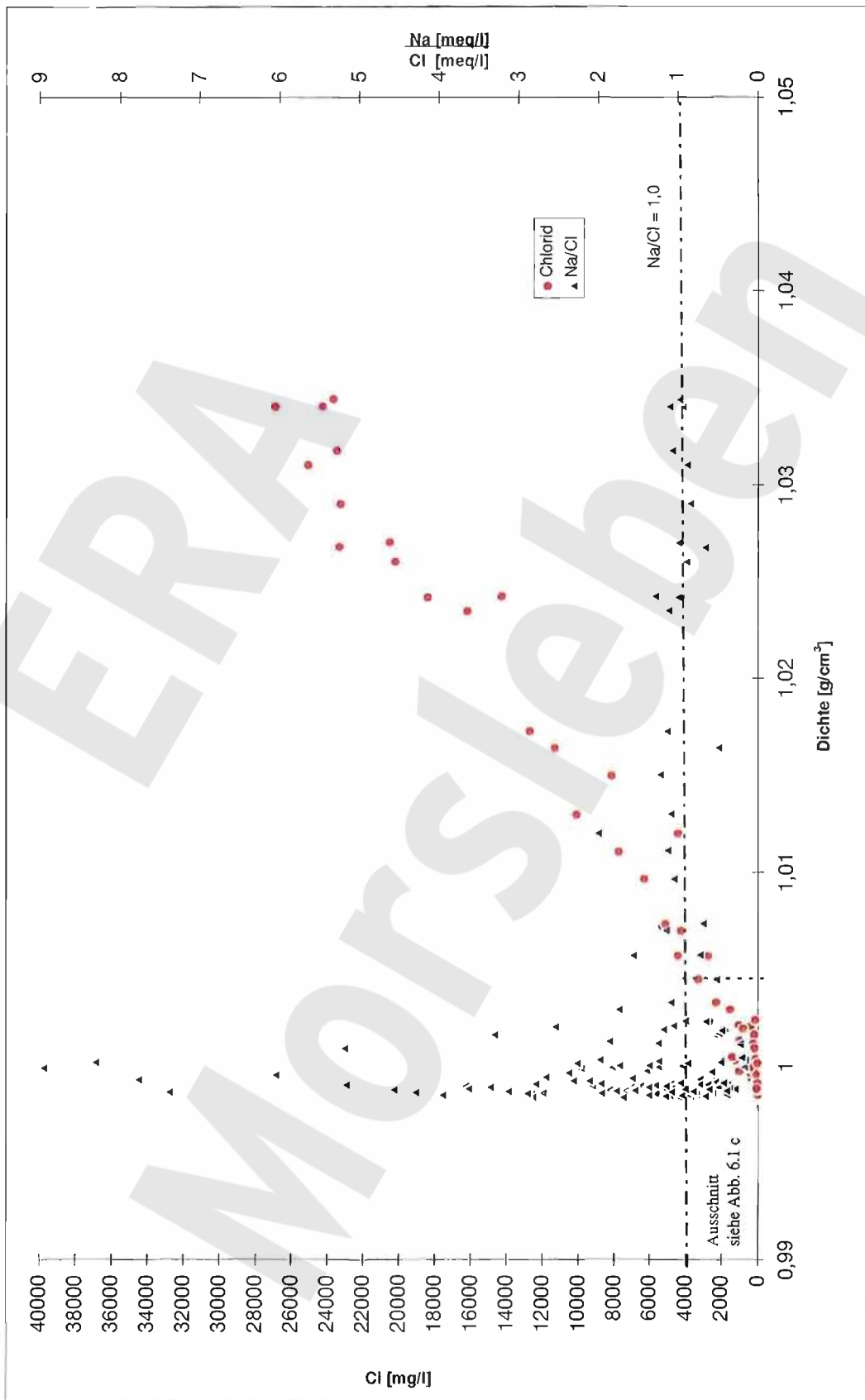


Abb. 6.1 b: Chloridkonzentrationen und Na/Cl-Verhältnis der Grundwässer in Abhängigkeit von der Dichte (Ausschnittvergrößerung von Abb. 6.1 a)

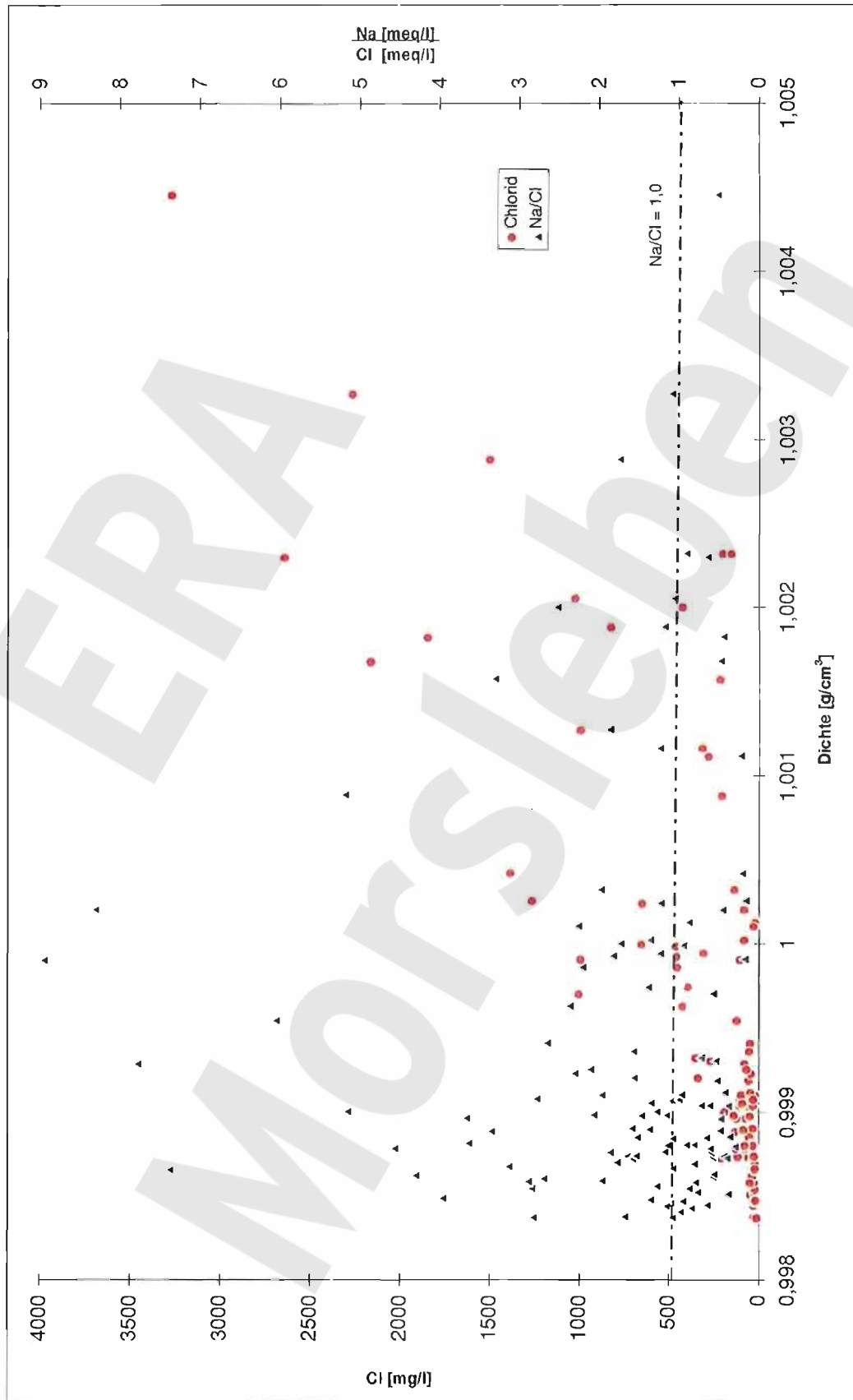


Abb. 6.1 c: Chloridkonzentrationen und Na/Cl-Verhältnis der Grundwässer in Abhängigkeit von der Dichte (Ausschnittvergrößerung von Abb. 6.1 b)

### 6.1.3.2 Hauptinhaltsstoffe

Die Kationen Calcium, Magnesium, Kalium und Natrium und die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid, die unabhängig vom Mineralisierungsgrad (von Süßwasser bis Sole) in der Regel nahezu den gesamten Lösungsinhalt im Grundwasser bilden, werden als Hauptinhaltsstoffe zusammengefaßt erläutert. In Tab. 6.1 sind diese ionischen Parameter mit ihren Kenngrößen arithmetischer Mittelwert, Maximum und Minimum getrennt nach Modelleinheiten aufgezeigt. Die Modelleinheiten A8, L3a, L6 und L8 im Bereich der SW-Randstörung erhalten in Tab. 6.1 und im nachfolgenden Text den Index „SW“. Die Kenngrößen sind aus den Analysen zu den in Tab. 6.2 aufgeführten Beprobungsstellen berechnet worden. Die Hauptinhaltsstoffe sind außerdem einzeln mit ihren Kenngrößen in der Anlage 7.1.1 und zusammengefaßt in Abb. 6.2 graphisch dargestellt. Um einen summarischen Soforteindruck vom Konzentrationsniveau der Schichtwässer in den hydrostratigraphischen Modelleinheiten zu vermitteln, wurde in den Abbildungen und Tabellen zusätzlich die Dichte mitgeführt. Speziell die Blätter 8-10 in Anlage 7.1.1 zeigen die sehr unterschiedlichen Bandbreiten der Dichte in den einzelnen Modelleinheiten.

Die hydrostratigraphischen Modelleinheiten mit dem jeweils höchsten Konzentrationsniveau können pro Parameter wie folgt hervorgehoben werden (an erster und zweiter Position die höchsten Niveaus, danach weitere Einheiten mit erhöhtem Niveau über dem ungefähren Durchschnitt).

- Calcium: A13, L8, SW-L8, SW-L3a und SW-L6, T3 sowie A6+7;
- Magnesium: L8, A13, SW-L8, SW-L3a, SW-L6, A6+7 und L6;
- Natrium: L8, A13, SW-L8, L6, SW-L6 und -L3a, T3 sowie A6+7;
- Kalium: A13, L8, SW-L3a und SW-L8;
- Sulfat: SW-L8, L8, L6, A13 und T3;
- Chlorid: L8, A13, SW-L8, L6, SW-L6 und SW-L3a;
- Hydrogenkarbonat: Das Konzentrationsniveau ist nahezu in allen Schichten ausgeglichen, geringere Konzentrationen liegen nur im hochmineralisierten Grundwasser des Schilfsandsteins der Lappwaldscholle (L8) vor.
- Dichte: Aus der Aufstellung der Einzelparameter ist unschwer abzuleiten, daß im Hutgestein (A13) und im Schilfsandstein (L8) die größten Grundwasserdichten vorliegen.

Relativ niedrige Konzentrationsniveaus der Hauptinhaltsstoffe mit zumeist geringeren Konzentrationsspektren lassen sich zwar in den hydrostratigraphischen Einheiten L1-L4 und z.T. in L5 der Lappwaldscholle erkennen, doch ist festzustellen, daß innerhalb der übrigen hydrostratigraphischen Einheiten die einzelnen Hauptinhaltsstoffe bei sehr unterschiedlichen mittleren Konzentrationsniveaus meist verhältnismäßig breite Konzentrationsspektren aufweisen. Beim Vergleich der Hauptinhaltsstoffe des in drei struktureologischen Baueinheiten als L6, SW-L6 und A9 vertrete-

nen Steinmergelkeupers fallen die in der Allertalzone (A9) deutlich niedrigeren Mittelwerte und zumeist geringeren Konzentrationsspektren auf (s. Abb. 6.2).

Innerhalb der hydrostratigraphischen Modelleinheiten wurden die Hauptinhaltsstoffe einzeln auf Konzentrations-/Tiefenabhängigkeiten untersucht. Grundsätzlich ist bei den Einzelparametern - in Abhängigkeit von der Analysenbelegungsichte - fast in jeder Schicht eine mehr oder minder deutlich ausgeprägte Tiefenabhängigkeit der Konzentrationen erkennbar. Allerdings wechseln speziell in der Allertalzone und zum Teil auf der Lappwaldscholle und im Bereich der SW-Randstörung bohrlokationsbezogen die Konzentrations-/Tiefen-Relationen innerhalb der einzelnen Schichten so erheblich, daß schichtentypische Abhängigkeiten konkret nicht auszuweisen sind. Wie nachfolgend in 6.1.4 in bestimmten Fällen aufgezeigt wird, sind die Ursachen solcher teilgebietsweise speziellen Konzentrationsverteilungen bei komplexer Betrachtung möglichst vieler unterschiedlicher Inhaltsstoffe oft erkennbar. In anderen Modelleinheiten, vor allem in denen auf der Weferlinger Triasplatte, erlaubt die geringe Analysenbelegungsichte praktisch keine entsprechende Beurteilung.

Insgesamt kann somit festgestellt werden, daß der wechselhafte Hydrochemismus, wie er sich aus der Übersichtsdarstellung der Hauptinhaltsstoffe im Untersuchungsgebiet erkennen läßt, ein Ausdruck der auf engstem Raum äußerst komplizierten struktureologischen Verhältnisse ist.

Hydrostratigraphische Modelleinheit	Wertart	Dichte (g/cm <sup>3</sup> )	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	HCO <sub>3</sub> (mg/l)	SO <sub>4</sub> (mg/l)	Cl (mg/l)
L1: jusi - juhel Analysezahl 8	Mittelwert	0,999156	138	78	33	5	243	471	55
	Maximum	1,002321	493	428	115	14	549	2600	195
	Minimum	0,998425	32	11	11	2	58	85	18
L2: juhe(u) - ko(3c) Analysezahl 3	Mittelwert	0,999410	128	59	179	11	346	569	54
	Maximum	1,000202	163	86	420	14	440	1050	78
	Minimum	0,998672	60	17	52	7	210	138	32
L3: ko(3b) - ko(2b) Analysezahl 11	Mittelwert	0,999098	120	48	95	6	241	417	71
	Maximum	1,001115	521	218	580	19	480	1550	275
	Minimum	0,998368	18	5	8	2	25	18	12
L4: ko(2a) - ko(1) 8-9 Analysezahl 4	Mittelwert	0,998832	83	47	31	7	351	128	43
	Maximum	0,999048	137	63	76	17	495	221	87
	Minimum	0,998444	31	14	11	3	55	92	26
L5: Unterrhät Analysezahl 22	Mittelwert	0,999120	54	36	252	6	316	264	201
	Maximum	1,002880	140	124	1700	13	763	1930	1500
	Minimum	0,998467	4	1	10	2	46	34	17
L6: Steinmergelkeuper Analysezahl 9	Mittelwert	1,018510	643	231	9146	39	154	3689	13045
	Maximum	1,034000	1760	643	17500	70	480	7360	25100
	Minimum	0,999858	17	12	650	9	6	463	151
L8: Schilfsandstein Analysezahl 3	Mittelwert	1,188699	1267	1720	106000	1050	32	5720	178300
	Maximum	1,199321	1400	2000	110000	1100	49	5780	190000
	Minimum	1,183165	1100	1500	108000	1000	20	5690	167000
SW-A8: Jura Analysezahl 1	Mittelwert	1,005704	259	58	2760	26	181	3120	2720
	Maximum	1,005704	259	58	2760	26	181	3120	2720
	Minimum	1,005704	259	58	2760	26	181	3120	2720
SW-L3a: Gleit- und Ver- sturzmassen Analysezahl 6	Mittelwert	1,014858	702	322	7198	250	332	1276	12678
	Maximum	1,066828	2870	909	33000	1400	534	6330	52600
	Minimum	0,998583	53	13	22	4	236	24	23
SW-L6: Steinmergelkeuper Analysezahl 6	Mittelwert	1,016677	651	221	8593	44	202	2846	12756
	Maximum	1,033988	1430	532	16500	68	581	5500	26900
	Minimum	0,998781	8	4	47	6	43	37	117
SW-L8: Schilfsandstein Analysezahl 3	Mittelwert	1,027039	887	345	12697	225	103	6307	18453
	Maximum	1,034373	1020	430	16600	320	122	7080	23700
	Minimum	1,015000	662	203	6490	65	86	4900	8160
A1-A4: Quartär Analysezahl 19	Mittelwert	0,999743	270	63	202	15	307	399	516
	Maximum	1,002297	623	300	1110	95	503	1150	2640
	Minimum	0,998598	75	10	20	1	119	39	12
A5: Walbecker Schichten Analysezahl 12	Mittelwert	0,999662	217	98	186	18	289	339	562
	Maximum	1,004452	600	698	1100	159	490	1570	3270
	Minimum	0,998402	33	6	7	1	75	32	23
A6+A7: Allengersl. Sch. Analysezahl 11	Mittelwert	1,004267	521	249	1876	18	324	876	3834
	Maximum	1,029020	1990	1680	12900	76	1000	3740	23300
	Minimum	0,998482	49	13	12	1	171	26	8
A9: Rhät u. kmSM Analysezahl 7	Mittelwert	0,999500	108	30	316	6	320	522	183
	Maximum	1,001573	510	87	703	13	569	2110	457
	Minimum	0,998520	13	2	7	3	130	80	22
A13: Hutgestein Analysezahl 10	Mittelwert	1,050725	986	922	25869	1408	324	3751	44256
	Maximum	1,210000	1800	3400	113770	8059	567	10839	184845
	Minimum	1,001163	543	44	250	8	160	1510	309
T2: Röt Analysezahl 3	Mittelwert	0,999653	338	34	27	4	290	772	25
	Maximum	1,000127	490	61	42	6	350	1140	28
	Minimum	0,998735	130	28	12	2	250	156	21
T3: Sollingfolge Analysezahl 4	Mittelwert	1,007165	444	108	3427	31	294	2535	4610
	Maximum	1,011113	618	174	5280	45	378	3210	7750
	Minimum	1,000882	183	56	677	11	202	1700	201
T7: Schollen im Bereich der NE-Randstörung Analysezahl 3	Mittelwert	0,999984	180	43	526	25	371	876	406
	Maximum	1,002000	259	44	1478	65	540	2258	1113
	Minimum	0,998880	89	43	44	5	238	95	31

Tabelle 6.1 : Von - bis - Spannen und Mittelwerte der Hauptinhaltsstoffe und Dichte der Grundwässer in den modellrelevanten hydrostratigraphischen Einheiten

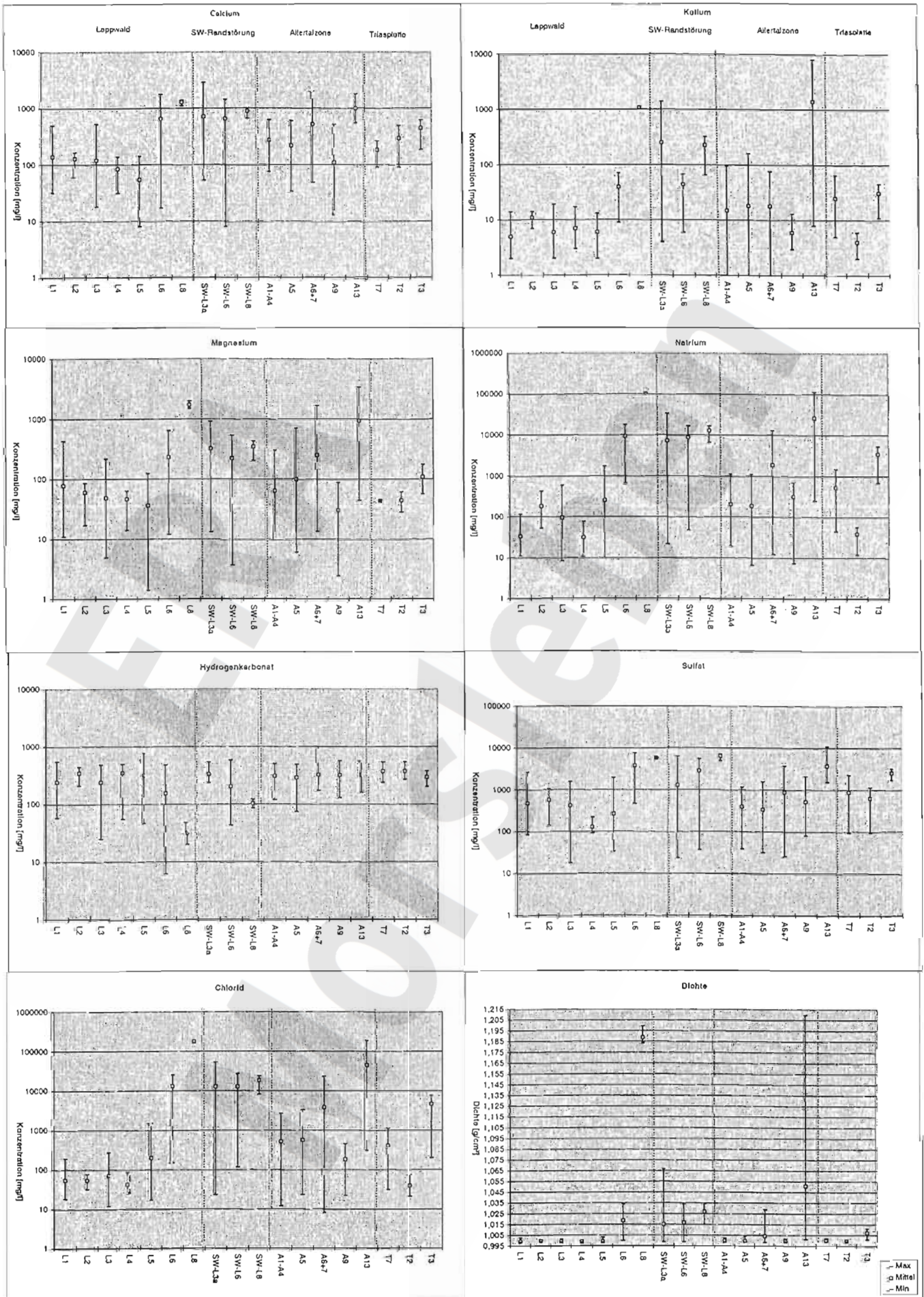


Abb. 6.2: Übersicht zur Verteilung der Hauptinhaltsstoffe und Dichte der Grundwässer in den hydrostratigraphischen Einheiten

### 6.1.3.3 Nebenbestandteile und Spurenstoffe

Viele Nebenbestandteile und praktisch alle Spurenstoffe verhalten sich überaus unauffällig. Sie weisen keine modelleinheitstypisch differenzierten Konzentrationen auf. Deutliche Abhängigkeiten zum Gehalt einzelner Hauptinhaltsstoffe oder zur Gesamtmineralisation sind nicht zu erkennen.

Einige Nebenbestandteile mit signifikant unterschiedlichen Gehalten in den verschiedenen Modelleinheiten und standortbezogener Konzentrationsdifferenzierung sollen nachfolgend erläutert werden.

Unter den Halogeniden sind beim Bromid in den Grundwässern der verschiedenen hydrostratigraphischen Modelleinheiten zum Teil größere Konzentrationsunterschiede zu verzeichnen, dagegen verhalten sich sowohl Jodid als auch Fluorid diesbezüglich weitgehend unauffällig.

Die Bromidkonzentrationen zeigen gemäß Abb. 6.3 eine Abhängigkeit von der Dichte des Grundwassers und verhalten sich somit grundsätzlich analog zu den Chloridkonzentrationen. Die höchsten Konzentrationen sind mit 84 - 110 mg/l im Schilfsandstein (L8) der Lappwaldscholle und in den tieferen Bereichen des Hutgesteins (A13) zu verzeichnen, wobei in Bohrung Kb Mors 2/85 unmittelbar oberhalb des Salzspiegels mit 272 mg/l Bromid die absolute Konzentrationsspitze im ERAM-Bohrprogramm festgestellt wurde. In den Sulfatkarstausflüssen in Toplagen der medianen Hutgesteinsaufwölbung wurden dagegen nur 0,2 - 2 mg/l Bromid gemessen. Die Bromidgehalte im Steinmergelkeuper (L6 und SW-L6) der Lappwaldscholle und im Bereich der SW-Randstörung schwanken zwischen 2 - 7 mg/l; sie liegen damit deutlich über den Gehalten (0,3 - 2,3 mg/l) des Steinmergelkeupers (A9) in der Allertalzone. Im Schilfsandstein (SW-L8) im Bereich der SW-Randstörung schwanken die Konzentrationen zwischen 4 - 12 mg/l. In den chlorid- und sulfatarmen Grundwässern des Jura und Rhät (L1-L5) der Lappwaldscholle, des Quartärs (A1-A4) und der Oberkreide (A5, A6) der Allertalzone liegen die Bromidkonzentrationen in der Größenordnung < 0,2 mg/l; deutlich höhere Werte im Bereich der Bohrlokation Dp Mors 38 stehen im Zusammenhang mit salinargeogenem Grundwasser, auf das in 6.1.4.4 eingegangen werden soll. Das Grundwasser der Sollingfolge (T3) auf der Triasplatte weist Bromidgehalte zwischen 2 - 5 mg/l auf.

Wie bereits aus der Abb. 6.3 andeutungsweise zu erkennen ist, unterscheiden sich die Verhältnisse der Bromid-/Chloridkonzentrationen in den Einzelaufschlüssen durchaus erheblich. Es konnten aber, wie die diesbezüglichen Untersuchungen zeigten, keine teilgebietspezifischen oder

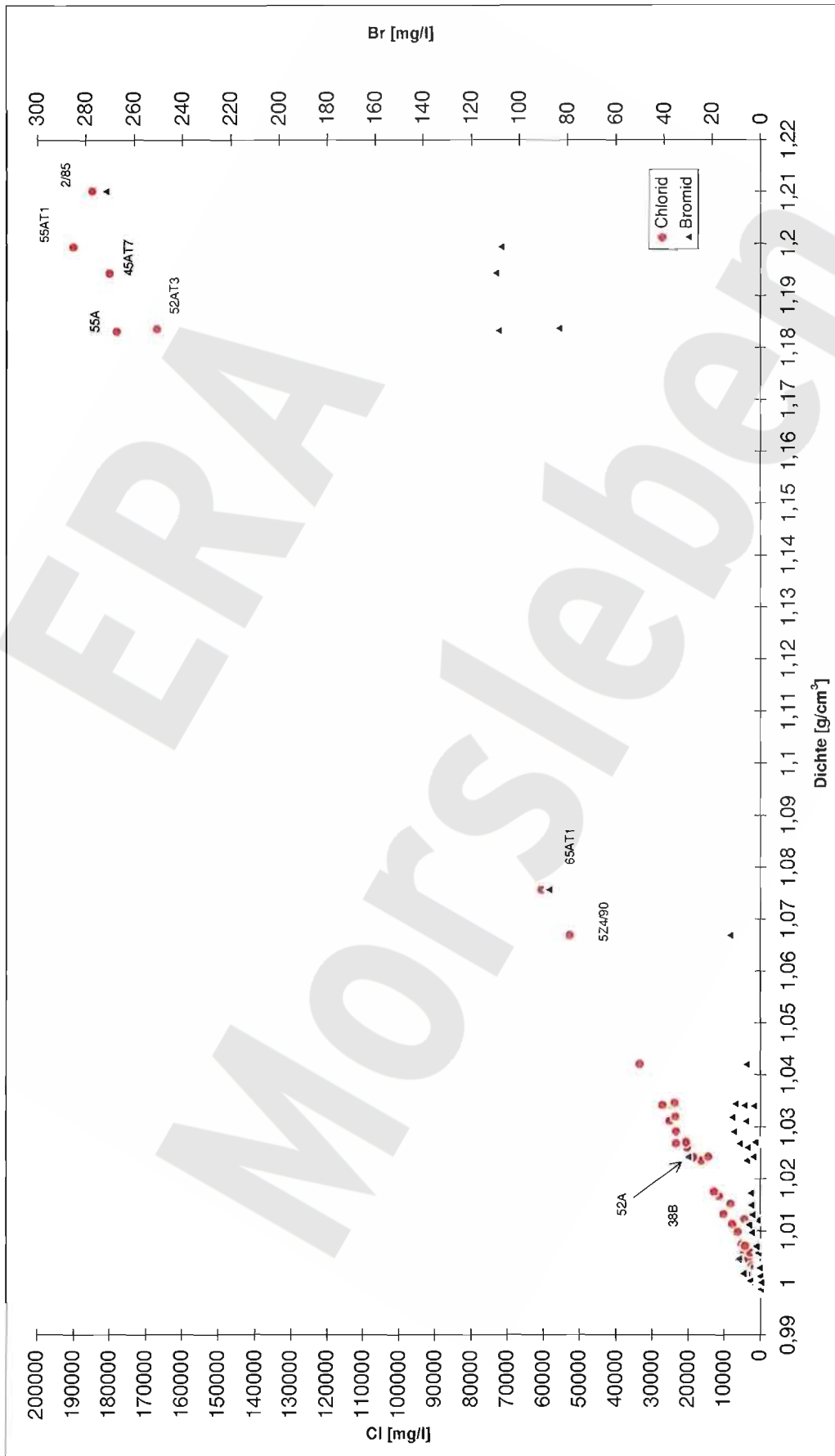


Abb. 6.3 : Bromid- und Chloridkonzentration der Grundwässer in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen



modelleinheitstypischen Konzentrationsquotienten gewonnen werden, so daß der Versuch, mit Hilfe der Bromid-/Chloridquotienten gegebenenfalls keupersalz- von zechsteinsalzgeprägten Grundwassermineralisationen unterscheiden zu wollen, fehlgeschlagen ist.

In den einzelnen hydrostratigraphischen Modelleinheiten ist bei Bromid analog zu den meisten Hauptinhaltsstoffen zwar ebenfalls eine grundsätzliche, aber nicht quantifizierbare Konzentrations-/Tiefenkorrelation zu erkennen. Abweichend davon weist das salinargeogene Grundwasser an der Bohrlokation Dp Mors 38 in der Profilverteilung im Niveau der GWM Dp Mors 38B mit 36-39 mg/l Bromid gegenüber den GWM Dp Mors 38A und 38C mit je rd. 10 mg/l Bromid ein Konzentrationsmaximum auf. Diese Bromidverteilung ist bemerkenswert, weil damit abweichend von der mit der Tiefe anwachsenden Chloridkonzentration eine Analogie zu der im Abschnitt 6.1.4.4 beschriebenen speziellen Profilverteilung der Hauptinhaltsstoffe Magnesium und Sulfat besteht (s.u.).

Nitrat tritt in einigen, zumeist flach verfilterten GWM mit Konzentrationen  $> 10$  mg/l auf. In der Regel befinden sich die betreffenden Bohrlokationen auf landwirtschaftlich genutzten Flächen. Bei ansonsten relativ geringer Gesamtmineralisation kann Nitrat in wenigen Fällen, in denen die hohen Nitratkonzentrationen ebenfalls auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen sind und in den Abschnitten 6.1.4.2 und 6.1.4.4 genannt werden, bei der Grundwassertypisierung sogar anteiligtypbestimmend werden.

Strontium zeigt zwar grundsätzlich eine Abhängigkeitskorrelation mit der Gesamtmineralisation des Grundwassers, ist dabei aber bedeutend schlechter mit der Dichte korreliert als Chlorid (s. Abb. 6.4). Qualitativ ähnlich wie mit Chlorid ist Strontium auch mit Sulfat korreliert (Abb. 6.5). Die Punkte mit den höchsten Strontiumkonzentrationen von 21 - 30 mg/l, die sich in den Abb. 6.4 und 6.5 vom Niveau der übrigen Punkte abheben, sind dort mit ihren Aufschlußbezeichnungen gekennzeichnet. Sie gehören ganz unterschiedlichen hydrostratigraphischen Modelleinheiten an, nämlich den drei Grundwasseraufschlüssen des Schilfsandsteins (L8) der Lappwaldscholle, je einmal tieferen Bereichen des Hutgesteins (Dp Mors 65A-T1), der Sollingfolge (T3) der Triasplatte (GWM Dp Mors 94A) und den Alleringerslebener Schichten (A6) im Kreidetrog (GWM Dp Mors 38A) sowie zwei Steinmergelkeuperaufschlüssen (SW-L6) im Bereich der SW-Randstörung an.

Letztere zwei GWM Dp Mors 51C und 51B zeichnen sich mit 23,3 mg/l und 29,6 mg/l (Maximalkonzentration im ERAM-Bohrprogramm) durch besonders hohe Strontiumkonzentrationen aus. In den beiden tiefergelegenen Schilfsandsteinaufschlüssen (SW-L8) dieser Bohrlokation Dp Mors 51 sind die Strontiumgehalte mit 10,6 und 14 mg/l dagegen deutlich geringer. Diese Werteverteilung ist analog zu der in der benachbarten Schachtröhre Bartensleben, wo sich in den Schachtwasserzuflüssen im Steinmergelkeuper mit der Teufe ein kontinuierlicher Konzentrationsanstieg von

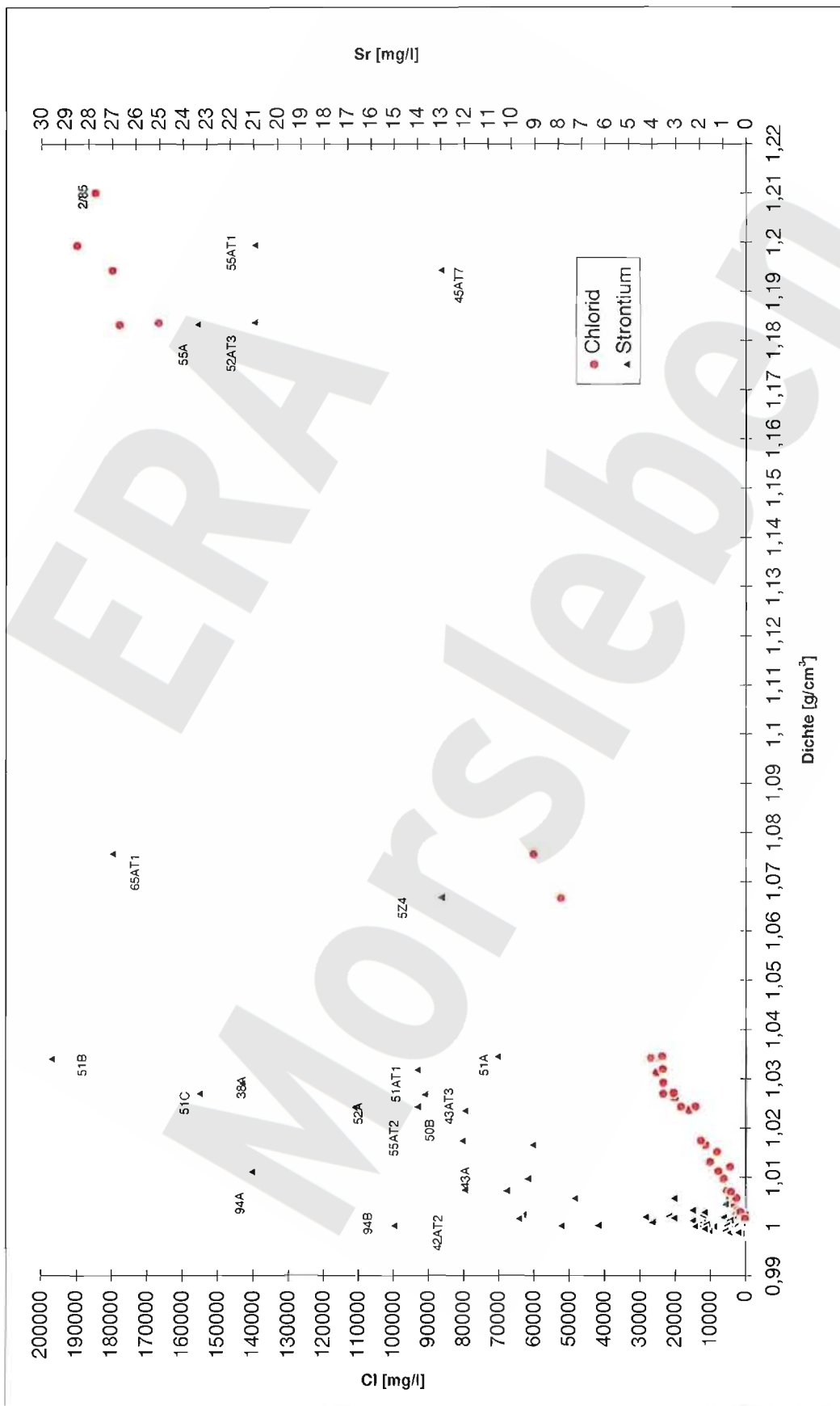


Abb. 6.4 : Strontium- und Chloridkonzentration in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen

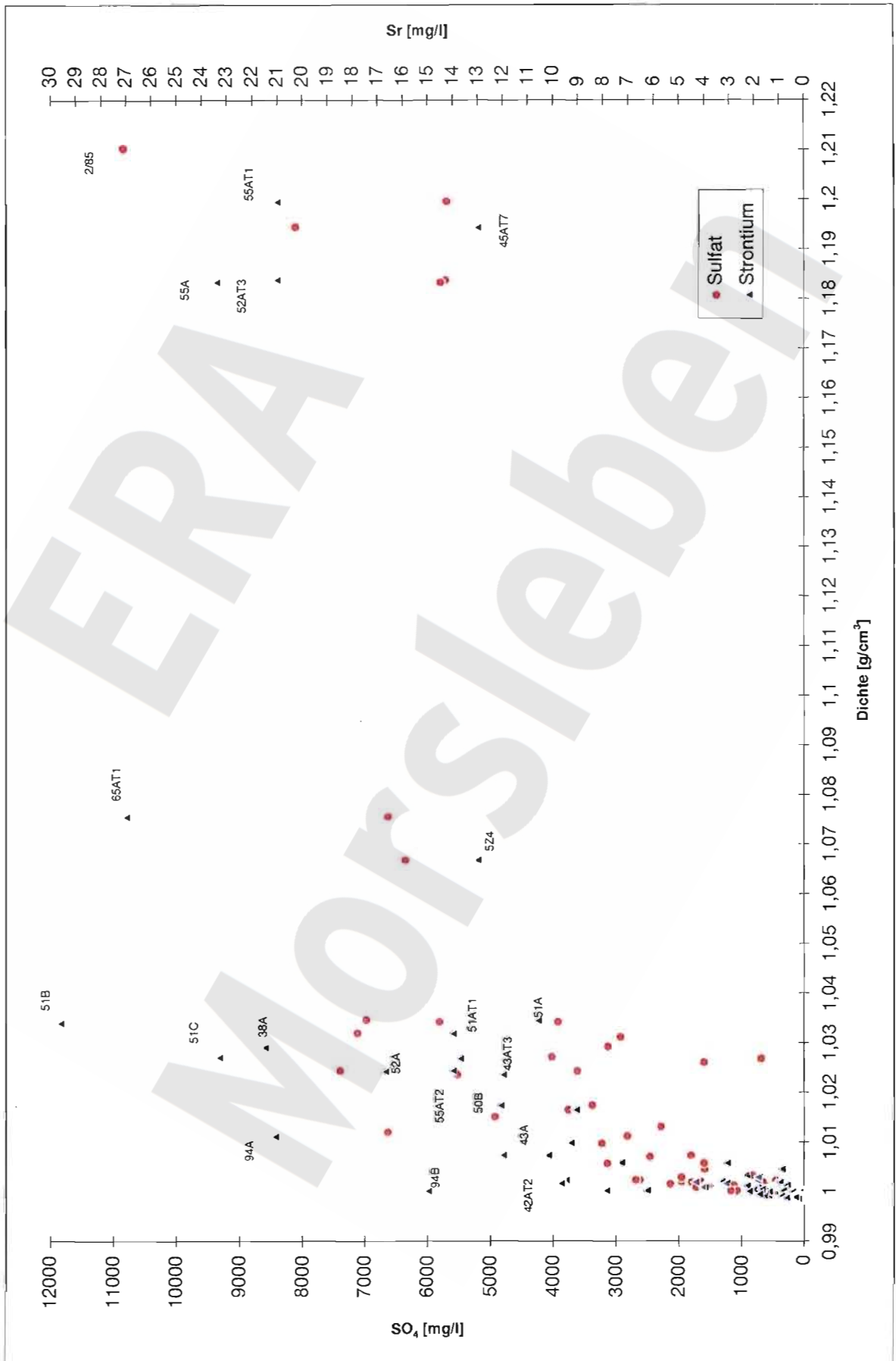


Abb. 6.5: Strontium- und Sulfatkonzentration in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen

0,5 mg/l auf 43 mg/l (direkt am Gipskeuperkontakt) vollzieht und im Schilfsandstein wesentlich geringere Konzentrationen zwischen 14 mg/l und 25 mg/l festzustellen sind. Der Standort "Schacht Bartensleben/Bohrlokation Dp Mors 51" im Bereich der SW-Randstörung verhält sich somit gegensätzlich zur Lappwaldscholle, wo das Strontium-Verteilungsverhältnis mit 10 - 17 mg/l (L6) zu 21 - 23 mg/l (L8) umgekehrt ist und damit der zu erwartenden Werteverteilungsrelation entspricht, die aus dem sonst vorherrschenden Prinzip der mit wachsender Teufe ansteigenden Konzentrationen abgeleitet wird. Eine befriedigende Deutung für diese spezielle Konstellation der Strontiumwerte im Standortbereich Schacht Bartensleben/Bohrlokation Dp Mors 51 kann aus den vorliegenden Daten nicht abgeleitet werden.

Mit der für den Steinmergelkeuper (SW-L6) erläuterten Größenordnung im Standortbereich Schacht Bartensleben/Bohrlokation Dp Mors 51 harmonisieren sowohl die an der Bohrung Dp Mors 43A im Steinmergelkeuper (SW-L6) als auch die an den direkt benachbarten flachen GWM Dp Mors 5Z4/90 und 50B in den Gleit- und Versturzmassen (SW-L3a) festgestellten hohen Strontiumgehalte von 12 -14 mg/l. In den übrigen SW-L6- und L3a-Aufschlüssen im Bereich der SW-Randstörungszone liegen die Strontiumgehalte dagegen zwischen 0,1 - 0,5 mg/l.

Sehr niedrige Strontiumgehalte von < 0,4 mg/l wurden an sechs der sieben Aufschlüsse im Steinmergelkeuper der Allertalzone (A9) festgestellt. Dieser Konzentrationsgegensatz zum Steinmergelkeuper im Lappwald (L6) und im Bereich der SW-Randstörung (SW-L6) ist besonders auffällig, weil beispielsweise bei den Hauptinhaltsstoffen und beim Bromid zwar ebenfalls Konzentrationsunterschiede bestehen, diese aber viel geringer ausgeprägt sind.

In der Allertalzone, wo in den geringmineralisierten Grundwässern des Quartärs (A1-A4), der Oberkreide (A5, A6) und des Steinmergelkeupers (A9) sich die Strontiumkonzentrationen ebenso wie in den chlorid- und sulfatarmen Grundwässern des Jura und Rhät (L1-L5) der Lappwaldscholle in der Größenordnung <0,4 mg/l, oft < 0,2 mg/l bewegen, sind lokal höhere Gehalte festgestellt worden. Entsprechende Bohrlokationen werden benannt. Die Ursachen für die höheren Gehalte sind in der näheren geologischen Umgebung zu finden. Auf sie wird auch z.T. im Zusammenhang mit der Grundwassertypisierung in 6.1.4 eingegangen.

Im salinargeogenen Grundwasser im Bereich der Bohrlokation Dp Mors 38 ist im 200 m mächtigen Quartär-Kreide-Profil ein quasi stetiger Konzentrationsanstieg über die vier GWM D-A von 0,1 mg/l auf 21,5 mg/l zu verzeichnen; im Zusammenhang damit stehen die GWM Dp Mors 74, Hy Beo 2/82 und 3/82 mit jeweils 0,5 mg/l sowie Hy Beo (6)/78 mit 1 mg/l Strontium. Die GWM Hy Beo 1/82 und 4/82 mit 0,9 mg/l bzw. 1,7 mg/l sind im höhermineralisierten Abstrom der Schachtalbe Marie positioniert. Die flache GWM Dp Mors 68B führt 1,8 mg/l Strontium. In verschiedenen Toplagen der medianen Hutgesteinsaufwölbung (A13) wurden 2 - 12 mg/l und an zwei dieser Bohrlokationen (Dp Mors 42 und 44) wurden in den hangenden Quartärschichten (A1-A4) bis auf

3 mg/l erhöhte Strontiumkonzentrationen gemessen. Bemerkenswert sind im Zusammenhang mit zwei hier festgestellten, ansonsten auf der Triasplatte bekannten Grundwassertypen (s. 6.1.4.4) weiterhin die hohen Gehalte an den im Quartär verfilterten GWM Hy Mors 2/83 und 9/83 mit je 1,8 mg/l sowie Hy Mors 3/83 und Dp Mors 72A mit 6,3 bzw. 2,2 mg/l.

Die in unmittelbarer Nähe der NE-Randstörung plazierte GWM Hy Mors 5/83 führt unter artesischen Druckverhältnissen im Steinmergelkeuper (A9) die vergleichsweise (s.o.) sehr hohe Konzentration von 9,7 mg/l Strontium. Der Konzentrationsgegensatz zu den übrigen Aufschlüssen weist auf qualitativ stark unterschiedliche Beeinflussungen des A9-Grundwassers hin.

In den wenigen Grundwasseraufschlüssen auf der Triasplatte wurden im Röt (T2) mit 8 - 15 mg/l und in der Sollingfolge (T3) mit 4 - 21 mg/l signifikant hohe Strontiumgehalte festgestellt.

Bor weist in den verschiedenen hydrostratigraphischen Modelleinheiten ebenfalls gewisse Konzentrationsunterschiede auf, wobei diese deutlich geringer als bei Bromid und Strontium ausgeprägt sind. Höhere Borgehalte sind in den meisten Fällen an erhöhte Mineralisationsgrade des Grundwassers gebunden (s. Abb. 6.6). Bor ist dabei aber vergleichsweise schlechter mit Chlorid oder der Dichte korreliert als Bromid.

Die Borgehalte in den Modelleinheiten L1 - L5 der Lappwaldscholle, L3a im Bereich der SW-Randstörung, A1 - A7 in der Allertalzone sowie T2 und T7 auf der Triasplatte betragen bis auf ganz wenige Ausnahmen < 0,5 mg/l, meist sogar < 0,3 mg/l. Die Ausnahmen mit den hier höchsten Konzentrationen sind GWM Dp Mors 64A mit 0,91 mg/l im Mittel- und Oberrhät (L3) in der westlichen Lappwaldmulde, GWM Dp Mors 5Z4/90 in den Versturz- und Gleitmassen (L3a) im Bereich der SW-Randstörung mit 0,75 mg/l und GWM Dp Mors 38A in Kreidesanden (A6) mit 0,86 mg/l.

Nahezu alle Aufschlüsse im Hutgestein (A13), im Schilfsandstein (L8 und SW-L8), im Steinmergelkeuper (L6 und SW-L6) und in der Sollingfolge (T3) sind in der Größenordnung von 1,0 - 3,9 mg/l vertreten; einige wenige Aufschlüsse dieser Modelleinheiten ordnen sich im Wertebereich 0,2 - 1,0 mg/l ein. Bei den tiefergelegenen Hutgesteinsaufschlüssen weist Dp Mors 65A-T1 in einer z3GT/z2DA-Struktur nur ca. 1,2 mg/l auf, dagegen wurde bei Dp Mors 45A-T7, durch eine Kontrollanalyse bestätigt, die mit Abstand größte Borkonzentration von 27,57 mg/l festgestellt.

Im Bereich der SW-Randstörung sind im steilgestellten Jura in der GWM Dp Mors 47A 1,2 mg/l Bor registriert worden.

Im Steinmergelkeuper (A9) der Allertalzone wurden an den Aufschlüssen Dp Mors 46A-T6, GWM Dp Mors 45B und 46A sowie Hy Mors 5/83 Borgehalte zwischen 0,93 - 1,7 mg/l festgestellt, ansonsten sind die Borgehalte < 0,28 mg/l. Diese vier A9-Aufschlüsse mit vergleichbar erhöhten Borgehalten sind bemerkenswert, denn sie unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Strontium-

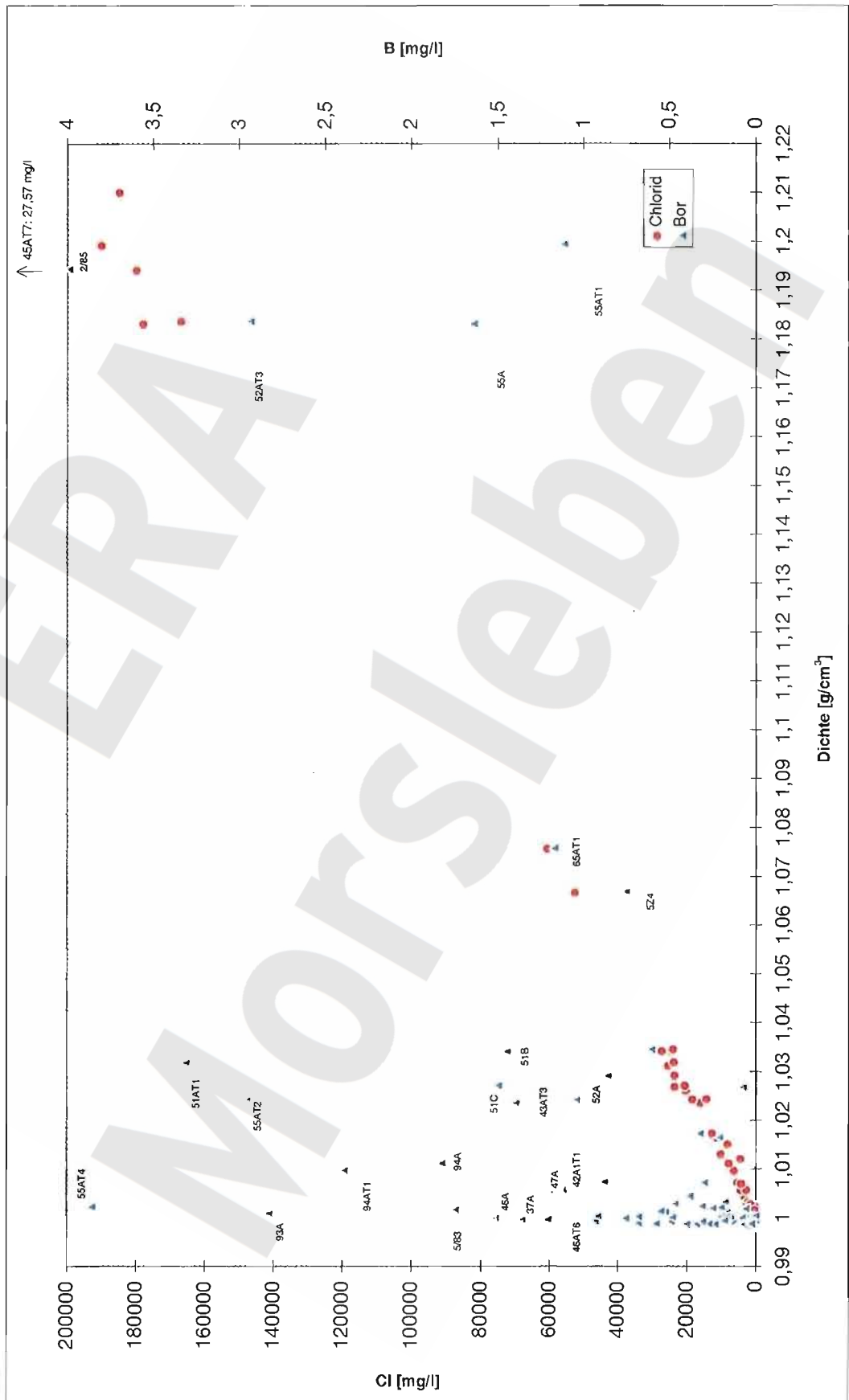


Abb. 6.6 : Bor- und Chloridkonzentration der Grundwässer in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen

gehalte an der GWM Hy Mors 5/83 mit 9,7 mg/l und an den drei erstgenannten Aufschlüssen mit nur 0,1 - 0,3 mg/l aber auch bei den Sulfat- und Calciumkonzentrationen (siehe Anl. 7.1.3 Bl. 17) signifikant voneinander.

## 6.1.4 Typisierung und Klassifizierung

### 6.1.4.1 Grundlagen

Auf Basis der Analysen zu den Drittbehebungen von 1995-1997, in Einzelfällen von 1983-1991, ist in der Tab. 6.2 verbal eine Typisierung und Klassifizierung der Grundwässer vorgenommen worden. Dazu waren die verschiedenen hydrochemischen Behebungsgebiete und temporären Grundwasseraufschlüsse mit ihren entsprechenden GWM-Filter- und Testintervallen auf Grundlage der geologischen Stratifizierung in die einzelnen hydrostratigraphischen Modelleinheiten eingeordnet worden. Die Grundwasserbeschaffenheit wurde dabei aufschlußbezogen nach den folgenden Gesichtspunkten dargestellt:

- Typisierung nach der relativen Anteilswichtung der Hauptionen,
- Einstufung in Klassen der Gesamtkonzentrationen nach DAVIES & DE WIEST (1967),
- Einordnung in Härtestufen nach KLUT-OLSZEWSKI (1945).

Typbestimmend sind im ersten Fall die Konzentrationen der quantitativ dominierenden Kationen (meist Natrium, Calcium und Magnesium, seltener Kalium) und Anionen (meist Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid, seltener Nitrat) in abnehmender Anteilsreihenfolge oberhalb eines Grenzwertes von 20 mmol% je Ionenart. Andere Ionen werden nur im Ausnahmefall typbestimmend. Während diese Typisierungsvariante ausschließlich die relativen Ionenanteile aufzeigt, informieren die Klassen der Gesamtkonzentrationen nach DAVIES & DE WIEST über die Größenordnungen aller gelösten Bestandteile:

- Süßwasser < 1000 mg/kg
- Brackwasser 1000 - 10000 mg/kg
- Salzwasser 10000 - 100000 mg/kg
- Sole > 100000 mg/kg.

Die Stufen der Gesamthärte nach KLUT-OLSZEWSKI, primär eine von speziellen Nutzungs- und Gebrauchsaspekten geprägte Klassifikation, liefern ergänzende Informationen zur Größenordnung des Erdalkaliengesamtgehaltes der Wässer.

Die relative Anteilswichtung der Hauptinhaltsstoffe aller Grundwasseraufschlüsse wird nachfolgend mit Hilfe von Punktetripeln im Piper-Diagramm graphisch dargestellt. Anlage 7.1.3 stellt alle

Beprobungsstellen -analog Tab. 6.2- nach hydrostratigraphischen Modelleinheiten geordnet in zusammenfassenden Piper-Diagrammen vor. Beide Darstellungen zeigen, daß innerhalb der verschiedenen hydrostratigraphischen Modelleinheiten durchweg eine unterschiedliche, meist große Typenvielfalt besteht. In Anlage 7.1.2, wo die Grundwasseraufschlüsse alphanumerisch aufsteigend angeordnet sind, werden bohrlokationsbezogen die Analysenpunktlagen der einzelnen GWM und Tests innerhalb der Profilabfolge vergleichbar. Nachfolgend werden die einzelnen Modelleinheiten hinsichtlich der in ihnen auftretenden Grundwassertypen besprochen.

#### 6.1.4.2 Lappwaldscholle

– *Jura bis Mittelrhät (L1-L4):*

Die hydrostratigraphischen Modelleinheiten des Jura bis Mittelrhät (L1-L4) werden gemeinsam behandelt, weil einige GWM über die Grenze zweier Modelleinheiten hinweg verfiltert sind und viele GWM sowie Brunnen des Wasserwerkes Helmstedt über zwei oder mehrere dieser Modelleinheiten stufenverfiltert sind.

Die Grundwässer des Jura bis Mittelrhät sind überwiegend gering mineralisiert. Brackwasser im Sinn der Gesamtkonzentrationsklassen nach DAVIES & DE WIEST tritt seltener auf, wobei es sich dann meist um von Erdalkalien und Sulfat dominierte sehr harte Wässer aus dem Bereich gering permeabler toniger Schichten des Grenzbereichs Oberrhät-Hettangium (L2) oder dessen unmittelbarer Nachbarschaft handelt.

Die Grundwässer in den Modelleinheiten L1-L4 zeichnen sich durch eine große Typenvielfalt aus (siehe Piperdiagramme in Anl. 7.1.3 Bl. 1-4). Typprägend sind meist jeweils drei bis fünf Vertreter der Hauptionen Ca, Mg, Na, SO<sub>4</sub> und HCO<sub>3</sub>, wobei nahezu alle möglichen Varianten von primären oder durch Vermischung (Stufenverfilterung) entstandenen Typen auftreten. Allgemein auffällig sind die sehr geringen Anteile von Chlorid, das nur zweimal anteilig typmitbestimmend ist. Ein unter Beachtung der stratigraphischen Zuordnung vorgenommener Vergleich der verschiedenenorts befindlichen einzelverfilterten GWM zeigt ebenso wie das Beispiel der drei GWM der Bohrlokation Dp Mors 54 (siehe Anl. 7.1.2 Bl. 5), daß in der vertikalen L1-L4-Abfolge sehr unterschiedliche Typen auftreten. Abgesehen von o.g. Vermischungstypen, deren Einzeltypanteile nicht separierbar sind, ist damit die Typenvielfalt auch Ausdruck eines gebietsweise eingeschränkten vertikalen Grundwasseraustausches, der aus den sehr stark wechselhaften Durchlässigkeitsbedingungen im Vertikalprofil des Mittelrhät bis Jura abzuleiten ist.

An der GWM Dp Mors 59A wird bei ansonsten geringer Gesamtmineralisation Nitrat ausnahmsweise neben Sulfat mit typbildend. Ursache ist die intensive landwirtschaftliche Nutzung im Bereich dieser Bohrlokation.



Bau- Einh.	Modell- Einheit	Aufschluß- bezeichnung	Filter-/Testinter. OK/UK(m u.Gel.)		Stratigraphie	Grundwassertypisierung	Dichte (g/cm <sup>3</sup> )
L	L1-(L2)	Hy Hmt Ha/-	31	77	juheu-o	Weiches Ca-Mg-SO4-HCO3-Wasser	0,998425
L	L1	Hy Hmt Quh/-	76	116	juhel-o	Ziemlich hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-W.	0,998541
L	L1-(L2)	Hy Hmt Hg/-	30	79	juheu-1	Mittelhartes Ca-Mg-SO4-HCO3-Wasser	0,998588
L	L1	Dp Mors 59A/94	24,3	29,3	jrm	Ziemlich hartes Ca-SO4-NO3-Wasser	0,998630
L	L1	Hy Hmt A+E/-	32	84	juhel-jusi	Hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998755
L	L1	Hy Hmt 10/70	38	42	juheo	Hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998886
L	L1-(L2)	Hy Hmt WAI/73	54	80	juhel-o	Sehr hartes Ca-SO4-HCO3-Brackw.	0,999099
L	L1-(L2)	Dp Mors 54C/95	17,7	21,7	juhe	Sehr hartes Mg-Ca-SO4-Brackwasser	1,002321
L	L2-(L1)	Hy Hmt 16/70	22	76	juheu-juhel	Ziemlich hartes Ca-Na-HCO3-SO4-W.	0,998672
L	L2	Dp Mors 54B/95	50,4	55,4	ko(3c)-juhe	Sehr hartes Ca-Mg-SO4-HCO3-Brackw.	0,999357
L	L2	Hy Hmt 13/70	30	77	juheu	Sehr hartes Na-Ca-SO4-HCO3-Brackw.	1,000202
L	L2	Dp Mors 53A/94	51,3	56,3	ko(3c)	Sehr hartes Ca-Mg-SO4-Brackwasser	1,001115
L	L3	Dp Mors 54A/95	128,7	133,7	ko(2b)	Weiches Ca-Mg-HCO3-Wasser	0,998368
L	L3-(L4)	Hy Hmt 12/70	50	115	ko(2b/a)	Sehr weiches Na-Ca-HCO3-SO4-W.	0,998369
L	L3	Dp Mors 61C/95	47,4	52,4	ko(2b)	Mittelhartes Ca-Na-Mg-SO4-HCO3-W.	0,998374
L	L3-(L4)	Hy Hmt Brö/-	36	79	ko(2a/b)	Weiches Ca-Mg-SO4-HCO3-Wasser	0,998436
L	L3-(L5)	Hy Hmt 31/80	30	120	ko(1)5-(2b)u	Weiches Ca-Mg-SO4-Wasser	0,998455
L	L3-(L5)	Hy Hmt CI II/73	51	176	ko(1)6-ko(2b)	Mittelhartes Na-Ca-HCO3-Cl-SO4-W.	0,998733
L	L3-(L1)	Hy Hmt Bu/-	46	185	ko(2/3)-juhe	Hartes Ca-Mg-SO4-HCO3-Wasser	0,998900
L	L3	Dp Mors 3/89 T1	54,2	81,8	ko(2b)	Mg-Na-SO4-Cl-Brackwasser	0,999
L	L3-(L2)	Hy Hmt 15/70	33	115	ko(2c/3)-juhe	Sehr hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Brackw.	0,999111
L	L3	Hy Hmt 17/72	104	106	ko(2c)	Mittelhartes Na-SO4-HCO3-Brackwasser	0,999900
L	L3	Dp Mors 64A/95	82,8	92,8	ko(3a-b)	S. hartes Ca-Mg-Na-SO4-HCO3-Brackw.	1,000321
L	L4	Hy Hmt 30/79	48	83	ko(1)8/9-(2a)	Weiches Ca-Mg-SO4-Cl-Wasser	0,998444
L	L4	Dp Mors 61B/95	90,5	95,5	ko(1)8	Hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998798
L	L4	Dp Mors 60B/95	70,6	75,6	ko(1)8	Sehr hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,999036
L	L4	Dp Mors 56B/95	31,3	36,3	ko(1)8	Hartes Mg-Ca-Na-HCO3-Wasser	0,999048
L	L5	Dp Mors 60A/95	102,5	109,5	ko(1)6-7	Mittelhartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998467
L	L5-(L4)	Hy Hmt CI III/73	121	171	ko(1)6-8	Mittelhartes Ca-Mg-SO4-HCO3-Wasser	0,998473
L	L5-(L6)	Hy Hmt 1/72	9,5	40,5	kmSM-ko(1/2)	Ziemlich hartes Ca-Mg-SO4-Cl-Wasser	0,998577
L	L5	Dp Mors 61A/95	132,2	137,2	ko(1)5	Weiches Na-Ca-HCO3-Wasser	0,998618
L	L5	Hy Hmt 28/79	125	184	ko(1)1-5	Weiches Na-HCO3-Wasser	0,998656
L	L5	Hy Hmt 29/80	94	132	ko(1)4-7	Ziemlich hartes Ca-Mg-HCO3-Wasser	0,998660
L	L5	Hy Hmt 11/70	56	65	ko(1)5	Hartes Mg-Ca-HCO3-Wasser	0,998687
L	L5	Dp Mors 35A/95	65,6	75,6	ko(1)	Hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998717
L	L5	Hy Hmt 2/72	58	64	ko(1)6-7	Ziemlich hartes Ca-Mg-Na-Cl-SO4-W.	0,998725
L	L5	Dp Mors 55C/95	49,5	59,5	ko(1)7	Hartes Mg-Ca-HCO3-SO4-Wasser	0,998755
L	L5	Hy Beo (7)/10	?	57	ko(1)?	Hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998800
L	L5	Dp Mors 56A/94	95,3	100,3	ko(1)2-3	Ziemlich hartes Na-Ca-Mg-HCO3-SO4-W.	0,998809
L	L5	Dp Mors 4Z/89	42	48	ko(1)4	Hartes Mg-Ca-HCO3-Wasser	0,998850
L	L5	Dp Mors 12Z/90	52	58	ko(1)5	Sehr weiches Na-HCO3-Cl-Wasser	0,998880
L	L5/(L3a)	Hy Beo 1b/82	53,4	94	ko(1)?	Hartes Mg-Ca-Na-HCO3-SO4-Wasser	0,998892
L	L5	Dp Mors 55B/95	110,7	120,7	ko(1)2-3	Sehr weiches Na-HCO3-Cl-Wasser	0,998959
L	L5	Dp Mors 48A/95	38,7	42,7	ko(1)7	Hartes Mg-Ca-HCO3-SO4-Wasser	0,998973
L	L5	Dp Mors 3/89 T2	171	196	ko(1)2-4	Na-HCO3-Cl-Brackwasser	0,999
L	L5	Dp Mors 12/90 T1	45	70,7	ko(1)2-5	Na-Cl-SO4-HCO3-Brackwasser	1,000
L	L5	Hy Beo 3b/82	42	57	ko(1)?	Ziemlich hartes Na-Cl-SO4-Brackw.	1,001272
L	L5	Hy Beo 2b/82	?	80	ko(1)?	Sehr hartes Na-Cl-SO4-Brackw.	1,002880

Bau-	Modell-	Aufschluß-	Filter-/Testinter.		Stratigraphie	Grundwassertypisierung	Dichte
Einh.	Einheit	bezeichnung	OK/UK(m u.Gel.)				(g/cm <sup>3</sup> )
L	L6	Dp Mors 56A/94 T1	145	165,1	kmSM (3)	Sehr weiches Na-Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Brackw.	0,999858
L	L6	Dp Mors 55A/95 T4	171,5	224,5	kmSM(2-3)	Sehr hartes Na-Ca-SO <sub>4</sub> -Brackwasser	1,002320
L	L6	Dp Mors 12/90 T2	103	135	kmSM	Na-SO <sub>4</sub> -Cl-Salzwasser	1,012
L	L6	Dp Mors 4/89 T1	103	125	kmSM	Na-Cl-Salzwasser	1,013
L	L6-(L5)	Dp Mors 52A/95	114,6	124,6	kmSM-ko(1)1	Sehr hartes Na-Cl-Salzwasser	1,024178
L	L6	Dp Mors 55A/95 T2	250,5	267,1	kmSM(2)	Sehr hartes Na-Cl-SO <sub>4</sub> -Salzwasser	1,024238
L	L6	Dp Mors 4/89 T2	174,4	200	kmSM(3)	Na-Cl-Salzwasser	1,026
L	L6	Dp Mors 3/89 T3	305,7	366,5	kmSM(2)	Na-Cl-Salzwasser	1,031
L	L6	Dp Mors 4/89 T3	244,8	275	kmSM(1)	Na-Cl-Salzwasser	1,034
L	L8	Dp Mors 55A/95	401,7	411,7	kmS	Na-Cl-Sole	1,183165
L	L8	Dp Mors 52A/95 T3	363	423	kmS-kmGu	Na-Cl-Sole	1,183612
L	L8	Dp Mors 55A/95 T1	397	414,1	kmS	Na-Cl-Sole	1,199321
SW	A8	Dp Mors 47A/95	112,8	117,8	ju	Sehr hartes Na-Cl-SO <sub>4</sub> -Brackwasser	1,005704
SW	L3a	Dp Mors 40B1/95	52,8	63,8	ko(1)8-(2b)	Mittelhartes Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -Wasser	0,998583
SW	L3a	Dp Mors 34A/95	32,4	44,4	ko-ju	Ziemlich hartes Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -W.	0,998695
SW	L3a	Dp Mors 40C/95	37,3	42,3	ko(2b)	Sehr hartes Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Wasser	0,999036
SW	L3a	Dp Mors 57A/95	34,5	39,5	ko(2b)	S. hartes Ca-Mg-Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Brackw.	0,999250
SW	L3a	Dp Mors 50B/95	15,3	20,3	ko(2/3)	Sehr hartes Na-Ca-Cl-Salzwasser	1,026755
SW	L3a	Dp Mors 5Z4/90	22	28	ko(2)	Sehr hartes Na-Cl-Salzwasser	1,066828
SW	L6/(3a)	Dp Mors 37B/95	29,3	36,3	kmSM(2)	Hartes Mg-Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -Cl-Wasser	0,998781
SW	L6	Dp Mors 37A/95	76,6	79,6	kmSM(2)	Sehr weiches Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Brackw.	0,999540
SW	L6	Dp Mors 43A/95	86,3	96,3	kmSM(2)	Sehr hartes Na-Cl-Salzwasser	1,017282
SW	L6	Dp Mors 43A/95 T3	105	145	kmSM(2)	Sehr hartes Na-Cl-SO <sub>4</sub> -Salzwasser	1,023484
SW	L6	Dp Mors 51C/95	48,6	63,6	kmSM(2)	Sehr hartes Na-Cl-Salzwasser	1,026987
SW	L6	Dp Mors 51B/95	109,6	124,6	kmSM(1)	Sehr hartes Na-Cl-Salzwasser	1,033988
SW	L8	Dp Mors 10/88 T2	94	130	kmS	Na-Cl-SO <sub>4</sub> -Salzwasser	1,015
SW	L8	Dp Mors 51A/95 T1	211	271	kmGo-kmS	Sehr hartes Na-Cl-Salzwasser	1,031743
SW	L8	Dp Mors 51A/95	222,3	256,3	kmS	Sehr hartes Na-Cl-Salzwasser	1,034373
SW	Lq	Dp Mors 43B/95	28,4	30,4	q	Hartes Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> -Wasser	0,998978
A	A1-A4/A9	Hy Mors 11/83	14	18	q-kmSM	Ziemlich hartes Ca-HCO <sub>3</sub> -Wasser	0,998598
A	A1-A4	Dp Mors 63A/95	6,4	8,4	ter	Ziemlich hartes Ca-K-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Wasser	0,998728
A	A1-A4	Dp Mors 38D/95	11,4	13,4	q	Ziemlich hartes Ca-Na-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl-W.	0,998760
A	A1-A4	Dp Mors 71B/94	9,4	11,4	q	Hartes Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Wasser	0,998842
A	A1-A4	Dp Mors 74B/94	8,7	10,7	q	Hartes Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Wasser	0,998978
A	A1-A4	Dp Mors 69B/95	19,4	21,4	q	Sehr hartes Ca-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl-Wasser	0,999034
A	A1-A4	Dp Mors 36B/95	8,5	10,5	q	Sehr hartes Ca-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -NO <sub>3</sub> -Wasser	0,999063
A	A1-A4	Hy Mors 4/83	26	30	q	Sehr hartes Ca-Na-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl-Wasser	0,999069
A	A1-A4	Hy Mors 2/83	5	9	q	Sehr hartes Ca-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Brackwasser	0,999225
A	A1-A4	Hy Beo (5)/78	34	40	qe	S. hartes Ca-Mg-Na-Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Brackw.	0,9993
A	A1-A4	Hy Mors 9/83	38	42	q	Sehr hartes Ca-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Brackwasser	0,999406
A	A1-A4	Dp Mors 67B/95	12,3	14,3	q	Sehr hartes Na-Ca-Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Brackw.	0,999738
A	A1-A4	Dp Mors 49B/95	68,6	72,6	qe	Sehr hartes Ca-Mg-Cl-Brackwasser	0,999905
A	A1-A4	Dp Mors 44B/94	8,2	10,2	qe	Sehr hartes Ca-Na-SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> -Brackw.	0,999939
A	A1-A4	Dp Mors 72A/95	27,6	29,6	q	Sehr hartes Ca-SO <sub>4</sub> -Brackwasser	1,000022
A	A1-A4	Hy Mors 3/83	14	18	q	Sehr hartes Ca-SO <sub>4</sub> -Brackwasser	1,000200
A	A1-A4	Dp Mors 42B/95	4,4	6,4	q	Sehr hartes Ca-Na-Cl-Brackwasser	1,001679
A	A1-A4	Hy Beo (6)/78	24	32	qe	Sehr hartes Mg-Na-Ca-Cl-Brackwasser	1,001824
A	A1-A4	Dp Mors 68B/95	4,4	6,4	qw	Sehr hartes Na-Ca-Cl-Brackwasser	1,002297

Bau- Einh.	Modell- Einheit	Aufschluß- bezeichnung	Filter-/Testinter. OK/UK(m u.Gel.)		Stratigraphie	Grundwassertypisierung	Dichte (g/cm <sup>3</sup> )
A	A5	Dp Mors 33A/95	19,4	23,4	jm	Weiches Ca-Na-HCO3-SO4-Cl-Wasser	0,998402
A	A5	Dp Mors 5Z5/90	54	60	krWA-q	Ziemlich hartes Ca-Mg-HCO3-Cl-Wasser	0,998507
A	A5	Dp Mors 36A/95	53,6	57,6	krWA	Ziemlich hartes Ca-HCO3-SO4-Wasser	0,998610
A	A5	Dp Mors 1/89	41	47	krWA	Hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998734
A	A5	Dp Mors 86A/95	50,6	55,6	krWA	Hartes Ca-Mg-SO4-HCO3-Wasser	0,998838
A	A5	Dp Mors 62A1/94	25,3	30,3	krWA	Hartes Ca-HCO3-SO4-Wasser	0,998846
A	A5	Dp Mors 66A/95	16,4	18,4	krWA	Sehr hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Brackw.	0,999183
A	A5	Hy Beo 3/82	24	28	krWA	Sehr hartes Na-Ca-Mg-Cl-SO4-Brackw.	0,9999
A	A5	Hy Beo 2/82	22	26	krWA	Sehr hartes Na-Ca-Cl-SO4-HCO3-Brackw.	1,000240
A	A5	Hy Beo 1/82	22	26	krWA	Sehr hartes Ca-Mg-Cl-Brackwasser	1,000257
A	A5	Hy Beo 4/82	19	23	krWA	Sehr hartes Ca-Mg-Cl-Brackwasser	1,000418
A	A5	Dp Mors 38C/95	42,4	47,4	krWA	Sehr hartes Mg-Na-Cl-SO4-Brackwasser	1,004452
A	A6	Dp Mors 71A/94	26,6	30,6	krALo	Mittelhartes Ca-Mg-HCO3-Wasser	0,998482
A	A6	Dp Mors 68A/95	59,5	63,5	krALo	Mittelhartes Ca-Na-Mg-HCO3-Wasser	0,998541
A	A6	Dp Mors 69A/95	84,5	89,5	krALo	Ziemlich hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-W.	0,998554
A	A6	Dp Mors 67A/95	63,6	67,6	krALo	Hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998961
A	A6	Dp Mors 65A/95	9,2	12,2	krALo	Sehr hartes Ca-SO4-HCO3-Wasser	0,999096
A	A6	Dp Mors 5Z3/90	132	138	krALo	Mittelhartes Na-Cl-HCO3-Brackwasser	0,9992
A	A6	Dp Mors 74A/94	44,5	48,5	krALo	S. hartes Na-Ca-Mg-Cl-SO4-HCO3-Brackw.	0,999319
A	A6	Dp Mors 49A/95	102,4	107,4	krALo	Sehr hartes Na-Ca-Cl-Brackwasser	0,999700
A	A6	Dp Mors 38B/95	112,7	117,7	krALo	Sehr hartes Na-Mg-Ca-Cl-Salzwasser	1,016414
A	A6	Dp Mors 38A/94	181,5	186,5	krALo	Sehr hartes Na-Cl-Salzwasser	1,029020
A	A7	Dp Mors 6/90	112	118	krALu+(cr)	Sehr hartes Na-Ca-Cl-Brackwasser	1,003267
A	A9	Hy Mors 15/83	19	23	ko	Ziemlich hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-W.	0,998520
A	A9	Hy Mors 14/83	7	11	kmSM	Weiches Na-Ca-HCO3-SO4-Wasser	0,998780
A	A9	Hy Mors 6/83	21	25	kmSM	Hartes Ca-Mg-HCO3-SO4-Wasser	0,998792
A	A9	Dp Mors 45B/95	52,6	62,6	kmSM(1)	Sehr weiches Na-SO4-HCO3-Brackwasser	0,999284
A	A9	Dp Mors 46A/95 T6	90	96,1	kmSM(1-2)	Mittelhartes Na-Cl-HCO3-SO4-Brackw.	0,999629
A	A9	Dp Mors 46A/95	73,5	78,5	kmSM(2)	Weiches Na-Cl-HCO3-SO4-Brackw.	0,999924
A	A9	Hy Mors 5/83	44	48	kmSM	Sehr hartes Ca-Na-SO4-Brackwasser	1,001573
A	A13	Dp Mors 44A/94 T2	36,5	44,6	cr	Sehr hartes Ca-Na-SO4-Brackwasser	1,001163
A	A13	Dp Mors 44A1/94	40,5	45,5	j+(cr)	Sehr hartes Ca-Na-SO4-Cl-Brackwasser	1,001884
A	A13	Dp Mors 11/90 T1	53,2	98,8	cr+q	Na-Ca-SO4-Brackwasser	1,002
A	A13	Dp Mors 2/89	43	47	cr	Sehr hartes Ca-Na-SO4-Cl-Brackwasser	1,002052
A	A13	Dp Mors 42A1/95 T1	28	48	cr+kr	Sehr hartes Na-Ca-Cl-SO4-Brackwasser	1,005721
A	A13	Dp Mors 42A1/95	42,6	46,6	cr	Sehr hartes Na-Ca-Cl-Salzwasser	1,007238
A	A13	Dp Mors 42A1/95 T2	52	70,1	cr	Sehr hartes Na-Ca-Cl-SO4-Salzwasser	1,007344
A	A13	Dp Mors 65A/95 T1	198	216,2	cr	Na-Cl-Sole	1,075585
A	A13	Dp Mors 45A/94 T7	250	262,1	cr	Na-Cl-Sole	1,194259
A	A13	Kb Mors 2/85	275	275	cr	Na-Cl-Sole	1,210
T	T2	Hy Mors 17/85	28	34	so-q	Hartes Ca-HCO3-SO4-Wasser	0,998735
T	T2	Dp Mors 94B/95	46,6	56,6	soAN3	Sehr hartes Ca-SO4-HCO3-Brackw.	1,000103
T	T2	Dp Mors 9/89	34	42	so-q	Sehr hartes Ca-SO4-Brackwasser	1,000127
T	T3	Dp Mors 93A/95	67,8	75,8	smSW	Sehr hartes Na-Ca-SO4-Brackwasser	1,000882
T	T3	Dp Mors 8/89 T1	57,7	84,2	smS	Na-Cl-SO4-Salzwasser	1,007
T	T3	Dp Mors 94A/95 T1	145	160	smSS	Sehr hartes Na-Cl-SO4-Salzwasser	1,009664
T	T3	Dp Mors 94A/95	135,7	139,7	smSW	Sehr hartes Na-Cl-SO4-Salzwasser	1,011113
T	T7	Kb Mors 1/84	20	20	so	Ca-Mg-SO4-HCO3-Wasser	0,9988
T	T7	Hy Mors 1/83	72	76	soP	Hartes Ca-Mg-Na-HCO3-Wasser	0,999072
T	T7	Hy Mors 8/83	44	48	mu	Na-SO4-Cl-Brackwasser	1,002

#### *Unterrhät (L5):*

Analog zu den hydrostratigraphischen Modelleinheiten des Jura bis Mittelrhät treten im Unterrhät bei zumeist geringer Gesamtmineralisation viele vorwiegend von Ca, Mg, SO<sub>4</sub> und HCO<sub>3</sub>, aber auch von Na und HCO<sub>3</sub> und anteilig von Cl geprägte Typkombinationen auf (Anl. 7.1.3 Bl. 5 und 6). Zusammenhänge zwischen Typvarianten einerseits und stratigraphischer Stellung, petrographischer Ausbildung oder Teufe der Grundwasseraufschlüsse andererseits sind nicht erkennbar. Im Vertikalprofil des Unterrhäts liegt ebenso wie im Jura bis Mittelrhät eine Schichtung verschiedener Grundwassertypen vor. In diesem Sinne sind die weichen Grundwässer mit von Na, HCO<sub>3</sub> und anteilig von Cl geprägten Typen besonders auffällig, weil im hangenden Profil teils in der Modelleinheit L5 selbst oder in L4 wieder ganz andersartige, harte Wässer mit verschiedenen Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Typprägungen vorzufinden sind. Als Beispiele sind gemäß Tab. 6.2 die Bohrlokationen Dp Mors 55 mit den in L5 verfilterten GWM 55B und 55C und Dp Mors 61 mit den in L5 bzw. in L4 verfilterten GWM 61A und 61B zu nennen.

Innerhalb der Typenvielfalt ist auf die im Bereich des unteren Brunntales sehr nahe der SW-Randstörung gelegenen Grundwasseraufschlüsse Dp Mors 12/90 T1 sowie GWM Hy Beo 2b/82 und 3b/82 hinzuweisen. Die Probe 12/90 T1 (das Testintervall ist stratigraphisch dem ko (1) 2-5 zugehörig) und die Proben der beiden nicht sicher stratifizierbaren GWM Hy Beo (vermutlich unteres Unterrhät) gehören bei leicht erhöhter Mineralisation den Brackwassertypen Na-Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> bzw. Na-Cl-SO<sub>4</sub> an. Hinsichtlich des Mineralisationsgrades und des Typs ähneln diese drei Wässer denen des Steinmergelkeupers (L6) sehr (vgl. u.a. speziell die Kationendreiecke in Anl. 7.1.3 Bl.5 und 6 mit Bl.7!).

#### – *Steinmergelkeuper (L6):*

Während in zwei Aufschlüssen in stratigraphisch jüngeren Bereichen des Steinmergelkeupers Brackwasser vom Typ Na-Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> (Dp Mors 56A/94 T1) bzw. vom Typ Na-Ca-SO<sub>4</sub> (Dp Mors 55A/95 T4) anzutreffen ist, herrschen ansonsten deutlich höher mineralisierte Salzwässer vom Na-Cl-Typ, seltener vom Na-Cl-SO<sub>4</sub>-Typ vor. Ein Vergleich im Piperdiagramm (siehe Anl. 7.1.3 Bl. 7 und 8) zeigt, daß diese Punktetripel sich bereits stark den Positionen der Na-Cl-Solen des Schilfsandsteins (L8) annähern.

#### – *Schilfsandstein (L8):*

Die drei Grundwasseraufschlüsse (siehe Anl. 7.1.3 Bl. 8) an zwei Bohrlokationen (Dp Mors 52/95 und 55/95) weisen im Schilfsandstein hochmineralisierte Na-Cl-Solen auf. Diese Lokationen befinden sich gemäß Anlage 5.3 in Nähe des Verbreitungsgebietes der im hangenden Oberen Gips-

keuper (L7) und im liegenden unteren Gipskeuper (L9) erhalten gebliebenen Steinsalzlager. Die geringe Anzahl von Aufschlüssen läßt zwar keinen flächenhaften Überblick zu den Wassertypen innerhalb des Schilfsandsteins zu, es ist aber anzunehmen, daß in weiten Teilen der Lappwaldscholle Na-Cl-dominierte Solen vorliegen. Analog zum Bohrprofil der Dp Mors 3/89, wo unterhalb des L7-Steinsalz-Lagers im Schilfsandstein eine NaCl-Imprägnation des Sediments nachgewiesen worden ist, muß aber auch mit einer an der Verbreitung des Steinsalzlagers orientierten großflächigen NaCl-Auskristallisation im Schilfsandstein gerechnet werden.

#### **6.1.4.3 Bereich der SW-Randstörung**

##### *– Jura (SW-A8):*

Im Bereich der SW-Randstörung befindet sich südlich von Morsleben an der Bohrlokation Dp Mors 47 in einer steil stehenden Jurascholle (A8) ein bemerkenswerter Grundwasseraufschluß. Das hier angetroffene sehr harte Na-Cl-SO<sub>4</sub>-Brackwasser entspricht -bei etwas höherer Gesamtmineralisation- vom Typ her dem bereits weiter oben vorgestellten Grundwasser der GWM Hy Beo 2b/82 und 3b/82 bei Beendorf (vgl. Anl. 7.1.3 Bl. 6 und 9 sowie Tab. 6.2). Letztere GWM -im Unterrhät (L5) verfiltert- befinden sich grundwasserstromauf einer strukturgeologisch analogen Jurascholle (A8), wie Profilschnitt 8 (s. Anlage 6 Blatt 8) zeigt.

##### *– Gleit- und Versturzmassen (SW-L3a):*

Im Piper-Diagramm (Anl. 7.1.3 Bl. 10) zeigen die Analysenpunkttripel der sechs Grundwasseraufschlüsse eine erhebliche Streuung als Ausdruck einer großen Typenvielfalt. Hervorzuheben sind die nahe des Schachtes Bartensleben in sehr geringen Teufen von nur 15-20 m bzw. 22-28 m festgestellten Salzwässer vom Na-Ca-Cl-Typ (GWM Dp Mors 50 B) und Na-Cl-Typ (GWM Dp Mors 5Z4/90). Die übrigen vier in den Gleit- und Versturzmassen nahe der SW-Randstörung verfilterten GWM führen dagegen gering mineralisierte Süß- und Brackwässer unterschiedlichen Typs, wie sie auch aus dem Unter- und Mittelrhät der Lappwaldscholle bekannt sind. Auffällig sind dabei der große Typenunterschied im Vertikalprofil der Bohrlokation Dp Mors 40 zwischen den beiden GWM 40B1 und 40C einerseits und die relativ große Typähnlichkeit zwischen den räumlich weit auseinander gelegenen GWM 40C und GWM 34A andererseits.

##### *– Steinmergelkeuper (SW-L6):*

Wie aus den eng benachbarten Punktlagen im Diagramm (Anl. 7.1.3 Bl. 11) hervorgeht, weisen die vier Grundwasseraufschlüsse an den Bohrlokationen Dp Mors 43 und 51 praktisch identische Typen auf (sehr harte Na-Cl- und Na-Cl-SO<sub>4</sub>-Salzwässer). Sie unterscheiden sich lediglich durch

geringfügig verschiedene Stärken des Gesamtsalzgehaltes voneinander. Hinsichtlich Typ und Mineralisationsgrad besteht eine große Ähnlichkeit mit den Wässern des quasi ungestört lagernden Steinmergelkeupers in der Lappwaldscholle. Davon unterscheiden sich signifikant die an der Bohrlokation Dp Mors 37 zu zwei extrem unterschiedlichen Typen gehörenden Wässer der GWM 37A (sehr weiches Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Brackwasser) und 37B (hartes Mg-Ca-Na- HCO<sub>3</sub>-Cl-Wasser) auf Grund der sehr viel geringeren Gesamtmineralisation und der völlig anderen Typen (vgl. auch Tab. 6.2).

– *Schilfsandstein (SW-L8):*

Typ und Mineralisationsgrad der drei mittels Rohren gefaßten Lösungszutritte im Schacht Bartensleben und der drei Grundwasseraufschlüsse an den Bohrlokationen Dp Mors 51 und 10/88 (siehe Anl. 7.1.3 Bl. 12 und Tab. 6.2) ähneln als sehr hartes Na-Cl- bzw. Na-Cl-SO<sub>4</sub>-Salzwasser weitgehend denen des Steinmergelkeupers sowohl in der Lappwaldscholle (L6) als auch im Bereich der Südwestrandstörung (SW-L6). Im Vergleich zur Na-Cl-Sole des Schilfsandsteins (L8) in der Lappwaldscholle ist das SW-L8-Salzwasser nicht so extrem auf die Natrium- und Chloridspitzen im Piper-Diagramm fixiert. Topographisch befinden sich die SW-L8-Aufschlüsse hier im Bereich der SW-Randstörung im Niveau des lappwaldseitig benachbarten Steinmergelkeupers, wobei sich das Probenintervall Dp Mors 10/88 T2 noch in einer besonders hohen Lage oberhalb NN befindet. Bei Berücksichtigung des Höhenniveaus erscheinen Typ und Mineralisationsgrad der drei SW-L8-Aufschlüsse im Vergleich zu den in der Lappwaldmulde viel tiefer gelegenen Schilfsandsteinaufschlüssen (L8) durchaus plausibel.

#### 6.1.4.4 Allertalzone

– *Quartär (A1-A4):*

Wie aus der Tab. 6.2 und den Anlagen 7.1.3 Bl. 13 und 14 ersichtlich, sind im Quartär der Allertalzone die Ionenvergesellschaftungen sehr wechselhaft und damit die Grundwassertypen entsprechend vielgestaltig. In den ziemlich harten bis sehr harten Süß- und Brackwässern sind zwei bis fünf Hauptionen wechselnd typbestimmend. In 16 der 19 Aufschlüsse ist Calcium bei den Kationen dominant, ansonsten neben Magnesium und Natrium anteilig typprägend. Als Anionen sind in den Süßwässern Sulfat oder HCO<sub>3</sub> und in den Brackwässern Sulfat oder Chlorid dominant typprägend.

Vergleichende Untersuchungen zwischen spezieller quartärstratigraphischer Zuordnung der Aufschlüsse und typbestimmender Punktlage im Piper-Diagramm lassen keine plausiblen Zusammen-

hänge oder Abhängigkeiten erkennen. Die komplizierten Lagerungsverhältnisse mit großen Wechselhaftigkeiten in den quartären Strukturen, die in der Allertalzone auf engstem Raum bestehen (vgl. Abschnitt 5.2.13), lassen offenbar jeden der Grundwasseraufschlüsse bezüglich der benachbarten stratigraphisch älteren Schichten in eine individuelle, auf den jeweiligen Chemismus Einfluß nehmende Stellung treten.

Nachfolgend werden die Grundwassertypen an Bohrlokationen mit erhöhtem Mineralisationsgrad in quartären GWM beschrieben.

GWM Hy Mors 2/83 und 9/83: In beiden Grundwasseraufschlüssen wurden sehr große hydrochemische Gemeinsamkeiten festgestellt und zwar hinsichtlich Typ (siehe unmittelbar benachbarte Punkttripel im Piperdiagramm der Anl. 7.1.3 Bl. 14) und Gesamtmineralisation (gemäß Tab. 6.2: sehr hartes Brackwasser mit nahezu identischer Dichte). Auffällig sind weiterhin die in beiden GWM identisch erhöhten Strontiumgehalte (s. Abschnitt 6.1.3.3). Diese Gemeinsamkeiten beider Meßstellen resultieren aus ihrer hydrogeologischen Position mit der hydrostratigraphischen Modelleinheit A9 als Liegendem sowie einer analogen hydrodynamischen Situation beider Standorte mit einem Grundwasserzstrom von der Triasplatte in die Allerniederung.

GWM Hy Mors 3/83 und Dp Mors 72A: An beiden GWM liegt ein sehr hartes Ca-SO<sub>4</sub>-Brackwasser mit stark erhöhten Strontiumgehalten vor. Auf der Triasplatte ist dieser Typ (HCO<sub>3</sub>-Anteile beiderseits des typbezeichnenden 20%-Grenzwertes) mit ebenfalls signifikant hohen Strontiumkonzentrationen aus den beiden Bächen AO4-Bartenslebener Graben und AO8-Graben nördlich Bartensleben (siehe Punktlagen in Anlage 4.8.3 und 4.8.6) und aus deren Einzugsbereich an den im Röt (Modelleinheit T2) verfilterten GWM Dp Mors 9/89 und Dp Mors 94B (siehe Punktlagen in Anl. 7.1.3 Bl. 19) bekannt. Im Fall der GWM Hy Mors 3/83 ist der Typ sicher auf den aktuellen Grundwasserzstrom aus dem Rötverbreitungsgebiet der Triasplatte (vgl. Anlagen 6.5 und 8) zurückzuführen. Die Frage nach der typprägenden Ursache ist bei der tieferliegenden, in einer Sandlinse innerhalb eines elsterkaltzeitlichem Geschiebemergels verfilterten GWM Dp Mors 72A (ZIERMANN ET AL., 1998: Anlage 18) nicht so zwanglos zu beantworten. Neben dieser speziellen Filterposition sprechen die hydrodynamischen Fakten (s. Anlage 8) gegen einen aktuellen Grundwasserzstrom von der Triasplatte.

GWM Dp Mors 42B: Ein Vergleich mit den im exponierten Topbereich der medianen Hutgesteinsaufwölbung befindlichen übrigen Aufschlüssen dieser Bohrlokation (siehe Punktlagen in Anl. 7.1.2 Bl. 3) zeigt für den Ca-Na-Cl-Brackwassertyp an der GWM Dp Mors 42B eindeutig die unmittelbare humidsubrosive Sulfatprägung aus dem Liegenden an.

GWM Hy Beo (6)/78: Das in der GWM (6)/78 vergleichsweise stark mineralisierte Brackwasser steht mit der hinsichtlich der Grundwassertypen vielgestaltigen geogenen Versalzung der Kreidesande in der Umgebung der Bohrlokation Dp Mors 38 (s.u.) im Zusammenhang. Die dort in den

Walbecker Schichten verfilterte GWM Dp Mors 38C läßt beim Vergleich der Punktlagen in den Piperdiagrammen (siehe Punktlagen in Anl. 7.1.3 Bl. 14 und 15) die typmäßige Verwandtschaft beider Grundwässer erkennen. Die südöstlich benachbarte GWM Hy Beo (5)/78 weicht dagegen trotz einer der GWM Beo (6)/78 vergleichbaren hydrogeologischen und hydrodynamischen Position typmäßig erheblich von deren Punktlagen ab (s. Anl. 7.1.3 Bl. 14).

GWM Dp Mors 36B: Als lokale Besonderheit ist Nitrat in GWM Dp Mors 36B mit typbestimmend (Ca-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-NO<sub>3</sub>-Typ), wobei die Hauptionenkonzentrationen gegenüber der liegenden GWM Dp Mors 36A in den Walbecker Schichten (A5) leicht erhöht sind. Die oberflächennah erheblich erhöhte Nitratkonzentration weist auf einen fäkalanthropogenen Einfluß (aus den unmittelbar angrenzenden Wohngrundstücken von Beendorf) hin.

GWM Dp Mors 68B: Wie ein Vergleich in den Anlagen 7.1.3 Bl. 13 und 14 zeigt, hebt sich die oberflächennah (4,4 - 6,4 m unter Gelände) teils in spätweichselkaltzeitlichen, teils in holsteinwarmzeitlichen Sedimenten (ZIERMANN ET AL., 1998: Anlagen 20 u. 21) verfilterte GWM mit ihren Na-Ca-Cl-Typ-Punktepositionen deutlich ab von den übrigen GWM im Quartär, inkl. der in Oberkreidesanden verfilterten GWM Dp Mors 68A. Für das sehr harte Brackwasser ist weiterhin die vergleichsweise hohe Gesamtmineralisation ( $\rho = 1,0023 - 1,0031 \text{ g/cm}^3$ ) bemerkenswert. Beide Besonderheiten veranlassen zur Frage nach der Ursache von Typ und Mineralisationsgrad, wie im folgenden erläutert wird.

Die bereits weiter oben besprochene, im Typ ähnliche GWM Dp Mors 42B dürfte wegen ihrer relativ großen Entfernung und Lage seitlich im Grundwasserabstrom in keinem ursächlichen Zusammenhang mit dem Typ der GWM Dp Mors 68B stehen. Ein Pendant dieses Typs in nahegelegenen Grundwasseraufschlüssen (siehe Anlage 7.1.5) trifft man lediglich in der im Bereich der SW-Randstörung gelegenen GWM Dp Mors 50B. Ein Vergleich des hydrogeologischen Schnittes 3 und der Grundwassergleichenkarte (Anlagen 6.3 und 8) mit dem Dichteverteilungsprofil (Anlage 7.2.2 Blatt 18) läßt einen Grundwasserabstrom aus dem Bereich der Bohrlokation Dp Mors 50 und der Schachthalde Bartensleben zur GWM Dp Mors 68B plausibel erscheinen. Aktuelle Verluste aus dem unmittelbar an der GWM Dp Mors 68B begradigt und verrohrt vorbeigeleiteten Salzbach, der hier bereits zusätzlich die Schachtzufüsse des Schachtes Bartensleben mitführt, sind ebenfalls nicht auszuschließen. An der repräsentativen Gütemeßstelle AO Salzbach 3 weist dieses Mischwasser die Dichte  $\rho = 1,0077 - 1,0169 \text{ g/cm}^3$  auf. Die divergierenden Punktlagen im Kationendreieck (siehe Anlage 7.1.5) sprechen allerdings nicht zwanglos für eine solche Annahme. In den quartärpalynologisch von STRAHL (1997) untersuchten Bohrungen Dp Mors 5Z2/89, 49/95 und 69/95 ist über Halophyten die holsteinwarmzeitliche Existenz des Salzaches nachgewiesen. Eine seither sporadisch oder synsedimentär stattgefundene Influenz des Salzaches in die geringmächtige jüngere Sedimentdecke oberhalb der vorwiegend grundwasserhemmenden holsteinzeitlichen



Bildungen ist als Ursache für Typ und Mineralisationsgrad der GWM Dp Mors 68B als sehr wahrscheinlich anzusehen.

Neben der am vorgenannten Standort Dp Mors 69 befindlichen GWM 69B, die im direkten Kontakt mit holsteinwarmzeitlichen Sedimenten verfiltriert ist und sich durch eine schwach erhöhte Gesamtmineralisation auszeichnet, wird auch die in der näheren Umgebung gelegene GWM Dp Mors 67B, die unterhalb holsteinwarmzeitlicher Sedimente in relativ geringpermeablen quartären Sanden verfiltriert ist und chloriddominiertes Brackwasser führt, ebenfalls mit Zuflüssen bzw. Influenzeffekten früherer Salzbachläufe in ursächlichen Zusammenhang gebracht. Beide GWM unterscheiden sich hinsichtlich der Grundwasserdichte (siehe Tab. 6.2) und des Typs (siehe unterschiedliche Punktlagen im Piperdiagramm: Anlage 7.1.2 Bl. 8) deutlich von den jeweils geringer mineralisierten Süßwässern in der Oberkreide (GWM in A-Positionen) dieser Bohrlokationen.

– *Walbecker Schichten der Oberkreide (A5):*

Die Grundwässer der im Kreidetrog eng begrenzte und meist geringmächtige Vorkommen bildenden Walbecker Schichten (A5) weisen gemäß Anlagen 7.1.3 Bl. 15 und Tab. 6.2 ein heterogenes Typenbild auf. In den Süßwässern ist bei den Kationen Calcium dominant typprägend, bei den Anionen sind Sulfat und HCO<sub>3</sub> wechselnd dominant oder anteilig typbestimmend. Bei den Brackwässern sind als Kationen jeweils zwei der Ionen Calcium, Magnesium und Natrium und als Anionen Chlorid allein oder mit wechselnder Beteiligung von Sulfat und HCO<sub>3</sub> typbestimmend.

Die sechs Süßwasseraufschlüsse und die brackwasserführende GWM Dp Mors 66A sind durch sehr geringe absolute Chloridanteile gekennzeichnet. Obwohl dabei die GWM Dp Mors 1/89 und 36A in separaten A5-Vorkommen sehr weit voneinander entfernt liegen, sind ihre Punktetripel im Piperdiagramm auffallend eng benachbart angeordnet. Im Piperdiagramm liegen die Punkte der GWM Dp Mors 62A1, 66A und 86A nahe den Punkten der am Rande der Triasplatte gelegenen Kb Mors 1/84 (Modelleinheit T7), wobei sich aber nur die GWM 86A im Grundwasserzustrom der Triasplatte befindet.

Unter den Brackwasser führenden Aufschlüssen sind die GWM Hy Beo 1/82 und 4/82 sehr eng benachbart (siehe speziell Chloridspitze im Anionendreieck) in Diagrammpositionen angeordnet, die sich aus der Lage dieser GWM im Grundwasserabstrom der Schachthalde Marie erklären lassen. Die im Piperdiagramm unterschiedlich gelegenen, ebenfalls durch erhöhte Chloridgehalte gekennzeichneten GWM Hy Beo 2/82 und 3/82 und Dp Mors 38C, gehören dagegen zum salinargeogenen Grundwasser in den Kreidesanden in der Umgebung der Bohrlokation Dp Mors 38 (s.u.).

– *Alleringerslebener Schichten der Oberkreide (A6-A7):*

In den Alleringerslebener Schichten (A6-A7) ordnen sich die den beiden Gruppen der Süß- und Brackwässer (siehe Tab. 6.2) zugehörigen Grundwasseraufschlüsse weitflächig in unterschiedliche Diagrammbereiche ein, wobei sie als Gruppen grundsätzlich ähnliche Lagebereiche einnehmen wie die Aufschlüsse in den Walbecker Schichten (vgl. Punktlagen in Anl. 7.1.3 Bl. 15 und 16). Die Punktetripel der beiden Salzwasser führenden GWM Dp Mors 38A und 38B befinden sich im Piperdiagramm in Nachbarschaft der vier Brackwasseraufschlüsse.

Auf einige Bohrlokationen soll nachfolgend eingegangen werden.

GWM Dp Mors 67A, 68A, 69A und 71A: Ein Vergleich dieser zur Süßwassergruppe gehörenden GWM mit den entsprechenden quartären Oberpegelpositionen (B-GWM) zeigen relativ große Positionsunterschiede im Diagramm, die aber bei Berücksichtigung der jeweiligen Höhendifferenzen der Filterteinbauten und Beachtung der Geometrie des Kreidetroges grundsätzlich plausibel erscheinen (vgl. bohrlokationsbezogene Punktlagen in Anl. 7.1.2 Bl. 8 und 9). Die Typbesonderheit und der Mineralisationsgrad der GWM Dp Mors 68B war bereits oben im Textabschnitt zum Quartär diskutiert worden.

GWM Dp Mors 74A: Die GWM Dp Mors 74A, in der weiteren Umgebung der Bohrlokation Dp Mors 38 gelegen, führt Brackwasser, wobei sich der Typ gemäß Anl. 7.1.3 Bl. 16 sowohl von den nachgenannten drei übrigen GWM mit Brackwasser als auch von den beiden salzwasserführenden GWM Dp Mors 38A und 38B hinlänglich durch geringere Anteile von Natrium und Chlorid unterscheidet.

Dp Mors 5Z3/90 und 6/90 sowie Dp Mors 49A: Die hydrogeologischen Positionen dieser räumlich benachbarten Brackwasseraufschlüsse in einer Teilmulde des Kreidetroges zeigen die Schnitte in den Anlagen 6.3 und 6.4. Während der Einfluß humidsubrosiv geprägten Grundwassers bei GWM Dp Mors 6/90 wegen der mit Kreidematerial gefüllten Sulfatkarsthohlform geologisch sofort plausibel ist, sind im Falle der beiden anderen GWM typmodifizierende Einflüsse aus den deutlich höher mineralisierten Sedimenten im Bereich der SW-Randstörung hydrogeologisch ebenfalls plausibel bzw. nicht ausschließbar. Verwiesen werden muß auf die Punktlagen dieser drei unterschiedlich von Natrium und Chlorid typdominierten Aufschlüsse im Piperdiagramm (s. Anl. 7.1.3 Bl. 16), wobei ein Vergleich mit den Aufschlüssen im Hutgestein (s. Anl. 7.1.3 Bl. 18) zeigt, daß sich Dp Mors 6/90 und Dp Mors 49A durchaus in das Punktefeld der Hutgesteinsanalysen einordnen.

GWM Dp Mors 38A und 38B: Im Gegensatz zu den drei vorgenannten GWM ist das Grundwasser an der in einer anderen Mulde des Kreidetroges positionierten Bohrlokation Dp Mors 38 in vergleichbaren Teufen, hier als Salzwasser anstehend, bereits deutlich stärker mineralisiert (siehe Abb. 6.7

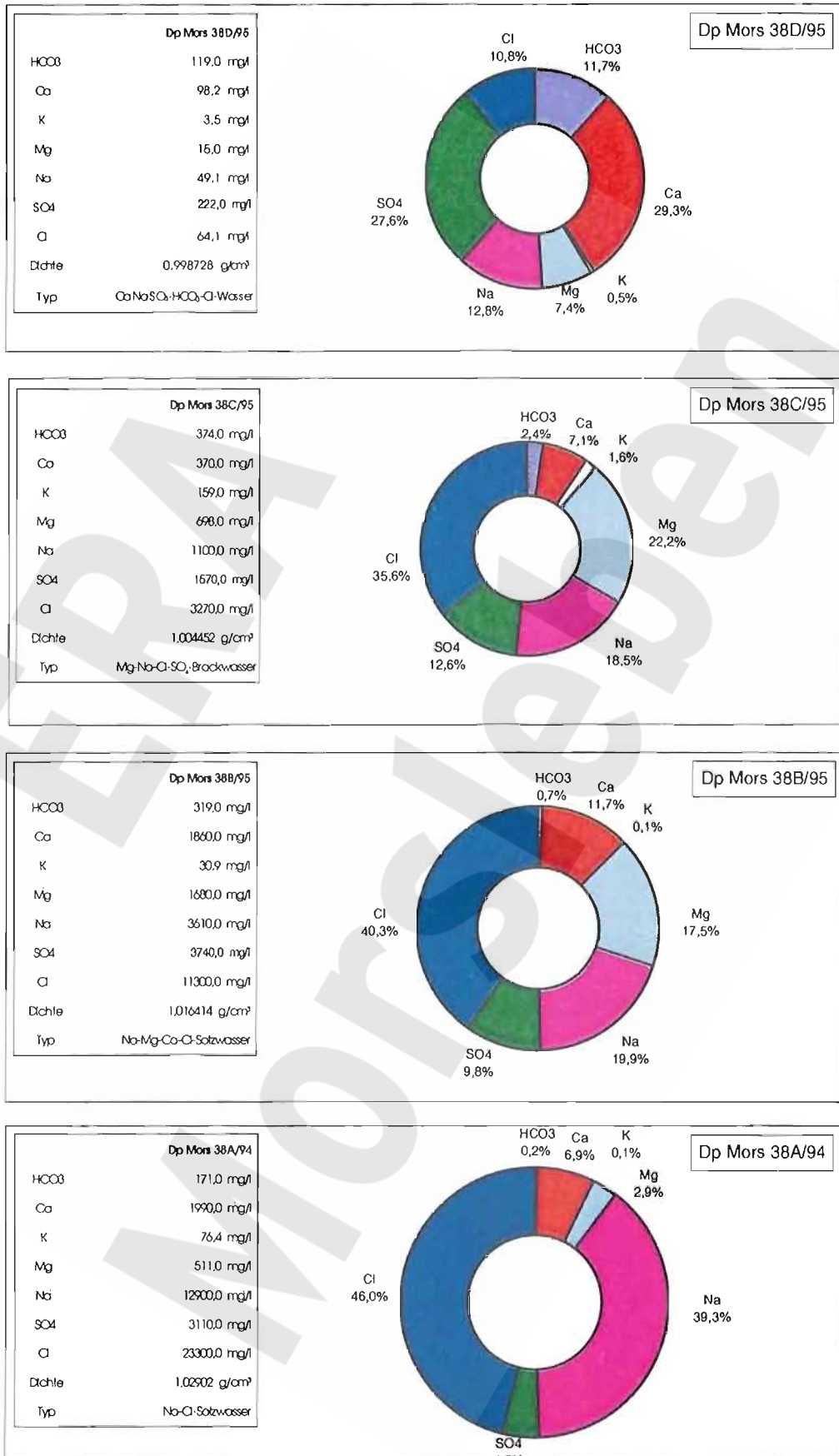


Abb. 6.7 Absolute und relative Verteilung der Hauptinhaltsstoffe in den GWM A-D der Bohrlokation Dp Mors 38

Tab. 6.2). Die Typen der beiden in den Oberen Alleringerslebener Schichten verfilterten GWM Dp Mors 38A und 38B unterscheiden sich insbesondere durch ihre jeweiligen Anionenanteile sehr erheblich voneinander. Diese Tatsache ist deshalb bemerkenswert, weil sich auch die GWM Dp Mors 38C innerhalb der Walbecker Schichten durch einen eigenen Grundwassertyp auszeichnet, obwohl im gesamten (A5-A6)-Kreideprofil der Bohrung Dp Mors 38 keine den vertikalen Grundwasseraustausch behindernden Bereiche mit grundwasserhemmenden Schichten bekannt sind. Die Mineralisationsverhältnisse der vier GWM 38A-D an der Bohrlokation sollen daher nachfolgend verglichen werden.

An der Bohrlokation Dp Mors 38 vollzieht sich innerhalb des ca. 20 m mächtigen quartären und des ca. 180 m mächtigen kretazischen Profils ein Anstieg der Gesamtmineralisation von ziemlich hartem Süßwasser im Quartär (GWM D) bis zu sehr hartem Na-Cl-Salzwasser im Basisbereich der Oberen Alleringerslebener Schichten (GWM A). Abb. 6.7 zeigt, daß dabei sowohl die absoluten Gehalte als auch die relativen Konzentrationsanteile von Natrium und Chlorid über die gesamte Teufe ansteigen. Andere Hauptionen, wie Kalium im Niveau der GWM 38C (42 - 47 m unter Gelände) und Magnesium und Sulfat im Niveau der GWM 38B (113 - 118 m unter Gelände), weisen dagegen in diesen Zwischenteufen signifikante absolute Konzentrationsmaxima auf. Im Schoeller- und im Piperdiagramm (Anlage 7.1.4) sind weitere Details zur diskontinuierlichen absoluten und relativen Konzentrationsverteilung der Hauptionen im Vertikalprofil ersichtlich. Über ein auffälliges Konzentrationsmaximum beim Bromid in GWM 38B wurde bereits in 6.1.3.3 hingewiesen. Ein Typenvergleich mit den Grundwasseraufschlüssen des Hutgesteins (s. Anl. 7.1.3 Bl. 18) zeigt, daß sich GWM 38A in das Punktfeld der Hutgesteinsanalysen einordnet, die GWM 38B und 38C dagegen, speziell im Kationendreieck, diesbezüglich sehr abseitige Punktepositionen belegen.

Die dargestellte Situation ist folgendermaßen zu interpretieren: Über dem im Muldentiefsten quasi stagnierenden Typ 38A bewegen sich bei grundsätzlich geringer vertikaler Austauschkomponente laterale Zuflüsse mit den qualitativ differenzierten Grundwassertypen 38B und 38C, wobei deren Strömungsgeschwindigkeiten infolge der bohrlokationsnah erheblich vergrößerten Profildurchlässigkeit entsprechend gering sind. Diesbezüglich sei auf die struktureologischen Besonderheiten an der Bohrlokation Dp Mors 38 hingewiesen: tiefe Einsenkung des Kreidetroges mit Direktauflagerung auf Hutgestein; die Teilmulde des Troges wird im Südwesten durch eine Jurascholle im Bereich der SW-Randstörung und im Nordosten durch eine Hochlage der medianen Hutgesteinsaufwölbung besonders steilrandig begrenzt.

Alle Grundwasseraufschlüsse, die mit der geogenen Salzbelastung in der Umgebung der Bohrlokation Dp Mors 38 und des ehemaligen Brunnenstandortes des Wasserwerkes Beendorf in Zusammenhang gebracht wurden, sind in Anlage 7.1.6 in einem einzigen Piperdiagramm zusammengefaßt worden. Es soll damit die Typenvielfalt innerhalb dieses, sich bis in quartäre Schichten hinauf erstreckenden, salinargeogenen Grundwasserkörpers gezeigt werden. Wie bereits aus der

Abb. 6.7 anhand der geringen absoluten Konzentrationen erkennbar ist, zeigen die abseitigen Punktepositionen der GWM Dp Mors 38D im Kationen- und im Anionendreieck, daß in dieser geringen Teufe in den quartären Schichten ein salinargeogener Einfluß auch qualitativ nicht mehr nachweisbar ist. Dagegen reiht sich der Typ der weiter oben zunächst nicht genauer zuzuordnenden GWM Dp Mors 74A bei vergleichsweise geringer Gesamtmineralisation zwanglos in die Punktefelder der salinargeogen belasteten Grundwasseraufschlüsse ein.

– *Rhät- und Steinmergelkeuper (A9):*

Als einziger Rhätkeuper-Aufschluß in der hydrostratigraphischen Modelleinheit A9 führt die GWM Hy Mors 15/83 Süßwasser. Als Süß- und Brackwässer sind die Grundwässer im Steinmergelkeuper der Allertalzone deutlich geringer mineralisiert als die Grundwässer des Steinmergelkeupers (L6) im Bereich der SW-Randstörung und in der Lappwaldscholle, wo Brack- und Salzwässer vorkommen. Bei den in geringen Teufen aufgeschlossenen Süßwässern sind Calcium und HCO<sub>3</sub> und Sulfat typprägend. Bei den in größerer Teufe (44 m bis 96 m) aufgeschlossenen Brackwässern ist als Kation meist Natrium dominant und als Anionen sind Chlorid und Sulfat im Wechsel, meist von HCO<sub>3</sub> begleitet, typprägend.

Das Piperdiagramm zeigt, daß es in der Allertalzone keinen ausgeprägten "Steinmergelkeuper-Typ", sondern sehr verschiedene A9-Grundwassertypen gibt, die sich gegenüber den L6-Grundwasseraufschlüssen durch vergleichsweise sehr viel größere Streubreiten in den Punktefeldern äußern (vgl. in Anlage 7.1.3 das Bl. 17 mit den Bl. 7 und 11).

Die Aufschlüsse GWM Hy Mors 6/83 und 15/83 sind, trotz unterschiedlicher stratigraphischer Zugehörigkeit und größerer räumlicher Distanz zueinander, mit eng benachbarten Punktepositionen einem Einzeltyp zugehörig. Die Ursache dafür ist sicherlich der Grundwasserzstrom aus der Modelleinheit T7 der Triasplatte, wo dieser Typ mit entsprechender Gesamtmineralisation an der Bohrlokation Kb Mors 1/84 bekannt ist (s. Anlage 7.1.3 Bl. 19). Das Wasser der Quelle in Alleringersleben nimmt -bei geringfügig höherer Dichte- im Piperdiagramm ebenfalls eine vergleichbare Punktepositionen ein (vgl. Anlage 4.8.8).

Das höher mineralisierte Brackwasser der GWM Hy Mors 5/83 erhält seine artesischen Spannung und die speziellen hydrochemischen Konzentrationsverhältnisse vom Nährgebiet auf der Triasplatte.

In den beiden Dp Mors 46-Aufschlüssen, ebenfalls einem Einzeltyp zugehörig, und den übrigen Grundwasseraufschlüssen des A9-Keupers sind keine eindeutig der Umgebung zuzuordnenden typprägenden Einflüsse erkennbar.

– *Hutgestein (A13):*

Wie aus der Tab. 6.2 ersichtlich, sind im Hutgestein der Allertalzone die Ionenvergesellschaftungen relativ wechselhaft, wobei Natrium und Calcium als Kationen und Chlorid und Sulfat als Anionen den Grundwassertyp teils dominierend, teils anteilig bestimmen. Magnesium und  $\text{HCO}_3$  erlangen dagegen keine typbestimmende Bedeutung. Nach der Einteilung in Konzentrationsklassen sind in den zehn relevanten A13-Aufschlüssen Brack- und Salzwässer sowie Solen angetroffen worden.

Die Punktetripel der drei Grundwasseraufschlüsse aus tieferen Hutgesteinsbereichen (Kb Mors 2/85, Dp Mors 45A-T7 und 65A-T1), deren hydrogeologische Positionen im Abschnitt 6.2.4.3 erläutert werden, konzentrieren sich als Na-Cl-Solen in den entsprechenden Eckpunkten der drei Teildiagramme (siehe Anlage 7.1.3 Bl. 18).

Die Lagepunkte der übrigen sieben Grundwasseraufschlüsse sind infolge geringerer absoluter und prozentualer Na-Cl-Anteile unterschiedlich von den vorgenannten Diagrammeckpunkten weit entfernt. Diese Aufschlüsse an den Bohrlokationen Dp Mors 11/90 und 2/89 sowie Dp Mors 42 und 44, die sich in verkarsteten Topbereichen der medianen Hutgesteinsaufwölbung der Allertalzone befinden, haben teils direkten, teils hydraulischen Kontakt zum jeweiligen quartären, kretazischen bzw. jurassischen Deckgebirge. Die GWM Dp Mors 44A1 ist im hier lateral unmittelbar an das Hutgestein angrenzenden jurassischen Tonstein verfiltert.

Weiter oben war bereits darauf hingewiesen worden, daß die im Vertikalprofil in geringer Distanz über Hutgestein verfilterten GWM Dp Mors 42B (im Quartär /vgl. Anlage 7.1.3 Bl. 13), Dp Mors 6/90, 49A und 38A (in Oberkreidesanden /vgl. Anlage 7.1.3 Bl. 16) sich im Piperdiagramm zwanglos in die Punktefelder der Grundwasseraufschlüsse des Hutgesteins einordnen und somit die hydrochemische Hutgesteinsüberprägung anzeigen.

#### **6.1.4.5 Weferlinger Triasplatte**

Auf der Weferlinger Triasplatte gibt es, wie Tab. 6.2 ausweist, in den drei hydrostratigraphischen Modelleinheiten T2, T3 und T7 insgesamt zehn Grundwasseraufschlüsse. Die Grundwässer der Volpriehausen-Folge (Modelleinheiten T4 und T5) sind nicht aufgeschlossen.

Im Bereich der NE-Randstörung (T7) und des Röt (T2) liegen Süß- und Brackwässer unterschiedlichen Typs vor (siehe auch Anlage 7.1.3 Bl. 19). In den Röt-Grundwässern aus T2 und T7 sind bei den Kationen meist Calcium allein, bei den Anionen Sulfat und  $\text{HCO}_3$  mit wechselnden Anteilen oder allein typprägend. Diese Aufschlüsse bilden im Piperdiagramm relativ breitgestreute

Punktwolken. Ebenfalls in diese Punktwolken ordnen sich die wichtigsten Vorfluter der Triasplatte (AO4, AO8) und die Quelle in Alleringersleben ein (vgl. Anlage 4.8.3). Die Punkte des Na-SO<sub>4</sub>-Cl-Brackwassers aus dem Muschelkalk (T7) an der GWM Hy Mors 8/83 liegen davon deutlich abseits.

Die Sollingfolge des mittleren Buntsandsteins (T3) zeichnet sich durch die Vorherrschaft von Salzwasser des Na-Cl-SO<sub>4</sub>-Typs aus. Im Piperdiagramm bilden diese Wässer eng umgrenzbare Punktfelder. Abseits davon ist speziell im Anionendreieck das geringer mineralisierte Brackwasser vom Na-Ca-SO<sub>4</sub>-Typ der GWM Dp Mors 93A angeordnet.

## **6.2 Salinität und Dichteverteilung in den Grund- und Porenwässern**

### **6.2.1 Zielstellung und Methodik**

Die Dichte stellt für die Grundwassermodellierung einen wichtigen Parameter dar und bildet daher einen interpretatorischen Schwerpunkt. Mit Hilfe des die hydrochemischen Einzelparameter integrierenden Parameters Dichte kann die differenzierte Grundwasserbeschaffenheit in den hydrostratigraphischen Modelleinheiten in zusammenfassender Art und Weise beschrieben werden.

Die dichtekontrollierte ortsdiskrete Grundwassermodellierung benötigt für die Modelleichung/-kalibrierung möglichst viele Stützstellen mit Dichteinformationen. Als solche kommen an den einzelnen Bohrlokationen sowohl quasi-Punkt- bzw. Intervallinformationen aus Grundwasserleitern als auch vertikale Verteilungsprofile der Grundwasserdichte über das Bohrprofil in Betracht. Es war zu erwarten, daß die wechselhaften geologischen Verhältnisse und hydrodynamischen Bedingungen im Untersuchungsraum sich in einer Vielfalt von einzelnen Dichteverteilungsprofilen äußern würden.

Neben der direkt am Grundwasser gemessenen Dichte (GWM- und Testbeprobungswässer) bilden verschiedenartige Basismeßwerte anderer Fachbereiche (bohrlochgeophysikalische Routine- und Spezialmessungen (BARTHELS & KUHR 1996, FRICKE & VOLKMAR 1995), isotopenhydrologische Untersuchungen des Institutes für Umweltp Physik der Universität Heidelberg) die Datengrundlage zur Ermittlung der Dichteverteilung im Modellgebiet. Die unterschiedlichen Untersuchungsergebnisse waren, wie im Fall spezieller Salinitätsmeßwerte an Porenwässern von Bohrkernen, nach kritischer Bewertung in Werte der Grundwasserdichte umzuformen.

Meßresultate mit ursächlich anderer Zielstellung lieferten fallweise qualitative oder halbquantitati-

ve Informationen zur Verteilung der elektrischen Grundwasserleitfähigkeit in Bohrprofilen. Dazu gehörten

- die routinemäßig gezogenen Logs der Bohrlochgeophysik; sie wurden durch zusätzliche spezielle Auswertemethoden erschlossen und zu sekundären Logs der elektrischen Grundwasserleitfähigkeit zusammengeführt,
- die Fluid-Logging-Spezialprofile zur Identifizierung durchlässiger Kluftzonen.

In beiden Fällen waren die geophysikalisch ermittelten elektrischen Leitfähigkeiten in Werte der Grundwasserdichte zu transformieren.

Die Vertikalprofile der Dichteverteilung zu den einzelnen Bohrlokalationen stellen somit eine Verknüpfung von direkten Dichtemessungen am Grundwasser und von abgeleiteten Daten aus primär anderweitig motivierten Messungen dar. Damit konnten auch nicht beprobte Aquiferbereiche, aber auch mit konventionellen Methoden nicht beprobte Schichten mit relativ geringer Permeabilität hinsichtlich des Modellparameters Dichte beurteilt werden.

## 6.2.2 Datengrundlagen und Meßverfahren

Die Datengrundlagen für die Dichteverteilungsprofile, nämlich die direkt aus Grundwasserproben ermittelten Dichtemeßwerte, die aus bohrlochgeophysikalischen Logkombinationen über das Bohrprofil abgeleiteten Leitfähigkeitsverteilungen, einzelne intervallbezogene Leitfähigkeitsbefunde aus Fluid-Logging-Profilen sowie die Salinitätsmeßwerte in den Porenwässern von Bohrkernproben werden nachfolgend erläutert.

### *Direktmessungen der Grundwasserdichte*

Die Dichte in 1994-1996 gepumpten Grundwasserproben ist mit dem für Flüssigkeiten konstruierten Meßgerät von Paar, welches auf der Biege-Schwinger-Methode beruht, ermittelt worden (KANTOR, 1996).

Die Dichteangaben zum Grundwasser sind aus den Tests der Bohrungen Dp Mors 1988/90 und Kb Mors 2/85 übernommen worden.

In vier Fällen (Hy Beo 3/82 und (5)/78, Hy Mors 8/83 sowie Kb Mors 1/84) konnte die Dichte aus älteren Analysen über die Ionengehalte nach ZINNER (1997) berechnet werden.

Die Meßwerte repräsentieren mittlere Werte des unter dem angelegten hydraulischen Gradienten anströmenden Grundwassers eines abgepackerten bzw. verfilterten Bohrprofilintervalles. Die Teufenrepräsentanz bewegt sich theoretisch bei GWM-Proben zwischen 4 m bis 10 m und bei Bohrlochtestproben zwischen 1 bis 5 Dekametern. Da vor allem bei letzteren meist nicht genau bekannt



ist, welche Gebirgsabschnitte im Intervall geologisch potentiell zuflußwirksam sind und welche Bereiche davon über die technischen Installations- und Testmaßnahmen erschlossen werden konnten, wurde der Dichtemeßwert der Intervallmitte zugeordnet. In einigen Fällen konnten die Zuflußintervalle mit Hilfe der Fluid-Logging-Profile präzisiert werden.

#### *BLM-Logs der elektrischen Leitfähigkeit*

Die elektrische Leitfähigkeit des Formationswassers, aus geophysikalischen BLM-Kurven abgeleitet, ist unter Berücksichtigung gewisser Genauigkeitsdefizite ebenfalls zur Berechnung der Grundwasserdichte geeignet. Die Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit basiert auf der Verknüpfung geophysikalischer Messungen des Formationswiderstandes (mittels Induktionsmessungen), des Gesteinsdichtelogs und der natürlichen Gammastrahlungsintensität des bohrlochnahen Gebirges. Zur Leitfähigkeitsbestimmung wurde ein Modell der parallelen Stromleitung in Gesteinsmatrix und Porenwasser benutzt. Das Verfahren war modifiziert im Untersuchungsprogramm Gorleben-Süd im Bereich tonarmer Lockersedimente erfolgreich eingesetzt worden. Im Projekt Morsleben wurde das Verfahren erstmals auch im Bereich von Ton- und Tonmergelsteinen getestet. Wenn auch die Aussagezuverlässigkeit geringer als in sandigen Formationen ist, konnte die prinzipielle Eignung der Methoden dennoch bestätigt werden (SCHILDKNECHT, 1998).

Folgende Faktoren können zur Nichteignung bzw. zum Ausfall einzelner Logabschnitte führen:

- Lithologieeinflüsse in Bereichen extrem abweichender Gesteinsdichte (Anhydrit, Gips, Torf) und nicht an Tonmineralien gebundener Gammastrahler,
- meßtechnische Störungen durch partiellen Ausfall eines der drei o.g. Einzellogs oder durch Teufenfehler in einem der Einzellogs,
- bohrtechnische Unzulänglichkeiten in Form nicht kompensierbarer Bohrkaliberdefekte (Aus-kesselungen).

Hinsichtlich einer teufenorientierten Genauigkeitsbewertung des elektrischen Leitfähigkeitslogs ist zu beachten, daß bei der dargestellten Logverfahrenskombination verschiedentlich indirekte und empirische geophysikalische Parameter eingehen. Die Leitfähigkeitsprofile aus BLM-Logs sind dementsprechend als Indikation der Leitfähigkeitsvariation mit der Teufe im Sinne einer grundsätzlich plausiblen Größenordnungsänderung und weniger als Punktinformation einer absoluten Formations- bzw. Grundwasserleitfähigkeit zu verstehen.

### *Salinitätsbestimmungen*

Die Salinität von Porenwässern wurde im Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg punktuell an Kernen verschiedener Bohrprofilanteile gemessen. Mit einem speziell entwickelten Verfahren wird dabei vorrangig der immobile Porenwasseranteil diagenetisch verfestigter Gesteinsarten einer Salinitätsmessung zugänglich gemacht (LIPPMANN et al., 1996). Verfahrensbedingt sind allerdings Gips, vergipster Anhydrit und gipshaltige Sedimente wegen des Kristallwasseranteils für quantitative Salinitätsbestimmungen ungeeignet.

Die Salinität der Porenwasserlösungen wurde sowohl durch die Messung der elektrischen Leitfähigkeit als auch - bei einem Großteil der Proben parallel dazu - durch die Erfassung der Chloridionenkonzentration per Titration bestimmt. Im Hinblick auf den letztlich interessierenden Parameter Dichte ist die elektrische Leitfähigkeit zwar der umfassendere Meßwert, es zeigte sich jedoch bei Teufenparallelmessungen, daß die Leitfähigkeitsmeßwerte durchaus mit einem größeren Unsicherheitsfaktor behaftet sein können. Während in geringermineralisierten Porenwässern die Leitfähigkeitsmeßwerte die Mineralisationsobergrenze im Sinne einer Größenordnung beschreiben, wird in höhermineralisierten und NaCl-betonten Wässern durch den Chloridtitrationsmeßwert eine Mindestkonzentration mit relativ großer Sicherheit festgelegt und durch den Leitfähigkeitsmeßwert grundsätzlich kontrolliert.

Im Gegensatz zu Dichten, die aus Pumpproben und aus BLM-Leitfähigkeitslogs ermittelt wurden und größere Teufenbereiche repräsentieren, stellen die Bohrkernsalinitätsmeßwerte eine ausgesprochene Punktinformation (dm-Bereich) dar. Eine größere Teufenrepräsentanz und Aussagesicherheit ist durch eine Verringerung der Beprobungsabstände zwar erreichbar, führt aber zu einer großen Erhöhung des Untersuchungsaufwands.

### *Fluid-Logging-Profile*

Die Fluid-Logging-Spezialprofile zur Identifizierung durchlässiger Kluftzonen (s. Abschnitt 3.1.2) zeigten sich geeignet als zusätzliche Informationsquelle zur Ermittlung der Salinitätsverteilung in den Bohrprofilen. Unter Beachtung verschiedener ad hoc-Protokolle, wie Fluid-Logging-Meßberichte, bohrtechnischer Tagesberichte -daily rig reports- (GOLDER ASSOCIATES, 1994-95), waren aus den Leitfähigkeits- und Temperatur-Logs wertvolle qualitative und halbquantitative Informationen zur Dichteverteilung in den Bohrprofilen ableitbar. Quantitative Angaben zu einzelnen Fluid-Logging-Intervallen bilden dagegen eher einen Ausnahmefall. Die Einsatzvoraussetzungen des Fluid-Logging im offenen Bohrloch (siehe Abschnitt 3.1.2) und die individuellen geologisch-technischen Bohrlochbedingungen gestatten vorrangig Informationen über angeregte Zuflußbereiche, wobei Tendenzen und sich im Vertikalprofil vollziehende Größenordnungsunterschiede der Grundwasserleitfähigkeit erkennbar werden.

### *Sonstige qualitative Informationen*

Die ausführlichen geologischen Schichtenverzeichnisse können über die NaCl-Führung (primär im Sediment und sekundär auf Kluffflächen) indirekt qualitative Informationen zur Grundwassermine-  
ralisation und -dichte liefern. Im Bereich von Schichten mit potentieller Salzführung (oberer und unterer Gipskeuper, Hutgestein) und in deren Nachbarschaft kann damit die Untergrenze der aktiven Grundwasserbewegung mit quasi-gesättigtem Lösungsinhalt festgestellt oder eingegrenzt werden.

### **6.2.3 Ergebnisdokumentation**

Alle Bohrungsstandorte mit Grundwasserdichten, die in GWM- und Testproben direkt gemessen oder mit Hilfe von Wasseranalysen berechnet wurden, sind in Anlage 7.2.1 tabellarisch aufgeführt worden. Dabei ist eine Zuordnung der Beprobungsstellen in die modellrelevanten hydrostratigraphischen Modelleinheiten innerhalb der strukturgeologischen Baueinheiten erfolgt. In Tab. 6.1 und in Anlage 7.1.1 Bl. 8-10 sind die von-bis-Spannen und die Mittelwerte der Dichte für die modellrelevanten Modelleinheiten tabellarisch zusammengefaßt bzw. graphisch dargestellt worden.

An Bohraufschlüssen, an denen neben den vorgenannten Meßwerten weitere, indirekt abgeleitete Informationen zur Grundwasserdichte vorlagen (Leitfähigkeitslog aus der geophysikalischen BLM, Fluid-Logging-Profile und/oder Salinitätsmessungen an Porenwässern), wurden zu 34 Bohrlokalitäten Dichteverteilungsprofile über die Teufe konstruiert und in Diagrammform in Anlage 7.2.2 dokumentiert. Von den 17 Fluid-Logging-Testen (siehe Abschnitt 3.1.2) lieferten 15 Profile Informationen im vorgenannten Sinne. In diesen 15 Fällen enthalten die Dichteverteilungsprofile in unterschiedlichem Maße Kenntniserweiterungen gegenüber dem Bearbeitungsstand im Bericht zur hydrogeologischen Modellbildung (LANGKUTSCH et al., 1997).

Hinweis: Auf Grundlage der Neuauswertung der Geohydrauliktests Dp Mors 1988-90 durch KLOSKA (1998) mußte die Wasserprobe zu Dp Mors 4/89 Test 4 nunmehr als nicht grundwasserrepräsentativ bewertet werden. In Anlage 7.2.2 Bl. 4 wird damit das in LANGKUTSCH et al. (1997) dargestellte Diagramm der Dichteverteilung Dp Mors 4/89 revidiert.

In den Diagrammen kommt die teufenabschnittsweise unterschiedliche Aussagesicherheit durch entsprechende Signaturen zum Ausdruck. Nicht eindeutig quantifizierbare Informationen werden in ihrer wahrscheinlichen Bandbreite dargestellt.

Die Dichteverteilung wird für die strukturgeologischen Baueinheiten gemäß Abb. 5.1 getrennt dargestellt:

- Lappwaldscholle (L)
- Bereich der SW-Randstörung (SW)
- Allertalzone (A)
- Triasplatte (T)

Innerhalb der Baueinheiten wird der durch sehr komplizierte Lagerungsformen gekennzeichnete Bereich der SW-Randstörung wegen einiger hydrochemischer Mineralisationsbesonderheiten gesondert dargestellt. Die hydrostratigraphischen Modelleinheiten werden nachfolgend möglichst separat kommentiert. In einigen Fällen, die vor allem einzelne Brunnen- und GWM-Bohrungen der Stadtwerke Helmstedt betreffen, sind die hydrostratigraphischen Zuordnungen in Modelleinheiten im Bereich Rhät-Lias mit geringen Unsicherheiten behaftet, weil geologische Schichtstratifizierungen erst nachträglich indirekt vorgenommen werden konnten. Bei einigen dieser über mehrere stratigraphische Schichten hinweg stufenverfilterten Brunnen und GWM waren Kompromisse hinsichtlich der modellrelevanten Schichtzuordnung notwendig. Hinsichtlich der modellrelevanten Dichteverteilung wirken sich die Kenntnisdefizite und die Kompromisse nicht nachteilig aus, da in den betreffenden Bereichen der Lappwaldmulde meist nur geringe bzw. keine signifikanten Dichteunterschiede im Vertikalprofil zu verzeichnen sind.

Die wechselvollen geologischen und hydrodynamischen Bedingungen im Modellgebiet äußern sich in einer Vielzahl von sehr unterschiedlichen Dichteverteilungsprofilen, die sich innerhalb der strukturgeologischen Baueinheiten nicht zu Flächen gleicher Profiltypen zusammenfassen lassen. In Anl. 7.2.2 sind deshalb die Dichteverteilungsprofile für die auswertbaren Bohrungen dargestellt. Diese veranschaulichen sowohl die Differenziertheit der Verteilung als indirekt auch die unterschiedliche Vertrauenswürdigkeit einzelner Profile bzw. Profilabschnitte. Die Dichteverteilungskurve ist z.T. innerhalb einer Bandbreite angegeben. Teufenbezogene Einzelinformationen vervollständigen die Darstellung.

In der Anlage 6 informieren einige hydrogeologische Schnitte, nämlich 1, 3, 4, 5, 7 und 9, durch die Darstellung aufschlußbezogener Dichtemeßwerte (aus Anlage 7.2.1) und durch die Kennzeichnung der Tiefenlage einer mit  $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$  definierten Süß-/ Salzwassergrenze zusätzlich über die räumliche Dichteverteilung.

## 6.2.4 Regionale Kommentierung

### 6.2.4.1 Lappwaldscholle

- Rhät und Jura (L1-L4):

Dichteverteilungsprofile: Bohrlokationen Dp Mors 54, 55, 61.

Die hydrostratigraphischen Modellschichten L1 bis L4 zeichnen sich bis auf wenige Ausnahmen durch eine geringe Schichtwassermineralisation mit Dichten von  $\rho = 0,9985$  bis  $0,9999 \text{ g/cm}^3$  aus (siehe auch Anl. 7.2.1). Ein Teil des L1-L4-Verbreitungsgebietes wird wasserwirtschaftlich genutzt. Hier sind viele GWM und Brunnen mittels Stufenfilter über mehrere der Schichten verfiltert. Die nicht immer eindeutige Schichtzuordnung der Filterstrecken von GWM und Brunnen wirkt sich bei der geringen Dichtedifferenzierung für die Modellparameterzuweisung im Einzelfall kaum nachteilig aus, zumal auch durch die relativ große Anzahl von Beprobungspunkten in der Fläche eine große Aufschlußdichte gegeben ist.

Dichten  $\rho > 1,0$  bis  $1,0023 \text{ g/cm}^3$  werden durch vergleichsweise hohe Sulfatkonzentrationen bedingt und sind in der Regel an Tonsteine (ko(3c) und ju) der Liasmulde (Bohrlokationen 53, 54, 64, Hy Hmt 13/70) auf der Lappwaldscholle gebunden.

- Unterrhät (L5):

Dichteverteilungsprofile: Bohrlokationen Dp Mors 3/89 und 4/89, 12/90, 52, 55, 56, 61.

Im Oberteil der Modelleinheit liegt Süßwasser ( $\rho = 0,9984$  bis  $0,9990 \text{ g/cm}^3$ ) vor. Im Unterteil steigt die Dichte in der Regel deutlich über  $1,0 \text{ g/cm}^3$  (Ausnahme 55/95) an, wobei der Übergang zum generell höher mineralisierten Steinmergelkeuper (L6) teils mehr oder weniger kontinuierlich, teils relativ abrupt erfolgt. Bis auf die Lokation 52 gibt es im ko(1)-Basisbereich leider keine GWM. In den Dichteverteilungsprofilen ist man daher auf die mit einer größeren Streubreite der Aussagegenauigkeit verbundenen Leitfähigkeitslog- und Salinitätswerte angewiesen.

Aus Einzelpunktinformationen, d.h. Grundwasseranalysen, ist an den nicht genauer stratifizierten (vermutlich unteres ko) GWM Hy Beo 2b/82 und 3b/82 nahe der SW-Randstörungszone eine schwach erhöhte Mineralisation (Dichte =  $1,0029$  bzw.  $1,0013 \text{ g/cm}^3$ ) bekannt (siehe Anl. 7.2.1).

- Steinmergelkeuper (L6):

Dichteverteilungsprofile: Bohrlokationen Dp Mors 3/89 und 4/89, 12/90, 52, 55, 56, wobei das Profil Dp Mors 56 im kmSM-Oberteil endet.

An der Oberkante beträgt die Dichte  $\rho > 1,00 \text{ g/cm}^3$ , meist aber  $\rho = 1,01$  bis  $1,02 \text{ g/cm}^3$ . Ein gewisser, mit der verfügbaren Datenlage noch nicht lösbarer Widerspruch verbleibt beiderseits der ko(1)-kmSM-Grenze am Bohrpunkt 56 (siehe Dichteverteilungsprofil Anl. 7.2.2, Bl. 9). Während

das Testresultat T1 (Grundwasseranalyse) die Dichte bei  $\rho = 0,9998 \text{ g/cm}^3$  anzeigt, weisen das BLM-Leitfähigkeitslog und die Salinitätsmeßwerte teufenabhängig die Dichte zwischen  $\rho = 1,00-1,005 \text{ g/cm}^3$  aus. Im Fluid-Logging-Profil läßt bei 133 m eine dort beim Fluid-Logging-Test noch nicht abgeschlossene Entwicklung eines Leitfähigkeits-Peaks eher eine Dichte  $\rho > 1,00 \text{ g/cm}^3$  im Sinne des BLM-Leitfähigkeitslogs vermuten.

Bis in Nähe der Steinmergelkeuperbasis erfolgt ein kontinuierlicher Dichteanstieg auf 1,03 bis  $1,05 \text{ g/cm}^3$ . Offensichtlich durch die NaCl-führung im kmGo (L7) kontrolliert (siehe 4/89 in Anl. 7.2.2, Bl. 4 im Gegensatz zu 3/89, 52/95 und 55/95 in Anl. 7.2.2, Bl. 3, 6 sowie 8), steigt die Dichte dann unmittelbar an der Basis des kmSM(1) auf Werte  $> \text{ca. } 1,15 \text{ g/cm}^3$  an.

- Schilfsandstein (L8):

Dichteverteilungsprofile: Bohrlokationen Dp Mors 3/89, 52 und 55.

An den Lokationen Dp Mors 52 und 55 wurden Dichten zwischen  $1,1832$  bis  $1,1993 \text{ g/cm}^3$  ermittelt. Im Umfeld der Bohrung Dp Mors 3/89 findet auf Grund der NaCl-Führung (NaCl-Lager im kmGo und NaCl-Imprägnation im kmS) in den Modelleinheiten Oberer Gipskeuper (L7) und Schilfsandstein (L8) keine Grundwasserbewegung statt. Zur Dp Mors 4/89 - unterhalb des hier NaCl-freien kmGo - liegt keine quantitative Dichteinformation vor, eine fremdwasserkontaminierte Probe vom Test 4 läßt aber vermuten, daß das Grundwasser hier nicht als gesättigte Sole vorliegt. Die geringe Anzahl von Einzelinformationen erlaubt keine flächenhafte Prognose der vertikalen Dichteverteilung innerhalb der Modelleinheit L8.

#### 6.2.4.2 Bereich der SW-Randstörung

Dichteverteilungsprofile liegen von folgenden Bohrlokationen (von NW nach SE geordnet) vor: Dp Mors 34, 57, 37, 10/88, 40, 50, 51, 43 und 47.

Auf Grund der intensiven Bruchtektonik im Bereich der SW-Randstörung (siehe hierzu speziell die Detailschnitte in Anl. 6.1, 6.3, 6.5 und 6.6) vollzieht sich der Dichteanstieg mit der Tiefe sehr differenziert in unterschiedlichen hydrochemischen Profilabfolgen, so daß praktisch jede Bohrlokation ihre „eigene“ Profilabfolge hat. Dabei sind speziell im Steinmergelkeuper und im Schilfsandstein die Mineralisationsgrade mit  $\rho = 0,9999$  bis  $1,0344 \text{ g/cm}^3$  deutlich geringer als in den muldentiefern Bereichen der Lappwaldscholle.

Folgende Besonderheiten und Eckdaten zur Grundwasserdichte sind für den Bereich der SW-Randstörung zu nennen:

- Abweichend von den zentralen Bereichen der Lappwaldmulde, wo die Dichte erst im Grenzbe-  
reich L5/L6 mit der Teufe ansteigt, ist im stratigraphisch jüngeren Rhätkomplex L3a (gestört

lagernde Versturz- und Gleitmassen) an der GWM Dp Mors 5z4/90 (unweit der ehemaligen Solquelle) bei rund + 94 m NN, also in einem sehr hohen Niveau, mit  $\rho = 1,0668 \text{ g/cm}^3$  (siehe Anl. 7.2.1) die größte Dichte des Grundwassers im gesamten Bereich der SW-Randstörung zu verzeichnen. Der Salzbach wird u.a. mit diesem Grundwasser gespeist und erfährt hier einen Teil seiner auffälligen Mineralisation. Die Bohrlokation Dp Mors 50 (s.u.) weist innerhalb L3a im gleichen Teufenniveau ebenfalls eine signifikant erhöhte Dichte auf. Wie die GWM an den Bohrlokationen Dp Mors 34, 40 und 57 zeigen, sind anderenorts die Versturz- und Gleitmassen (L3a) dagegen mit  $\rho = 0,9986$  bis  $0,9993 \text{ g/cm}^3$  praktisch ausgesüßt.

- In den Dichteverteilungsprofilen Dp Mors 34, 40, 47 und 50 ist zu erkennen, daß der Mineralisationsgrad innerhalb der meist von L3a-Gleitmassen überlagerten, sehr oft steilgestellten, Juraschollen mit der Teufe ansteigt. Von der GWM Dp Mors 47A ist bei ca. +20 m NN eine Dichte von  $\rho = 1,0057 \text{ g/cm}^3$  bekannt. Der Mineralisationsgrad ist dem der lappwaldseitig angrenzenden Keuperschichten sehr ähnlich, während im vergleichbaren Tiefenniveau in den unmittelbar benachbarten Quartär- und Kreidesedimenten der Allertalzone zumeist Grundwasserdichten von  $\rho < 1,0 \text{ g/cm}^3$  festzustellen sind. Die Juraschollen im Bereich der SW-Randstörung funktionieren geohydraulisch als Barriere und behindern damit den hydrochemischen Stofftransport zwischen der Lappwaldscholle und der Allertalzone erheblich.
- An einzelnen Standorten kann der Steinmergelkeuper (L6) in seinem Oberteil, wie z.B. im Niveau der GWM Dp Mors 37A und 37B ausgesüßt sein. Die Dichteverteilungsprofile der Bohrlokationen Dp Mors 37 und 43 zeigen mit wachsender Teufe einen Dichteanstieg bis über  $\rho = 1,0235 \text{ g/cm}^3$  an.
- Im relativ tiefen Niveau von -130 m NN beträgt an der Bohrlokation Dp Mors 51 im Schilfsandstein (L8) die Dichte  $\rho = 1,0317$  bis  $1,0344 \text{ g/cm}^3$ . Dagegen befindet sich der Schilfsandstein an der Bohrlokation Dp Mors 10/88 in besonders exponierter Lage (Test 2-Intervall bei +41 m bis +5 m NN): Der Schilfsandstein wird hier verwerfungsbedingt lateral mit Grundwasser aus dem Steinmergelkeuper gespeist, so daß in der Testprobe die vergleichsweise geringe Dichte von  $1,015 \text{ g/cm}^3$  gemessen worden ist. Das Dichteverteilungsprofil Dp Mors 34 weist bei einem Dichteanstieg von  $\rho = 1,010$  bis  $1,025 \text{ g/cm}^3$  vom Hangenden zum Liegenden ein ähnlich niedriges Dichteniveau auf.

Es soll auf die unmittelbare Umgebung des Schachtes Bartensleben (Oberkante der Schachtröhre: +138 m NN) hingewiesen werden, wo das Prinzip des grundsätzlichen Dichteanstieges mit der Teufe nicht realisiert ist. Im Einklang mit den vorgestellten Mineralisationsverhältnissen an der nahegelegenen Bohrlokation Dp Mors 5z4/90 steigt in der am Fuß der Schachthalde gelegenen Bohrlokation Dp Mors 50 (siehe Anl. 7.2.2, Bl. 18) oberflächennah die Dichte von  $\rho = 1,0268 \text{ g/cm}^3$  (GWM 50B) bei +105 m NN auf ca.  $1,05 \text{ g/cm}^3$  bei +85 m NN im allochthon lagernden

Komplex 3a (hier ko(2-3)) an. Unterhalb dieses Maximums ändert sich die Dichte in jurassischen Tonsteinen (A8) von  $\rho = 1,01 \text{ g/cm}^3$  bei + 60 m NN bis zur Bohrungsendteufe (- 64 m NN) auf  $\rho = 1,025 \text{ g/cm}^3$ . An der Bohrlokation Dp Mors 51 weisen der Steinmergelkeuper (GWM 51B) und der Schilfsandstein (GWM 51A nebst Test 1) trotz einer Teufendifferenz von ca. 120 m ein ungefähr gleiches Dichteniveau bei  $\rho = 1,034 \text{ g/cm}^3$  auf (siehe Anl. 7.2.2, Bl. 19). Weitaus deutlicher ist das Dichtemaximum innerhalb des Vertikalprofils in der Schachtröhre selbst ausgeprägt, wo in Schachtzuflüssen an der Steinmergelkeuper-Basis zeitvariabel Dichten von  $\rho = 1,05$  bis  $1,06 \text{ g/cm}^3$  und an der Schilfsandstein-Basis lediglich  $\rho = 1,033 \text{ g/cm}^3$  gemessen worden sind. Im Schilfsandsteinprofil ist nach KÄBEL (1997) ein zeitlich relativ stabiler Anstieg der Dichte vom Hangenden (ca.  $1,024 \text{ g/cm}^3$ ) zum Liegenden (ca.  $1,033 \text{ g/cm}^3$ ) zu verzeichnen. Die beim Schachtabteufen im Jahre 1911 im Steinmergelkeuper und im Schilfsandstein angetroffenen Grundwässer sind den heutigen Schachtröhrenzuflüssen in den vergleichbaren Teufen hinsichtlich der Konzentrationsverhältnisse und der daraus ableitbaren Dichten sehr ähnlich.

#### 6.2.4.3 Allertalzone

- Quartär (A1-A4):

Dichteverteilungsprofile: Bohrlokationen Dp Mors 13/88, 36, 38, 42, 44 bis 46, 49, 67 bis 69, 71, 72, 74 und 86.

Die vier hydrostratigraphischen Modelleinheiten des Quartärs weisen im Regelfall Grundwasserdichten  $< 1,0 \text{ g/cm}^3$  auf. Höhere Grundwassermineralisationen werden nachfolgend benannt.

Bohrlokation Dp Mors 36: Das Dichteverteilungsprofil (siehe Anl. 7.2.2, Bl. 23) läßt unterhalb des GWM-Filters 36B ( $\rho = 0,9991 \text{ g/cm}^3$ ) deutlich ein Dichtemaximum von  $\rho$  ca.  $1,008 \text{ g/cm}^3$  erkennen, ehe sich die Dichte auf das Niveau des GWM 36A ( $\rho = 0,9986 \text{ g/cm}^3$ ) einstellt. Diese oberflächennahe Mineralisationserhöhung kann einerseits von der benachbarten Halde des Schachtes Marie herrühren, andererseits weist eine erheblich erhöhte Nitratkonzentration in GWM 36B aber auch auf einen fäkalanthropogenen Einfluß aus den unmittelbar angrenzenden Wohngrundstücken von Beendorf hin. Hier an der Bohrlokation Dp Mors 36 ist dieses relativ oberflächennahe Dichtemaximum von den in der Nachbarschaft (Bohrlokationen Dp Mors 13 und 38) aus den Kreidesanden (s.u.) bekannten geogenen Mineralisationserhöhungen durch einen Süßwasserkörper getrennt.

Bohrlokation Dp Mors 68: Ein oberflächennah ausgeprägtes Dichtemaximum (Anl. 7.2.2, Bl. 32) im Niveau des GWM-Filters 68B ( $\rho = 1,0023$  bis  $1,0031 \text{ g/cm}^3$  bei 4,4 - 6,4 m unter Gelände) ist im Abschnitt 6.1.4.4 diskutiert worden. Dieses lamellenartige Dichtemaximum hebt sich deutlich



ab von den geringer mineralisierten Wässern der im Allertal unmittelbar benachbarten GWM in Kreide (einschließlich GWM 68A im Liegenden) und Quartär.

Bohrlokation Hy Beo (6)/78: Die hier in einem ehemaligen Brunnen mit  $\rho = 1,0018 \text{ g/cm}^3$  festgestellte erhöhte Grundwassermineralisation (Anl. 7.2.1) ist Ausdruck einer hochsitzenden geogenen Belastung unter der aufgegebenen Brunnenanlage des Wasserwerkes Beendorf. Sie steht im Zusammenhang mit der geogenen Versalzung der Kreidesande im Bereich der nahegelegenen Bohrlokation Dp Mors 38 (s.u.).

Bohrlokation Dp Mors 42: Die erhöhte Grundwasserdichte im Quartär wird - in Verbindung mit einem aufwärts gerichteten Grundwasserdruckgradienten - durch eine entsprechend hohe Grundwassermineralisation im Top des verkarsteten Hutgesteins verursacht (siehe Anl. 7.2.1 und 7.2.2, Bl. 25).

Bohrlokation Hy Mors 3/83: Diese GWM mit erhöhter Grundwasserdichte ( $\rho = 1,0002 \text{ g/cm}^3$ ) im Quartär befindet sich östlich der Aller im höher mineralisierten Grundwasseranstrom von der Triasplatte.

- Kreide (A5-A7):

Dichteverteilungsprofile: Dp Mors 13/88, 36, 38, 42, 49, 67 bis 69, 71, 72, 74, 86.

Während in der Oberkreide-Senke in den Walbecker Schichten (A5) und im Oberteil der Oberen Alleringerslebener Schichten (A6) allgemein Grundwasserdichten  $< 1,0 \text{ g/cm}^3$  festgestellt wurden, steigt die Grundwasserdichte im Unterteil der A6-Schicht bis zum Hutgestein (A13) mit unterschiedlichen Gradienten, aber immer signifikant an (vgl. Anl. 7.2.2, Bl. 22, 24, 29, 33, 35 und 37).

Auffällig ist dabei die Bohrlokation 38 (Anl. 7.2.2 Bl. 24) und deren Umgebung mit Hy Beo 2/82, 3/82 u. (6)/78, weil bereits in den Walbecker und zum Teil in den quartären Schichten geogen erhöhte Grundwasserdichten  $> 1,0002$  bis  $1,0045 \text{ g/cm}^3$  vorliegen (siehe Anl. 7.2.1). Wegen ihrer lateralen Positionen zum Abstrom ist bei Hy Beo 2/82 und 3/82 ein zusätzlicher Einfluß durch die Halde des Schachtes Marie letztlich nicht ganz ausschließbar.

Ob die durch den Abstrom der Halde bedingte Dichteerhöhung an Hy Beo 1/82 und 4/82 auch mit der vorgenannten geogenen Dichteerhöhung im unmittelbaren Kontakt steht, ist zwar zu vermuten, kann aber nicht sicher beurteilt werden.

- Jura und Keuper (A8 u. A9):

Dichteverteilungsprofile: Dp Mors 44-46 sowie 86.

Die wenigen Aufschlüsse außerhalb der Kreidemulde lassen nur eine sehr allgemeine Beurteilung zu. In exponierter Lage auf der medianen Hutgesteinsaufwölbung ist an der Bohrlokation Dp Mors 44 die Grundwasserdichte geringfügig auf  $\rho = 1,002 \text{ g/cm}^3$  in jurassischen Tonsteinen erhöht (Anl. 7.2.2, Bl. 26).

Der Steinmergelkeuper (A9) ist im Oberteil geringer mineralisiert (Bohrlokationen Dp Mors 45 und 46), ehe die Grundwasserdichte bis in die Größenordnung von  $\rho = 1,01$  bis  $1,02 \text{ g/cm}^3$  ansteigt (siehe Anl. 7.2.2 Bl. 27 und 28; vgl. auch Hy Mors 5/83 und 6/83 in Anl. 7.2.1).

- Hutgestein (A13):

Dichteverteilungsprofile: Dp Mors 42, 44, 45, 65

Die Informationen zur Grundwasserdichte des geohydraulisch weitgehend undurchlässigen Hutgesteins beschränken sich hauptsächlich auf wenige Grundwasseranalysen, die petrographisch exponierten Hutgesteinsstrukturen entstammen. Die Dichteverteilungsprofile enthalten im Hutgesteinsanteil ansonsten nur einzelne qualitative Angaben aus den Schichtenverzeichnissen und den Fluid-Logging-Profilen. Gesteinsbedingt liegen keine quantitativ verwertbaren Salinitätsbestimmungen und ebenso keine Leitfähigkeitslogs vor.

Die Analysen und Dichteverteilungsprofile von den Bohrlokationen Dp Mors 2/89 und 11/90 (Anl. 7.2.1) sowie Dp Mors 42 und 44 (Anl. 7.2.2, Bl. 25 u. 26) lassen in verkarsteten Toplagen des Hutgesteins erkennen, daß die Grundwasserdichten, die in der Größenordnung zwischen  $\rho = 1,001$  und  $\rho = 1,007 \text{ g/cm}^3$  wechseln, wegen der unterschiedlich intensiven hydraulischen Kontakte mit dem Deckgebirge entsprechend gering sind. Bezüglich des gesamten Hutgesteinskörpers stellen diese Wässer isolierte, voneinander unabhängige Einzelvorkommen im Bereich des Sulfatkarstes dar.

Aus tieferen Hutgesteinsbereichen sind lediglich drei voneinander unabhängige Grundwasservorkommen bekannt. Im Niveau von ca. -100 m NN wurde durch die Bohrung Dp Mors 65A (Test 1) in einer speziellen Struktur mit Deckanhydrit, Grauem Salzton und Leine-Karbonat im Bereich des Östlichen Schachtsattels (A13-K2) Grundwasser mit einer Dichte  $\rho = 1,0756 \text{ g/cm}^3$  festgestellt (Anl. 7.2.2, Bl. 30). Im Bohrprofil oberhalb davon angetroffenes sekundäres NaCl (als Zementrelukt und auf Rissen und Klüften) weist darauf hin, daß hier im Hutgestein außerhalb der Struktur ansonsten kein Grundwasser zirkuliert. An Bohrung Dp Mors 45A (Test 7) ist in einer Hauptanhydritklippe im Niveau von -126,7 m NN, d.h. oberhalb des Diapir-Salzspiegels, eine reliktsche Na-

Cl-Sole mit  $\rho = 1,1943 \text{ g/cm}^3$  festgestellt worden (siehe Anl. 7.2.2, Bl. 27). Ein isolierter Karsthohlraum unmittelbar oberhalb des Diapir-Salzspiegels hatte an der Kb Mors 2/85 eine Na-Cl-Sole mit  $\rho = 1,21 \text{ g/cm}^3$  geliefert.

#### 6.2.4.4 Weferlinger Triasplatte

Auf der Triasplatte gibt es nur sehr wenige relevante Grundwasseraufschlüsse, so daß keine eingehende Beurteilung dieser struktureologischen Baueinheit möglich ist.

- Schollen im Bereich der NE-Störung (T7):

Dichteverteilungsprofile: keine

Es wird auf die wasseranalytischen Dichtemeßwerte aus den Bohrungen Hy Mors 1/83, 8/83 und Kb Mors 1/84 in Anl. 7.2.1 verwiesen. Lediglich in der im Muschelkalk verfilterten GWM 8/83 wurde mit  $\rho = 1,002 \text{ g/cm}^3$  eine erhöhte Dichte festgestellt. Die beiden Aufschlüsse im oberen Buntsandstein erbrachten dagegen Süßwasser.

- Bereich der Triasplatte (T2-T5):

Dichteverteilungsprofil: Bohrlokation Dp Mors 94.

Während im Grenzbereich Röt/Quartär und am einzigen Aufschluß (GWM 94B) im Pelitröt (T2) die Dichte nahe bei  $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$  (Anl. 7.2.2, Bl. 39) liegt, zirkuliert in der Sollingfolge (T3) ein deutlich höher mineralisiertes Grundwasser mit  $\rho = 1,0009 - 1,0112 \text{ g/cm}^3$ .

Von den hydrostratigraphischen Schichtkomplexen T4 und T5 liegen keine Informationen zur Dichteverteilung vor.

### 6.3 Hydrochemische Bewertung

Die im Rahmen der Standortbeschreibung erfaßten Fakten zu den Stoffkonzentrationen, zur Grundwassertypisierung und zur Dichteverteilung im Grundwasser werden hier im Hinblick auf hydrochemische Zusammenhänge und Abhängigkeiten zwischen den Grundwässern der einzelnen struktureologischen Baueinheiten zusammengefaßt betrachtet.

### 6.3.1 Lappwaldscholle

- Jura bis Mittelrhät (L1-L4):

Die Grundwässer des Jura bis Mittelrhät sind überwiegend gering mineralisiert ( $\rho = 0,9985 - 0,9999 \text{ g/cm}^3$ ). Brackwasser mit Dichten bis  $1,0023 \text{ g/cm}^3$  tritt seltener, meist im Bereich toniger Schichten des Grenzbereichs Oberrhät-Hettangium (L2) auf. Die Grundwässer des Jura bis Mittelrhät zeichnen sich durch eine große Typenvielfalt aus, wobei auch durch Vermischung (Stufenverfilterung!) entstandene Scheintypen zu beachten sind. Die Typenvielfalt ist Ausdruck eines teilgebietsweise eingeschränkten vertikalen Grundwasseraustausches, der aus sehr stark wechselhaften Durchlässigkeiten im Vertikalprofil des Jura bis Mittelrhät abzuleiten ist. Das L1-L4 Verbreitungsgebiet wird wasserwirtschaftlich genutzt. Die in den über zwanzigjährigen Zeitreihen der Förderbrunnen des Wasserwerkes Helmstedt festgestellten geringen Parameterschwankungen bewegen sich in engen Grenzen und lassen keine Trends über die Zeit erkennen.

- Unterrhät (L5):

Analog zum Jura bis Mittelrhät treten im Unterrhät bei zumeist geringer Gesamtmineralisation mehrere im Vertikalprofil geschichtet aufeinander folgende Typkombinationen auf. Eindeutige Zusammenhänge zwischen Typvarianten einerseits und stratigraphischer Stellung, petrographischer Ausbildung oder Teufe der Grundwasseraufschlüsse andererseits waren nicht erkennbar. Im Ober- und Mittelteil des Unterrhät tritt Süßwasser ( $\rho = 0,9984 - 0,9990 \text{ g/cm}^3$ ) auf. Im Unterteil steigt die Dichte meist über  $1,0 \text{ g/cm}^3$  (Ausnahme 55/95) an. Der weitere Dichteanstieg im Grenzbereich zum generell höher mineralisierten Steinmergelkeuper (L6) erfolgt teils kontinuierlich, teils relativ abrupt.

Innerhalb der Typenvielfalt im Unterrhät ist auf die im Bereich des unteren Brunnentales sehr nahe der SW-Randstörung und der Brunnentalstörung gelegenen Grundwasseraufschlüsse Dp Mors 12/90 T1 und GWM Hy Beo 2b/82 sowie 3b/82 hinzuweisen, die im Mineralisationsgrad ( $\rho = 1,000 - 1,0029 \text{ g/cm}^3$ ) und Typ den Grundwässern des Steinmergelkeupers (L6) angenähert sind.

- Steinmergelkeuper (L6):

Während in stratigraphisch jüngeren Bereichen des Steinmergelkeupers (hier Dp Mors 55A/95 T4 und 56A/94 T1) offensichtlich noch Na-Cl-SO<sub>4</sub>-dominierte Brackwässer mit einer Dichte um  $\rho = 1,00 \text{ g/cm}^3$  anzutreffen sind, herrschen ansonsten deutlich höher mineralisierte Salzwässer vom Na-Cl-Typ, seltener vom Na-Cl-SO<sub>4</sub>-Typ mit  $\rho = 1,01-1,03 \text{ g/cm}^3$  vor. Im Piperdiagramm ist zu erkennen, daß sich die L6-Punktepositionen bereits stark denen der Na-Cl-Solen des Schilfsandsteins (L8) annähern. Die Dichteverteilungsprofile zeigen, daß bis in Basisnähe ein kontinuierlicher Anstieg auf  $\rho = 1,03-1,05 \text{ g/cm}^3$  erfolgt und daß unmittelbar an der Basis des kmSM(1) die Dichte

auch auf  $\rho > \text{ca. } 1,15 \text{ g/cm}^3$  ansteigen kann, offensichtlich durch die Steinsalzlagerverbreitung im kmGo (L7) kontrolliert (siehe Dp Mors 4/89 im Gegensatz zu 3/89, 52/95 und 55/95).

- Schilfsandstein (L8):

Die drei Grundwasseraufschlüsse an zwei Bohrlokationen (Dp Mors 52/95 und 55/95) weisen im Schilfsandstein hochmineralisierte Na-Cl-Solen mit  $\rho = 1,1832 - 1,1993 \text{ g/cm}^3$  auf. Beide Bohrlokationen befinden sich in Nähe des Verbreitungsgebietes der im hangenden Oberen Gipskeuper (L7) und im liegenden Unteren Gipskeuper (L9) erhalten gebliebenen Steinsalzlager. Die geringe Anzahl von Aufschlüssen läßt zwar keine sichere Prognose der vertikalen Dichteverteilung und keinen flächenhaften Überblick zu den Wassertypen innerhalb des Schilfsandsteins zu, es ist aber anzunehmen, daß in weiten Teilen der Lappwaldscholle Na-Cl-dominierte Solen vorliegen. Analog zum Bohrprofil der Dp Mors 3/89, wo der Schilfsandstein unterhalb des L7-Steinsalzlagers mit NaCl imprägniert ist, muß im Schilfsandstein aber auch mit einer an der Verbreitung der Gipskeupersteinsalzlager orientierten großflächigen NaCl-Imprägnation ohne Grundwasserbewegung gerechnet werden.

### 6.3.2 Bereich der SW-Randstörung

Im Bereich der SW-Randstörung grenzen als strukturgeologische Einzelemente lappwaldseitig von der Salzstruktur hochgeschleppte Bruchschollen aus Steinmergelkeuper, oberem Gipskeuper und Schilfsandstein (SW-L6-L8) und bisweilen Unterrhät und allertalseitig daran anschließend - dem Hutgestein direkt auflagernd- steilgestellte Juraschollen (SW-A8) aneinander. Über beiden Elementen befinden sich in lokal wechselnder Verbreitung die Versturz- und Gleitmassen aus Unter- und Mittelrhätmaterial (SW-L3a) in allochthoner Stellung. Eine wechselhafte räumliche Verbreitung der Grundwassertypen und der Konzentrationen der Wasserinhaltsstoffe und ein kompliziertes Verteilungsbild der Dichte sind für die hydrostratigraphischen Modelleinheiten typisch.

- Bruchschollen aus Steinmergelkeuper (SW-L6) und Schilfsandstein (SW-L8):

Bei vergleichbarer Dichte weisen die Grundwasseraufschlüsse im Steinmergelkeuper (SW-L6) an den Bohrlokationen Dp Mors 43 und 51 praktisch identische Salzwassertypen auf, die sich ihrerseits signifikant von den Grundwässern an beiden GWM der Bohrlokation Dp Mors 37 in Typ und Dichte unterscheiden. Die große Vielfalt der Dichteverteilung in den höhenmäßig unterschiedlich positionierten Bruchschollenprofilen des Steinmergelkeupers wird beim Vergleich der Bohrlokationen Dp Mors 10/88, 34, 37, 43 und 51 deutlich. Wenn auch der Steinmergelkeuper in seinem Oberteil an einzelnen Standorten, wie Dp Mors 10/88 und 37 nahezu ausgesüßt sein kann, so be-

steht ansonsten hinsichtlich Typ und Mineralisationsgrad grundsätzlich eine große Ähnlichkeit mit den Wässern des ungestört lagernden Steinmergelkeupers (L6) in der Lappwaldscholle.

Typ und Mineralisationsgrad ( $\rho = 1,010 - 1,034 \text{ g/cm}^3$ ) der Schilfsandsteingrundwässer (SW-L8) in den Bohrlokationen Dp Mors 51 und 34 sowie 10/88 und in den Zuläufen im Schacht Bartensleben ähneln als Na-Cl-dominierte Salzwässer ihrerseits weitgehend denen des Steinmergelkeupers sowohl in der Lappwaldscholle (L6) als auch im Bereich der Südwestrandstörung (SW-L6). In dieses Bild eines in beiden Schichten weitgehend ähnlichen Hydrochemismus fügen sich auch die Konzentrationsverhältnisse von Bromid, Strontium und Bor ein. Hinzuweisen ist auf den Standort "Schacht Bartensleben/ Bohrlokation Dp Mors 51", wo im Unterteil des Steinmergelkeupers sogar höhere Dichten und größere Strontiumkonzentrationen als im liegenden Schilfsandstein festgestellt worden waren. Die Schilfsandsteingrundwässer im Bereich der SW-Randstörung weisen somit einen entschieden geringeren Mineralisationsgrad als die der Lappwaldscholle (L8) auf. Dabei ist zu beachten, daß sich im Bereich der SW-Randstörung die Bruchschollenaufschlüsse des Schilfsandsteins höhenmäßig im Niveau des lappwaldseitig benachbarten Steinmergelkeupers (L6), teilweise sogar oberhalb (Dp Mors 10/88) davon, befinden.

- Jura (SW-A8):

Die Dichteverteilungsprofile zu den Bohrlokationen Dp Mors 34, 40, 47 und 50 zeigen in den steilgestellten Juraschollen (SW-A8) einen Anstieg der Grundwasserdichte mit wachsender Teufe bis auf ca.  $1,025 \text{ g/cm}^3$  an. Der Mineralisationsgrad in den Juraschollen ist damit nur wenig geringer als in den lappwaldschollenseitig angrenzenden Bruchschollen des Steinmergelkeupers (SW-L6) und Schilfsandsteins (SW-L8). Dagegen führen die Quartär- und Oberkreideseimente im Bereich der Kreidehauptsenke in der Allertalzone im vergleichbaren Tiefenniveau zumeist geringer mineralisierte Grundwässer mit Dichten  $\rho < 1,0 \text{ g/cm}^3$ . Auf abweichende Verhältnisse in Teilmulden der Hauptsenke wird unter 6.3.4 eingegangen. Die geringpermeablen Juraschollen fungieren als Barriere, die einen hydrochemischen Stofftransport im Bereich der SW-Randstörung von den Keuperbruchschollen hin zur Allertalzone lokal sicherlich unterschiedlich stark behindern, jedoch nicht grundsätzlich verhindern.

- Versturz- und Gleitmassen (SW-L3a):

Die den Keuperbruchschollen und den Juraschollen auflagernden Versturz- und Gleitmassen (SW-L3a) führen Grundwässer, die sich durch eine größere Typenvielfalt auszeichnen. Während in den vier GWM der Bohrlokationen Dp Mors 34, 40 und 57 Süß- und Brackwässer mit  $\rho = 0,9986 - 0,9993 \text{ g/cm}^3$  aufgeschlossen sind, wurden in Nähe des Schachtes Bartensleben und der ehemaligen Solquelle in den flachen GWM Dp Mors 50B (siehe Anlage 7.2.2 Bl. 18) und Dp Mors 5Z4/90 Salzwässer festgestellt, die mit  $\rho = 1,05 \text{ g/cm}^3$  bzw.  $1,0668 \text{ g/cm}^3$  deutlich höher mineralisiert sind

als alle anderen vorher im Bereich der SW-Randstörung erwähnten, zumeist in größeren Teufen aufgeschlossenen Grundwässer. Der hier in die Versturz- und Gleitmassen eingeschnittene Salz- bach wird von diesem Grundwasser gespeist.

In der Umgebung der GWM Dp Mors 50B und 5Z4/90 erfolgt im Niveau oberhalb der Jurascholle ein hydrochemischer Stofftransport sowohl innerhalb der Versturz- und Gleitmassen als auch über die Vorflut. Für die reale Funktion eines solchen kombinierten Stoffaustrages sprechen zumindest die in den Abschnitten 4.1.4.4 und 4.2.4.3 diskutierten Fakten zur grundwasserstromab in der Allertalzone an der Bohrlokation Dp Mors 68 oberflächennah in quartären Schichten festgestellten Lamelle von Brackwasser über Süßwasser. Der von STRAHL (1997) über quartärpalynologische Untersuchungen im Bereich der benachbarten Bohrlokationen Dp Mors 5Z2/89, 49/95 und 69/95 beiläufig geführte Nachweis eines holsteinwarmzeitlichen Salz- baches weist auf die auch in geolo- gischen Zeiträumen längerfristige Existenz dieses Stofftransportweges hin.

Auf Grund der geohydraulischen Potential- und der hydrochemischen Konzentrationsunterschiede zwischen Lappwaldscholle und Allertalzone erfolgt grundsätzlich mit dem Grundwassermassen- strom ein hydrochemischer Stofftransport in die Allertalzone, wobei der Bereich der SW- Randstörung dazwischen als Bindeglied und Transportweg fungiert. Bezüglich der Stoffaustrags- pfade ergibt sich zusammenfassend:

Ein anteilmäßig sicherlich geringer Stoffaustrag erfolgt durch die Juraschollen hindurch. Ein sol- cher Stofftransport vollzieht sich in den steilstehenden Schollen generell quer zur Schichtung auf vorgegebenen Schwächezonen. Da diese Pfade nicht im einzelnen nachgewiesen werden können, muß der Stoffaustrag großräumig als quasi-diffus betrachtet werden. Der innerhalb der Versturz- und Gleitmassen über die Juraschollenoberkante hinweg erfolgende Stoffaustrag ist mit Hilfe der hydrochemischen Datenlage ebenfalls nicht quantifizierbar, hat aber aufgrund der vergleichsweise viel günstigeren Wasserwegsamkeiten einen deutlich höheren Stellenwert. Der Salz- bach, der spe- ziell bei der Passage durch die Versturz- und Gleitmassen hochmineralisiertes Grundwasser auf- nimmt, stellt unter den Vorflutern den mit Abstand wirksamsten oberirdischen Stofftransportweg aus der Lappwaldscholle in die Allertalzone dar.

### **6.3.3 Weferlinger Triasplatte**

In den Bruchschollen im Bereich der NE-Randstörung (T7) und im Röt (T2) liegen Ca-SO<sub>4</sub>- HCO<sub>3</sub>-dominierte Süß- und Brackwässer ( $\rho = 0,9987 - 1,002 \text{ g/cm}^3$ ) unterschiedlichen Typs vor. In ihre im Piperdiagramm relativ breitgestreute Analysenpunktwolke ordnen sich ebenfalls die Analysenpunkte der ins Allertal entwässernden Vorfluter der Triasplatte ein. Die Sollingfolge (T3) des mittleren Buntsandsteins zeichnet sich durch die Vorherrschaft von Salzwasser ( $\rho = 1,0009 -$

1,011 g/cm<sup>3</sup>) des Na-Cl-SO<sub>4</sub>-Typs aus. In der Volpriehausen-Folge (T4 und T5) des mittleren Buntsandsteins gibt es keine Grundwasseraufschlüsse.

#### 6.3.4 Allertalzone

Die Allertalzone bildet das geohydraulische Entlastungsgebiet, in dem die verschiedenen Grundwässer aus der Lappwaldscholle und der Weferlinger Triasplatte zusammenkommen und über die Aller aus dem Untersuchungsraum abgeführt werden. Im Untergrund des Allertales stellt die mediane Hutgesteinsaufwölbung bis zu einem gewissen Grad hydrochemisch ein trennendes Element zwischen den Grundwässern der in einzelne Teilmulden untergliederten Hauptsenke des Kreidetrog und seiner quartären Sedimentdecke im SW einerseits und den Grundwässern im Verbreitungsgebiet des Steinmergelkeupers, der Kreidenebensenke und ihrer beider quartären Sedimentdecke im NE andererseits dar.

- Hutgestein (A13):

Aus tieferen Hutgesteinsbereichen sind drei voneinander unabhängige Solevorkommen bekannt:

- Bohrung Dp Mors 65A-T1: Sole mit  $\rho = 1,0756 \text{ g/cm}^3$  bei ca. -100 m NN in einer z3CA-z3GT-z2DA-Struktur; sekundäres NaCl im Hangenden zeigt an, daß im Hutgestein außerhalb der Struktur kein Grundwasser zirkuliert.
- Bohrung Dp Mors 45A-T7: Bei -126,7 m NN liegt in einer Hauptanhydritklippe eine reliktsche Na-Cl-Sole mit  $\rho = 1,1943 \text{ g/cm}^3$  vor.
- Kb Mors 2/85: Na-Cl-Sole mit  $\rho = 1,21 \text{ g/cm}^3$  in einem isolierten Chloridkarsthohlraum unmittelbar oberhalb des Diapir-Salzspiegels.

Humidsubrosiv verkarstetes Hutgestein ist an vier Bohrlokationen im Bereich der medianen Hutgesteinsaufwölbung insgesamt siebenmal aufgeschlossen. Offensichtlich in Abhängigkeit von der Intensität des hydraulischen Kontaktes mit dem jeweiligen quartären, kretazischen bzw. jurassischen Deckgebirge weisen die Brack- und Salzwässer eine Dichte von  $\rho = 1,0011 - 1,0073 \text{ g/cm}^3$  auf. Die zwei oberhalb besonders exponierter Topbereiche der medianen Hutgesteinsaufwölbung im Quartär flach verfilterten GWM, aber auch einige in Teilmulden des Kreidetrog in enger Nachbarschaft zum Hutgestein in Alleringerslebener Schichten (A6-A7) verfilterte GWM, führen vom Hutgestein hydrochemisch stark überprägte Brackwässer.

- Hauptsenke des Kreidetrog mit Quartärbedeckung:

Die Alleringerslebener (A6-A7) und Walbecker (A5) Schichten lagern insbesondere in den Tieflagen und an den NE-Flanken der einzelnen Teilmulden unmittelbar auf Hutgestein; teilgebietsweise



kann geringmächtiger Jura (A8) dazwischengeschaltet sein. Die SW-Flanke der Hauptsenke wird von steilstehenden Juraschollen (SW-A8) und durch teilgebietsweise darüberlagernde Versturz- und Gleitmassen (SW-L3a) begrenzt. Die Quartärdecke (A1-A4) greift südwestlich des Kreiderandes auf beide vorgenannten Modelleinheiten über.

Die wechselhafte räumliche Verbreitung der Grundwassertypen und der Konzentrationen der Wasserinhaltsstoffe und das komplizierte Verteilungsbild der Dichte in den hydrostratigraphischen Modelleinheiten im Bereich der SW-Störung weisen auf komplizierte hydrochemische Verhältnisse hin. Die Vielfalt der Grundwassertypen und die lokal sehr unterschiedlichen Dichteverteilungsprofile waren in den Abschnitten 6.1.4.4 und 6.2.4.3 im Detail aufgezeigt worden. Es ist im einzelnen nur selten möglich, einen in der Kreidesenke oder in ihrer Quartärbedeckung festgestellten Grundwassertyp konkret einem verursachenden lateralen Grundwasserzustrom aus dem Bereich der SW-Randstörung zuzuordnen.

Einen solchen Ausnahmefall stellt die im Abschnitt 6.3.2 zusammengefaßt dargestellte Situation im Umfeld der GWM Dp Mors 50B und 5Z4/90 und am Salzbach dar, wo ein relativ konzentrierter Stoffaustrag aus dem Bereich der SW-Randstörung in die Allertalzone am GWM Dp Mors 68B in Form einer Brackwasserlamelle über Süßwasser nachgewiesen ist.

Vom Hutgestein im Allertal ausgehende hydrochemische Überprägungen des Grundwassers, die sich in Alleringerslebener und quartären Schichten als spezieller Grundwassertyp in Verbindung mit einer Dichteerhöhung äußern, waren oben bereits bei der Charakterisierung des Hutgesteins erwähnt worden.

Durch die im Abschnitt 6.2 geführten und in Anlage 7.2.2 dokumentierten Untersuchungen zur bohrprofilbezogenen Dichteverteilung waren Mineralisationserhöhungen des Grundwassers in vier Teilmulden der Kreidehauptsenke (Bohrlokationen Dp Mors 13/88, 38, 49 und 69) nachgewiesen worden. Zum Teilmuldentiefsten steigt die Grundwasserdichte auf jeweils 40-60 m Teufendistanz von  $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$  auf  $\rho = 1,02 - 1,05 \text{ g/cm}^3$  an. Die geometrischen Relationen zwischen Teilmulden und Hauptsenke weisen darauf hin, daß das Grundwasser in den Teilmulden unterhalb des sonstigen Unterkantenniveaus der Hauptsenke weitestgehend stagniert. Damit steht diesen Grundwässern eine sehr lange Zeit - praktisch geologische Zeiträume - für die Aufkonzentrierung ihrer Inhaltsstoffe zur Verfügung. In deutlich höher gelegenen Positionen der Kreidehauptsenke (z.B. Bohrlokationen Dp Mors 42 oberhalb des Tops, Dp Mors 71 und 72 an der Flanke der medianen Hutgesteinsaufwölbung) äußert sich die vom Hutgestein ausgehende hydrochemische Überprägung des hutgesteinsnahen Deckgebirgsbereiches dagegen nur über wenige Meter und mit weitaus geringeren Dichteerhöhungen bis auf  $\rho = 1,001 - 1,005 \text{ g/cm}^3$ .

Bei der vergleichenden Besprechung der Grundwassertypen in der Allertalzone ist im Bereich des ca. 180 m mächtigen Kreidesandprofils der Bohrlokation Dp Mors 38 und einiger GWM der nähe-

ren Umgebung ein salinargeogener Grundwasserkörper postuliert worden. Er besteht genetisch aus mindestens zwei Teilen, nämlich im Teilmuldentiefsten aus dem hier stagnierenden, vorrangig hutgesteinsgeprägten Typ 38A einerseits und oberhalb des sonstigen Unterkantenniveaus der Hauptsenke aus den stoffspezifisch unterschiedlich konzentrierten Grundwassertypen 38B und 38C andererseits. Interpretatorisch sicherlich sehr unbefriedigend, müssen diese Typen auf einen qualitativ differenzierten lateralen Zufluß vorerst unbekanntem Ursprungs zurückgeführt.

- Steinmergelkeupergebiet und Kreidenebensenke mit Quartärbedeckung:

Nordöstlich der medianen Hutgesteinsaufwölbung ist unter der Quartärbedeckung (A1-A4) flächenhaft Steinmergelkeuper (A9) verbreitet. Er überlagert teils Hutgestein, teils ältere Modelleinheiten des Keupers (A10-A12). Zwischen Morsleben und Alleringersleben befinden sich in einer Kreidenebensenke Alleringerslebener (A6-A7) und Walbecker (A5) Schichten. Die Kreidenebensenke liegt teils über Hutgestein, teils über Steinmergelkeuper.

Als Süß- und Brackwässer erscheinen die Grundwässer im Steinmergelkeuper (A9) der Allertalzone quasi "ausgesüßt", d.h. sie sind ganz entschieden geringer mineralisiert als die Brack- und Salzwässer des Steinmergelkeupers im Bereich der SW-Randstörung (SW-L6) und in der Lappwaldscholle (L6). Der Steinmergelkeuper ist an sechs Bohrlokationen hydrochemisch siebenmal aufgeschlossen. In flachen Teufen (< 25 m) steht Süßwasser, in größeren Teufen (44 m bis 96 m) steht Brackwasser mit nur gering erhöhter Mineralisation ( $\rho < 1 \text{ g/cm}^3$ ) an. In dieses Bild passen sich die in einigen GWM in der Quartärbedeckung erschlossenen quartären Süß- und Brackwässer ein. Die Dichteverteilungsprofile zu den Bohrlokationen Dp Mors 45, 46 und 86 lassen erkennen, daß die Dichte erst unterhalb der jeweiligen GWM in einem Teufenniveau von 70 - 100 m beginnend bis auf  $\rho = 1,01 \text{ g/cm}^3$  im Basisbereich des Steinmergelkeupers ansteigt.

In der Allertalzone gibt es keinen ausgeprägten "Steinmergelkeuper-Typ", vielmehr existieren sehr verschiedene Grundwassertypen. Die A9-Brackwässer an den Bohrlokationen Dp Mors 45 und 46 lassen sich keinem aus der Umgebung bekannten Typ zuordnen. Die quartären Grundwässer, die A9-Süßwässer und das in der Kreidenebensenke im GWM Dp Mors 86A in Walbecker Schichten (A5) aufgeschlossene Süßwasser zeigen dagegen - als Ausdruck eines Grundwasserzuströmes von der Triasplatte - entsprechend große Ähnlichkeiten mit dortigen Grundwassertypen.

## 6.4 Zusammenfassung

Die hydrochemischen Verhältnisse wurden nach dem modellrelevanten Aquifergliederungsprinzip für die hydrostratigraphischen Modelleinheiten und strukturgeologischen Baueinheiten beschrieben. Bis auf einige wenige Modelleinheiten ohne abförderbare Grundwasserführung sind 21 hydrostratigraphische Modelleinheiten unterschiedlich dicht mit Grundwasseranalysen belegt.

Die differenzierte Grundwasserbeschaffenheit in den hydrostratigraphischen Modelleinheiten wurde mit Hilfe der Einzelparameter, der Dichte und durch den Grundwassertyp beschrieben. Typbestimmend waren dabei die Konzentrationen der Kationen, zumeist Natrium, Calcium, Magnesium und der Anionen, zumeist Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid.

Innerhalb der Modelleinheiten wurden bohrungsbezogen die vorgenannten Hauptinhaltsstoffe und desweiteren Nebenbestandteile einzeln auf Konzentrations-Tiefen-Abhängigkeiten untersucht, wobei fast in jeder Schicht eine mehr oder minder erkennbare Tiefenabhängigkeit der Konzentrationen vorliegt. Die Konzentrations-Tiefen-Relationen wechseln innerhalb der einzelnen Schichten allerdings erheblich. Es ist festzustellen, daß die stark wechselhaften hydrochemischen Verhältnisse ein Ausdruck der im Detail komplizierten, im Modell jedoch generalisierten geologischen Verhältnisse sind.

Für die Dichte waren an 34 einzelnen Bohrlokationen vertikale Verteilungsprofile erarbeitet worden. Die Datengrundlage für die Dichteverteilungsprofile bildeten neben direkten Dichtemeßwerten aus den Grundwasserproben Leitfähigkeitsverteilungen, die aus den bohrlochgeophysikalischen Messungen abgeleitet wurden, und desweiteren Salinitätsmessungen an Porenwässern. Somit wurden auch nicht beprobte oder mit konventionellen Methoden nicht beprobte Aquiferbereiche mit relativ geringer Permeabilität hinsichtlich des Modellparameters Dichte beurteilbar. An einigen Bohrlokationen erfuhren die Dichteverteilungsprofile durch qualitative Befunde Kenntniserweiterungen aus den Fluid-Logging-Tests. Die Differenziertheit und die unterschiedliche Vertrauenswürdigkeit einzelner Abschnitte der Dichteverteilungsprofile war in einigen Fällen in Form von Bandbreiten der Dichte dokumentiert worden. Es wurde festgestellt, daß die wechselvolle petrographische Zusammensetzung der hydrostratigraphischen Modelleinheiten und daraus resultierend die stark differenzierten Durchlässigkeitsbedingungen im Untersuchungsgebiet sich hydrochemisch in einer Vielfalt von einzelnen Dichteverteilungsprofilen äußern.

In der Lappwaldscholle sind die Grundwässer in den Modelleinheiten L1-L5 mit stark wechselnden Typkombinationen durchweg gering mineralisiert, so daß sie durch das Wasserwerk Helmstedt zur Trinkwassergewinnung genutzt werden. Von der Basis des Rhät (L5), zuweilen auch erst vom oberen Steinmergelkeuper (L6) an, nimmt die Mineralisation in Form von Natrium- und Chlorid-dominierter Brack- und Salzwässer zu. Im Schilfsandstein (L8) sind, bedingt durch das Steinsalzlager im oberen Gipskeuper (L7), Na-Cl-Solen vorhanden. Im Bereich der SW-Randstörung sind

die Mineralisationsgrade deutlich geringer als im Zentrum der Lappwaldscholle. Die Modelleinheit L3a enthält in der Nähe des Schachtes Bartensleben in relativ geringer Teufe vergleichsweise hoch mineralisierte Salzwässer. Der Salzbach wird aus diesem hoch mineralisierten Grundwasser gespeist.

Auf der Weferlinger Triasplatte führen die Modelleinheiten T2 und T7 Süß- und Brackwässer, die Modelleinheit T3 dagegen Brack- und Salzwässer vom Na- Ca- SO<sub>4</sub>- und Na- Cl- SO<sub>4</sub>- Typ.

In der Allertalzone sind die Grundwässer des Quartärs durchweg gering mineralisiert. Im Kreidetrog (A5-A7) mit seinen größeren Sedimentmächtigkeiten vollzieht sich im unteren Bereich der Modelleinheit A6 ein Wechsel von Brackwässern zu Salzwässern vom Na- Cl- Typ. Der Schilfsandstein (A9) enthält Brackwässer unterschiedlichen Typs, nur in sehr geringen Teufen ist das Grundwasser ausgesüßt. In den verkarsteten Hochlagen des Hutgesteins (A13) treten verschiedenartige Brack- und Salzwassertypen auf. Sie korrespondieren hinsichtlich Mineralisationsgrad und Typ mit den Grundwässern in den unmittelbar auflagernden quartären und Oberkreideselementen. Im Vergleich zur Lappwaldscholle und dem Bereich der SW-Randstörung weisen die Grundwässer in der Allertalzone grundsätzlich einen geringeren Mineralisationsgrad auf. Wenn an der Hutgesteinsbasis Grundwässer angetroffen worden sind, so handelt es sich immer um hoch konzentrierte Na- Cl- Solen in isolierten Einzelvorkommen, die nicht an der Grundwasserbewegung im Untersuchungsgebiet beteiligt sind.

## 7 Grundwasserbewegung

Bearbeiter: U. Langkutsch

### 7.1 Basisdaten zur Bewegung des Grundwassers

Die Beobachtungsergebnisse der Standrohrspiegelhöhen in Grundwassermeßstellen stellen die wesentlichen Basisdaten zur Beschreibung der Grundwasserbewegung innerhalb des Süßwasserkörpers im Aquifersystem des Untersuchungsraumes Morsleben dar. In einem süßen Grundwasser von relativ gleicher Dichte  $\rho \leq 1.0 \text{ g/cm}^3$  ergibt sich das Potentialgefälle aus dem Vergleich der Standrohrspiegelhöhen verschiedener GWM. Auf diese Weise wurde der Hydroisohypsenplan (Anl. 8) konstruiert. Dabei wurden die konkreten Verfilterungen der Meßstellen, die Lagerungsverhältnisse und die grundsätzlichen hydraulischen Gebirgseigenschaften berücksichtigt sowie weitere natürliche Vorgaben, wie die orographische und hydrographische Situation als Orientierungshilfe verwendet. Gemessen an der Kompliziertheit des geologisch-hydrogeologischen Baues und der lithologisch-petrographischen Differenziertheit einzelner hydrostratigraphischer Horizonte ist die GWM-Anzahl, die Meßstellendichte gering. Die GWM sind zudem unregelmäßig verteilt. Eine differenzierte Stockwerksbeobachtung ist nur an wenigen Aufschlußpunkten möglich.

Die Auswertung von Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen ermöglicht es unter anderem, die zeitlich variablen Grundwasserdruckspiegel in das unter- und oberirdische Abflußgeschehen, d. h. in den Wasserkreislauf einzuordnen. Der Hydroisohypsenplan zum Zeitpunkt September 1996 entspricht danach etwa den längerfristigen mittleren Abflußverhältnissen.

Der Datenfundus aus GWM wird ergänzt durch Werte des Formationsdruckes, die mit hydraulischen Tests im offenen Bohrloch ermittelt wurden und zur Vergleichbarkeit als äquivalente Frischwasserpotentiale, sogenannte Heads, - definiert mit einer Dichte von  $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$  - angegeben sind. Die Potentialdiagnosen aus der Testserie 1994/95 sind i. a. vertrauenswürdiger als die der Testserie 1988/90. Der Formationsdruck konnte nicht überall oder nur innerhalb einer größeren Bandbreite ermittelt werden. Im Testprogramm 1994/95 konnten in 24 % aller Tests keine Werte für den Formationsdruck ermittelt werden. Für die Tests 1988/90 fehlen in 20 % aller Fälle Druckangaben. Darüber hinaus führte in weiteren 33 % aller Tests die Testdiagnose zu offenkundig unrealistischen Ergebnissen (diese Angaben erscheinen in Anlage 10 in Klammern).

Die Genauigkeit der Druckangaben genügt in den meisten Fällen nicht, um für einzelne Bohrungen vertikale Gradienten abzuleiten (Dp Mors 34A, 37A, 40A, 42A, 43A, 45A, 46A, 55A, 56A, 61A und 72A). Nur in wenigen Fällen waren die Bestimmungen ausreichend genau, bzw. die Druckunterschiede groß genug, um sie registrieren zu können (Dp Mors 51A, 52A, 65A).

Die zeitliche Variabilität der Werte des Formationsdrucks ist praktisch nicht meßbar und nur in grober Annäherung an die der Standrohrspiegelhöhen abschätzbar. Insofern sind die Frischwasserpotentiale allgemein keine unmittelbaren Stützstellen für den Hydroisohypsenplan. Da außerdem die genauesten Formationsdruckwerte in den gutdurchlässigen Testintervallen ermittelt werden konnten, in denen die GWM häufig auch verfiltert sind, vermitteln diese Heads oft keine zusätzliche Information. Insgesamt ordnen sich die Test-Potentiale - soweit sie vertrauenswürdig sind - widerspruchsfrei in den geohydraulischen Gesamtrahmen ein.

In den tieferen Teilen des Deckgebirges über und neben der Salzstruktur Morsleben ist das Grundwasser mehr oder weniger salzhaltig und besitzt eine höhere und auch variierende Dichte  $\rho > 1 \text{ g/cm}^3$ . In diesen Bereichen lassen sich die Druckverhältnisse nicht mehr allein aus dem Vergleich der Standrohrspiegelhöhen herleiten. In diesen Fällen müssen gemessene Absolutdruckwerte unter Beachtung der Dichteprofile des Porenwasser in den von den GWM durchteuften Formationen auf ein gemeinsames Bezugsniveau umgerechnet werden. In Morsleben erwiesen sich die angetroffenen geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse insgesamt (Porenwasserdichteprofile, Lagerungsverhältnisse, Kluftdurchlässigkeit) als so kompliziert, daß auf eine ursprünglich beabsichtigte Auswertung von Absolutdruckwerten hinsichtlich Tendenzen des horizontalen und vertikalen hydraulischen Fließfeldes verzichtet werden mußte, weil keine vertrauenswürdigen Ergebnisse zur erwarten waren (SCHILDKNECHT, 1997 und 1998).

## **7.2 Auswertung der Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen von Grundwassermeßstellen**

### **7.2.1 Einführung (Aufgabenstellung, Datengrundlage, Auswertungsgrundlagen)**

Die Ergebnisse der Zeitreihenauswertung dienen der Charakterisierung der hydraulischen Verhältnisse und der Einordnung der gemessenen Standrohrspiegelhöhen in das klimatische Geschehen bzw. in den Wasserkreislauf.

Die Auswertung von insgesamt 74 Grundwassermeßstellen erfolgte unter der Aufgabenstellung, folgende Abhängigkeiten zu prüfen:

- Abhängigkeiten der Spiegelhöhen vom Niederschlag bzw. der Höhe der Grundwasserneubildung
- Abhängigkeit von der Position im hydraulischen Rahmen des Wasserkreislaufes
- Abhängigkeit von der hydrostratigraphischen und struktureologischen Position
- Abhängigkeit von hydraulischen Parametern, insbesondere Speicherraum (nutzbare Porosität, nutzbares Kluftvolumen)

- Abhängigkeit von Grundwasserentnahmen.

Bezüglich der Datengrundlagen (Meßwerterfassung der Standrohrspiegelhöhen und der Wasserhaushaltsgrößen) wird in diesem Zusammenhang auf die Kapitel 3.5 und 4.1 verwiesen. Zusätzlich wurde als Referenzmeßstelle die in analoger hydrogeologischer Position in ca. 14 km Entfernung SSW vom Untersuchungsgebiet befindliche GWM Hy OHB 5/69 herangezogen (StAU-Nr. 38320022, R: 44 33620/H: 57 74690, Meßdaten vom StAU Magdeburg). Sie ist im Hettangium und Oberen Keuper als Mehrfachstufenfilter von 48 m - 117 m unter GOK ausgebaut und somit gut mit den Hy Hmt-Meßstellen vergleichbar.

Die auszuwertenden GWM ordnen sich entsprechend ihrer unterschiedlichen Beobachtungsdauer in drei Gruppen ein:

- Zeitreihe Jan./Febr. 1974 bis Juni 1997 und  
Juli 1982 bis Juni 1997
- Zeitreihe Okt./Dez. 1992 bis Juni 1997
- Zeitreihe Mai/Nov. 1995 bis Juni 1997

Die Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen sind diskrete Zeitreihen, die in der Regel monatliche Zeitabstände aufweisen. Diese Zeitabstände sind innerhalb einer Meßreihe unterschiedlich, die Meßreihen selbst sind zudem zeitlich gegeneinander verschoben. (Aus organisatorischen und aus Zeitgründen erfolgten die gesamten Messungen jeweils nicht an einem einzigen Stichtag.)

Nach visueller Inspektion der Zeitreihen von Standrohrspiegelhöhen, Niederschlag und Abfluß wurde auf eine formal-statistische Analyse bezüglich Periodizität, Trend und Zufallsanteilen verzichtet. Trends als stetige Inhomogenitäten waren nicht signifikant abtrennbar bzw. traten nur für einzelne Abschnitte der Zeitreihen auf (z.B. als stetiger Abfall der Spiegelhöhen zwischen 1989 und 1992 infolge der Niederschlagsentwicklung).

Bezüglich der Periodizität ist es offensichtlich, daß die Standrohrspiegelmaxima in der Regel in die hydrologischen Winterhalbjahre fallen und somit - mehr oder weniger zeitverschoben - immer wieder („stetig“) auftreten. Eine Korrelation der Standrohrspiegelhöhen mit den Niederschlagshöhen wurde mit diversen Summenbildungen der Tages-Niederschlagshöhen, die den Stichtagsmessungen der Spiegelhöhen vorhergehen, geprüft. Sie erwies sich als nicht sinnvoll bzw. in keinem Falle als signifikant. Dies entspricht den Erwartungen, da sich die Niederschläge unter den gegebenen natürlichen Verhältnissen nur indirekt über die Grundwasserneubildung auf die Höhe der Standrohrspiegel auswirken.

Als Verfahren zur systematischen formalen Erfassung von Zeitverschiebungen zwischen den Zeitreihen wurden in der statistischen Auswertung deshalb Kreuzkorrelationen zwischen dem Basisabfluß (Au-Gang) und Standrohrspiegelhöhen durchgeführt. Die Au-Ganglinie ist ein Spiegelbild für

die zeitliche Verteilung der Grundwasserneubildung. Sie spiegelt diejenigen Niederschlagsanteile wider, die unter Abzug von Direktabfluß und Verdunstung in den unterirdischen Wasserkreislauf gelangen und dessen zeitliche Variabilität ausmachen.

Zusätzlich zu den Kreuzkorrelationen mit dem Au-Gang wurden in gleicher Weise Kreuzkorrelationen mit der Referenzmeßstelle Hy OHB 5/69 durchgeführt. Diese Korrelationen bieten eine Kontrollmöglichkeit für die Au-Korrelation. (Die Ganglinie der Referenzmeßstelle ist gegenüber dem Au-Gang um ca. 2 Monate verschoben. Im Rahmen der zeitlichen Auflösung der Datenreihen und der Aussagegenauigkeit ergeben sich grundsätzlich Übereinstimmungen. Vgl. Anl. 9.4)

### **7.2.2 Verlauf und Auswertung des Basisabflusses der Aller**

Für die Auswertung des zeitlichen Verlaufes der Standrohrspiegelhöhen ist die Kenntnis des zeitlichen Verlaufes des Basisabflusses Au (vgl. Kap. 4.1.3.2) von zentraler Bedeutung, da sich aus ihm einzelne Phasen der Grundwasserneubildung und deren unterschiedliche Stärke sowie Trockenwetterphasen mit charakteristischem Rückgang des Grundwasserabflusses separieren lassen. Von den Aller-Pegeln im Untersuchungsgebiet ist allein der Pegel Alleringersleben für eine Auswertung geeignet. Die Meßreihe des Pegels Walbeck ist zu kurz und der Pegel Weferlingen ist durch Wassereinleitungen beeinflusst. Die Abgrenzung des Basisabflußanteiles erfolgte graphisch in Anlehnung an das Au-Linienverfahren nach NATERMANN (in HÖLTING, 1989) für den Zeitraum Januar 1992 bis Juni 1997.

Für diesen Untersuchungszeitraum weist der Basisabfluß einen charakteristischen Verlauf mit 6 ausgeprägten, unterschiedlich intensiven Phasen der Grundwasserneubildung jeweils in den Winterhalbjahren auf. Dazwischen liegen Trockenwetterphasen, die ihrerseits von zahlreichen Ereignissen mit geringen Neubildungsraten überprägt sind.

Folgende, den Au-Verlauf prägende Grundwasserneubildungsphasen treten auf:

– Winterhalbjahr 1992:

Die Grundwasserneubildungsphase März bis April 1992 ist nur kurz und in ihrer Wirkung unterdurchschnittlich gering.

– Winterhalbjahr 1993:

Die Grundwasserneubildungsphase Dezember 1992 bis April 1993 ist deutlicher ausgeprägt aber noch relativ schwach.



– Winterhalbjahr 1994:

Die Grundwasserneubildungsphase Dezember 1993 bis Juni 1994 ist sehr stark und hat ihre Hauptphase im Januar bis April 1994. Im Winterhalbjahr 1994 erfolgte die mit Abstand stärkste Grundwasserneubildung im Untersuchungszeitraum.

– Winterhalbjahr 1995:

Die Grundwasserneubildung Januar bis Mai 1995 ist relativ stark und aufgrund der Niederschlagsverteilung zweigipfelig, mit einer relativen Trockenperiode zwischen Mitte Februar bis Mitte März.

– Winterhalbjahr 1996:

Die Grundwasserneubildung Februar bis Mai 1996 ist insgesamt von geringer Intensität mit einem kurzzeitigen Hoch Ende Februar.

– Winterhalbjahr 1997:

Die Grundwasserneubildung Dezember 1996 bis April 1997 besteht aus 3 Phasen; sie ist deutlich ausgeprägter als im vorangegangenen Winterhalbjahr, aber wiederum geringer als im Winterhalbjahr 1995.

Der charakteristische Abflußrückgang in Trockenwetterphasen erlaubt Rückschlüsse auf das Retentionsvermögen des Gebirges bzw. des an die Vorflut angeschlossenen Grundwasserraumes. Steile Falllinien (große  $\alpha$ -Werte) bedeuten ein rasches Abfallen des Basisabflusses. Die ermittelten Auslaufkoeffizienten der Trockenwetterfalllinien der Aller, die an den Pegeln Alleringersleben, Walbeck und Weferlingen für verschiedene Abflußniveaus bestimmt wurden, sind mit  $\alpha = 0,04 \dots 0,07 \text{ d}^{-1}$  im Vergleich mit Literaturwerten relativ hoch und geben damit einen Hinweis auf einen raschen Grundwasserumsatz bzw. auf ein geringes Retentionsvermögen des Gebirges.

## **7.2.3 Hydrogeologische Auswertung der Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen**

### **7.2.3.1 Zeitreihen 1974 (bzw. 1982) bis Juni 1997**

Längere Zeitreihen liegen ausschließlich für die Grundwassermeßstellen Hy Hmt, die von den Stadtwerken Helmstedt betrieben werden, vor. Sie sind im Rhät und Jura (hydrostratigraphische Einheiten L5 ... L1) ausgebaut. Die Verfilterung erfolgte i.d.R. als Mehrfachstufenfilter. Dadurch werden in den GWM oftmals Mischwasserspiegel gemessen, die sich aus den hydraulischen Drücken der einzelnen Filterbereiche ergeben. Die Ausbaudaten und die konkreten Beobachtungszeiträume sind den Tab. 3.2 und 3.3 zu entnehmen.

Die Vergleichsgrundlage für die 15 GWM Hy Hmt stellt die Referenzmeßstelle Hy OHB 5/69 dar, die sich außerhalb des Wasserwerkseinflusses Helmstedt befindet. Die Ganglinien der untersuchten GWM und die Ganglinie der Referenzmeßstelle sind jeweils zusammen dargestellt (Anl. 9.1).

Im Betrachtungszeitraum lassen sich für die Referenzmeßstelle vom Witterungsverlauf abhängige Untergliederungen ableiten:

- Tiefstände der Spiegelhöhen in 1976, 1977, 1989-1993, 1996 und 1997.
- Hochstände der Spiegelhöhen 1979-1981, 1987-1988 und 1994-1995.

Die höchsten Spiegelstände werden 1987/1988 erreicht. Danach gibt es einen generell kontinuierlichen Abfall der Spiegelhöhen von 1989 bis 1992. Die tiefsten Spiegelstände werden 1991/1992 erreicht. Die Hochstände von 1994/1995 bleiben unter denen von 1987/1988, da letztere auf eine Periode folgten, die einen deutlich höheren Auffüllungsgrad der Grundwasserleiter aufwies. Dagegen wies die Periode 1992/1993 starke Defizite im Grundwasserhaushalt auf.

Die untersuchten GWM Hy Hmt weisen mit Ausnahme der Hy Hmt 10/70, 12/70 und 13/70 grundsätzlich den gleichen witterungsbedingten Gang der Referenzmeßstelle auf. Es treten keine übergeordneten Trends auf. In den Meßstellen mit vergleichbar kleinen Amplituden (Hy Hmt 1/72, Hy Hmt 2/72, Hy Hmt 15/70) wird diese Aussage besonders deutlich. Die übrigen Meßstellen unterscheiden sich von der Referenzmeßstelle lediglich durch die Ausbildung größerer Amplituden. Diese sind der Ausdruck kleinerer Kluftvolumina in der Umgebung der Filterstrecken. Besonders hohe Amplituden treten bei starken Grundwasserneubildungen in der Meßstelle Hy Hmt 16/70 auf (z.B. in 1979, 1981, 1987, 1988, 1994). Die Standrohrspiegelhöhe steigt relativ schnell um über 10 ... 15 m bis max. 18 m an. Innerhalb weniger Monate werden diese „extremen“ Höhen wieder abgebaut und die Spiegelhöhen folgen einem „normalen“ Gang mit Amplituden im Bereich von ca. 2 m. Diese Spiegelschwankungen sind auf das Kluftsystem zurückzuführen, das über den oberen Filterhorizont angeschlossen ist (heller Liassandstein juhel in der hydrostratigraphischen Einheit L1). Bei einem Grundwasserflurabstand  $\geq 22$  m u. GOK (ca. 155 m NN) fällt dieser Filterabschnitt trocken und die Standrohrspiegelhöhe wird dann allein vom tiefen Filterabschnitt im juheu (hydrostratigraphische Einheit L2) bestimmt.

Die Meßstellen Hy Hmt 10/70, Hy Hmt 12/70 und Hy Hmt 13/70 weisen vor 1989 bzw. vor 1984/1985 Standrohrspiegelhöhen auf, die im Vergleich zu späteren Ganglinienabschnitten um ca. einen bis mehrere Meter höher liegen. Darüber hinaus zeichnet sich in der Hy Hmt 12/70 im Gegensatz zu allen übrigen Meßstellen ein überlagerter Trend ab, dessen Tendenz fallende Spiegelhöhen anzeigt. Die periodischen witterungsbedingten Schwankungen verlaufen wie in den anderen GWM.

Das Fehlen eines übergeordneten negativen Trends bei 14 GWM Hy Hmt im Einzugsgebiet des Wasserwerkes Helmstedt und die klimatisch bedingten Veränderungen der Standrohrspiegelhöhen

lassen erkennen, daß sich bezüglich der förderungsbedingten Absenkungen ein quasistationärer Zustand eingestellt hat. Die gemessenen Spiegelhöhen bzw. die Absolutwerte der Spiegeltiefstände der GWM Hy Hmt 11/70 belegen außerdem, daß zwischen den abgesenkten Grundwasserspiegelhöhen im Lappwald und dem Vorflutniveau am Rande des Allertales (Kreidetrog) ein deutlicher Gradient vom Lappwald zum Allertal existiert.

### **7.2.3.2 Zeitreihen Oktober/Dezember 1992 bis Juni 1997**

Seit Beginn der Grundwasserstandsbeobachtungen durch DBE liegen für die GWM Hy Mors 1983/85, Dp Mors 1989/90 und Hy Beo monatliche Meßdaten der Standrohrspiegelhöhen vor. Der Ganglinienverlauf von 24 dieser Meßstellen und die entsprechenden Ganglinienabschnitte der 15 GWM Hy Hmt sind in Anl. 9.2 dargestellt. Zum Vergleich ist jeweils der Au-Gang eingetragen.

Grundsätzlich folgen alle Ganglinien dem Gang des Basisabflusses. Die relativ starken Grundwasserneubildungen der Winterhalbjahre 1994 und 1995 sind in allen Ganglinien deutlich als Spitzen der Standrohrspiegelhöhen abzulesen. In der Mehrzahl ist im Jahre 1994 das Niveau höher als 1995, in einigen Meßstellen auch gleich; nur bei wenigen ist es 1995 höher als 1994. In den zweiten Jahreshälften 1994 und 1995 weisen die Ganglinien entsprechend dem Au-Gang abgesenkte Spiegel auf, die aber verglichen mit 1993 und 1996 in den meisten Fällen auf einem höheren Niveau liegen. Dies ist auf das Retentionsvermögen der jeweils erfaßten Gebirgsbereiche zurückzuführen, das sich in längeren Auslaufphasen und größeren Zeitverschiebungen zwischen Grundwasserneubildung und Standrohrspiegelerhöhung äußert (fast alle GWM Hy Hmt und Dp Mors).

Unterschiede zwischen den Ganglinien untereinander und gegenüber dem Au-Gang treten in den Amplituden und in den unterschiedlichen zeitlichen Verschiebungen auf. Kreuzkorrelationen ergaben für den Betrachtungszeitraum 1992-1997 zeitliche Verschiebungen zum Au-Gang zwischen 0 und ca. 4 Monaten. Praktisch kommt darin die Verschiebung zu den Grundwasserneubildungsereignissen zum Ausdruck. Formal orientiert sich die Bemessung der Zeitverschiebung an den „Maxima“ der Spiegelhöhen. Die zeitlichen Verschiebungen sind als Folge unterschiedlich schneller hydraulischer Druckübertragungen im Gebirge zu interpretieren.

Naturgemäß zeigen die in Vorflutnähe (Aller) gelegenen GWM keine oder nur sehr kleine Zeitverschiebungen (Hy Mors 3/83, 11/83, 14/83, Dp Mors 2/89). Dies trifft nicht nur für die flach verfilterten, sondern auch tieferen GWM zu (z.B. Dp Mors 6/90). 9 von 11 Meßstellen mit sehr geringer Zeitverschiebung liegen im Bereich der Vorflut Aller. Sie sind überwiegend im Quartär verfiltert. Meßstellen mit größeren Zeitverschiebungen zum Au-Gang (3-4 Monate, 14 Meßstellen) liegen bis auf wenige Ausnahmen außerhalb der Vorflut. Betroffen sind 10 Meßstellen der Hy Hmt-Gruppe (stratigraphisch 7 GWM im ko und 3 im juhe) auf dem Lappwald. Der Mehrfachstufenfil-

terausbau der Meßstellen der Hy Hmt-Gruppe läßt keine Differenzierung nach Filterteufen (hydrogeologischen Horizonten) zu. Weiterhin zu nennen sind mit GWM Dp Mors 5z3/90 und 5z5/90 auch zwei Meßstellen im Allertal (stratigraphisch kro im Randbereich zur SW-Randstörungszone) mit Filterteufen von ca. 130 m bzw. ca. 55 m.

Die übrigen 14 Meßstellen weisen Zeitverschiebungen von 1-2 Monaten auf. Filtertiefen und stratigraphische Zuordnung sind gemischt.

Eindeutige Gliederungsmerkmale nach hydrostratigraphischen Kriterien oder Einflußfaktoren sind nicht ableitbar.

In diesem Zusammenhang ist nur erkennbar, daß offenbar die Meßstelle Hy Hmt 1/70 früher und die Meßstelle Hy Hmt 2/70 später auf Neubildung reagiert, was hydrogeologisch damit plausibel gemacht werden kann, daß die Filterstrecke der Hy Hmt 2/70 vom Geringleiter (hydrostratigraphische Einheit L4) überdeckt ist, während die Filterstrecke Hy Hmt 1/70 flach ausgebaut ist und die genannte Überdeckung fehlt. Weitere Hinweise auf den hydraulischen Einfluß stockwerkstrennender Geringleiter lassen sich aus den Zeitreihen dieses Meßzeitraumes nicht ableiten.

Die Meßstellengruppen Hy Hmt 28/79-31/80 sowie Hy Hmt 29/80-30/79 weisen sowohl innerhalb der Gruppen sowie auch untereinander keine zeitlichen Verschiebungen auf. Der Verlauf der Zeitreihen von Hy Hmt 28/79 und 29/80 und der Zeitreihen von Hy Hmt 30/79 und 31/80 ist nahezu identisch.

Die Variation der Amplituden der Spiegelhöhen reicht von rd. 1 m bis rd. 18 m. Die Amplituden der im Festgestein verfilterten GWM erreichen meist mehrere Meter (4-6 m) im Einzelfall (Hy Hmt 16/70) auch deutlich mehr (max. 18 m). Erwartungsgemäß weisen die im Lockergestein verfilterten Meßstellen (Kreide, Quartär) geringe Amplituden auf. In den Amplituden spiegelt sich der nutzbare Speicherraum wider, der bei den vorherrschenden geringen Kluftvolumina im Festgestein zu wesentlich höheren Spiegelschwankungen führt.

Aus den Zeitreihen der GWM im Wasserwerksbereich lassen sich keine Rückschlüsse auf den Förderbetrieb ziehen. Der Ganglinienverlauf der GWM ist synchron und entspricht dem Au-Gang, obgleich die absoluten Spiegelhöhen förderbedingt unterschiedlich stark abgesenkt sind.

### 7.2.3.3 Zeitreihen Mai/November 1995 bis Juni 1997

Die 32 ausgewerteten GWM der letzten Bohrkampagne haben nur eine sehr kurze Meßreihe. (Davon sind einige Meßstellen infolge zwischenzeitlicher Störeinflüsse nur eingeschränkt interpretierbar.) Die Zeitreihen sind zusammen mit dem Au-Verlauf in Anl. 9.3 dargestellt. Wegen der Kürze der Meßreihen mußte eine Kreuzkorrelation mit dem Au-Gang entfallen.

Bis auf eine Ausnahme (Dp Mors 55A) verlaufen die Ganglinien mit gleicher Charakteristik und spiegeln den entsprechenden Abschnitt des Au-Ganges wider.

Die Ganglinien beginnen im Sommer-Halbjahr 1995 auf einem relativ hohen Niveau (vorangegangene hohe Neubildung) und fallen bis Ende 1996 ab; die geringe Neubildung im Winterhalbjahr 1996 äußert sich in einer Verflachung oder in einem zwischenzeitlichen leichten Anstieg. Dagegen ist der Wiederanstieg in 1997 als Folge der markanten Neubildung im Winterhalbjahr deutlich ausgeprägt. Das Anfangsniveau 1995 wird bis zum beginnenden erneuten Abfall im Sommer nicht erreicht.

Die Meßstellengruppen Dp Mors 42A1/42B, Dp Mors 43A/43B, Dp Mors 44A1/44B und Dp Mors 68A/68B reagieren rasch auf Grundwasserneubildung. Bemerkenswert ist, daß der Verlauf der Spiegelhöhen in den sehr flach verfilterten GWM (Quartär) parallel zu den deutlich tiefer verfilterten GWM verläuft.

Die übrigen Meßstellengruppen zeigen mehr oder wenig deutliche Zeitverschiebungen zum Au-Gang. Dabei verlaufen die Ganglinien der einzelnen Gruppen im wesentlichen synchron. Ähnlich der anderen Meßstellen längerer Zeitreihen sind im Festgesteinsbereich (Lappwald) Zeitverschiebungen von 2-4 Monaten ableitbar. Die Ganglinien der Gruppen Dp Mors 54A/B/C, Dp Mors 55B/C, Dp Mors 56A/B, Dp Mors 60A/B und Dp Mors 61A/B/C sind den benachbarten Hy Hmt-Meßstellen ähnlich (z.B. Hy Hmt 11/70, 28/79, 29/80, 30/79, 31/80). Ein Beispiel einer zeitlichen Verschiebung der Ganglinien innerhalb einer tiefengestaffelten Meßstellengruppe stellt die Dp Mors 54A/B/C dar. Der Gang der tief verfilterten GWM Dp Mors 54A (ko2(b), L3) ist um ca. 1 Monat gegenüber dem jeweiligen Gang der flacheren Filterstrecken Dp Mors 54B (juhe-ko(3), L3-L2) und Dp Mors 54C (juhel, L1) verschoben. Auffallend ist, daß zwischen den Meßstellen 54B und 54C selbst keine Verschiebung feststellbar ist und deshalb die Verschiebung zur Meßstelle 54A auf geringleitende Schichten innerhalb der hydrostratigraphischen Einheit L3 zurückzuführen ist.

In der GWM-Gruppe Dp Mors 69A/B weist die tiefer in den Kreidesanden verfilterte GWM (kroAlo, A6) gegenüber der flacheren in den Elster-Nachschüttungen (q, A6) eine geringe zeitliche Verschiebung auf.

Einen abweichenden, mit keinem anderen Ganglinienmuster vergleichbaren Verlauf weist die sehr tief verfilterte GWM Dp Mors 55A auf (401,7-411,7 m u. GOK, kmS, L8). Während die GWM Dp Mors 55B (110,7-120,7 m u. GOK, ko(1)2-3, L5) und Dp Mors 55C (49,5-59,5 m u. GOK, ko(1)7, L5) einen nahezu synchronen Verlauf mit der ausgeprägten Neubildungsbedingten Charakteristik aufweisen, erscheinen die Standrohrspiegeländerungen in der tiefen GWM davon unabhängig und nicht beeinflusst. Die Ganglinie ist am Startpunkt (Wiederanstiegsphase nach KPV) Nov. 1996 gestört (Süßwasserlamelle durch Zulauf von Übertage). Der Ausreißer im März 1997 ist sehr wahrscheinlich ein Datenfehler und fällt nur zufällig mit dem Hoch der Au-Linie zusammen.

Die im Schilfsandstein verfilterte Meßstelle zeigt im Gesamtverlauf und insbesondere für den Ganglinienabschnitt ab Dez. 1996 keine Gemeinsamkeiten zu den hangenden, im Rhät verfilterten Meßstellen. Eine verzögerte hydraulische Druckübertragung und damit ein hydraulischer Zusammenhang ist für den Betrachtungszeitraum nicht zu erkennen.

An dieser Lokation erweist sich der 89 m mächtige kmGo-Geringleiter als wirksame hydraulische Barriere, die den kmS vom Wasserkreislauf in den hangenden Gebirgsschichten weitgehend abschirmt.

Eine ähnliche tiefengestaffelte GWM-Konstellation liegt an der Lokation Dp Mors 51 vor. Der Schilfsandstein tritt hier in einem höheren Niveau auf. Die Lokation befindet sich ca. 150 m vom Schacht Bartensleben entfernt. In allen 3 Filterbereichen wurde Salzwasser ähnlicher Dichte angetroffen.

GWM Dp Mors51C: 48,6 - 63,6 m u. GOK, kmSM; L6;  $\rho = 1.027 \text{ g/cm}^3$

51B: 109,6 - 124,6 m u. GOK, kmSM; L6;  $\rho = 1.034 \text{ g/cm}^3$

51A: 222,3 - 256,3 m u. GOK, kmS; L8;  $\rho = 1.034 \text{ g/cm}^3$

Die Ganglinien der Standrohrspiegelhöhen sind durch Süßwasserzulauf von Übertage und durch Pumpaktivitäten in unterschiedlichem Maße zeitweise stark beeinflusst. Wegen dieser Störungen ist die Beurteilung der Zeitreihen eingeschränkt. Der Anfang Nov. 1995 erfolgte Süßwasserzufluß wurde Mitte Okt. 1996 beseitigt. Zuvor wurde im Zusammenhang mit Grundwasserbeprobungen nur der unterhalb des Pumpenzulaufes befindliche Anteil der jeweiligen Süßwassersäule in der GWM beseitigt.

Die Ganglinie Dp Mors 51A beginnt im Nov. 1995 nach diversem Klarpumpen. Der Süßwasserzulauf von Übertage fällt in die Anfangsphase des Wiederanstiegs. Letzterer dauerte bis ca. Juni 1996.

Für die GWM stellten zwischenzeitliche Abpumpmaßnahmen zur Wasserprobengewinnung deutliche hydraulische Eingriffe dar, die sich in der Ganglinie als markante zwischenzeitliche Absenkungen abbilden. Der vermutlich erst ab April 1997 „normale“ zeitliche Gang der Standrohrspiegelhöhe kann gegenwärtig nicht näher interpretiert werden.

Die Ganglinie Dp Mors 51B verläuft nach der Sanierung ab Nov. 1996 frei von weiteren Störungen.

Für die GWM Dp Mors 51C muß ab Febr. 1997 ein erneuter Süßwasserzulauf angenommen werden, der sich in einem um 1 m sprunghaften Anstieg der Standrohrspiegelhöhe äußert. Ein natürlicher, Neubildungsbedingter Zusammenhang kann ausgeschlossen werden. Danach ist der weitere Verlauf normal, und zwar auf einem angehobenen Niveau. Beide (im kmSM) verfilterten GWM zeigen einen parallelen Verlauf an, der bis Dez. 1997 nur sehr geringe Standrohrspiegeländerungen aufweist ( $< 0,2$  m). Wegen der sehr kleinen Amplituden ist die Verschiebung gegenüber dem Ausgang (ca. 3 Monate) nur unscharf zu erkennen. Bezogen auf den gesamten Beobachtungszeitraum beträgt die Standrohrspiegeländerung max. nur ca. 1,1 m (Zeitraum vor Süßwassereinbruch = Hochstand nach Winterneubildung 1995, Zeitraum nach Sanierung = Tiefstand Ende 1996 vor Beginn der Winterneubildung 1997). Wegen der geringen absoluten Schwankungsbeträge in den kmSM-Meßstellen und auch in der kmS-Meßstelle sind aus den verwertbaren Ganglinienabschnitten keine Rückschlüsse auf einen hydraulischen Zusammenhang (ob hydraulische Druckübertragung oder nicht) zwischen Steinmergelkeuper und Schilfsandstein möglich. Die absoluten Standrohrspiegelhöhen der drei Meßstellen sind durch den Schacht Bartensleben abgesenkt. Die Spiegel der kmSM-Meßstellen fügen sich zwanglos in den hydraulischen Gesamtrahmen ein. Die Auswirkung der Absenkung ist an der Lokalität Dp Mors 51 offensichtlich „gering“. Dagegen ist die Standrohrspiegelhöhe der kmS-GWM um den Betrag von ca. 21 m tiefer abgesenkt, als im kmSM (vgl. Anl. 9.5).

Hinsichtlich der Amplituden dieser Meßstellenreihe ergeben sich - verglichen mit den längeren Zeitreihen - keine neuen Aspekte. Wegen der Kürze der Meßreihen können jedoch Aussagen über zu erwartende Hoch- und Tieflagen der Standrohrspiegel nicht getroffen werden. Dafür sind weitere Stichtagsmessungen erforderlich. Die Zeitreihen ohne Zeitverschiebung weisen nur geringe Amplituden auf (weniger 1 m). „Maximale“ Amplituden liegen bei ca. 6,5 m (Dp Mors 56A) und ca. 9 m (Dp Mors 54B); häufige Werte liegen im Bereich weniger Meter. Eine Abhängigkeit der Amplitudenhöhe von der Teufe ist nicht erkennbar.

#### **7.2.3.4 Zusammenfassende Bewertung**

Die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Meßstellen sind in den verschiedenen Struktureinheiten, hydrostratigraphischen Horizonten und Teufen verfiltert. Die beispielhaft untersuchten 74 Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen belegen bis auf eine Ausnahme, daß das durch die Filterstrecken erfaßte hydraulische System den hier untersuchten Wasserkreislauf repräsentiert. Die Reaktionen dieses Systems auf Niederschlagsereignisse (Grundwasserneubildung) vollziehen sich relativ rasch. Die hydraulischen Druckübertragungen teilen sich praktisch sofort bis spätestens nach we-

nigen Monaten den verfilterten Horizonten mit. Der zeitliche Verlauf aller Spiegelhöhen ist im wesentlichen gleichartig. Unterschiede bestehen neben der zeitlichen Verschiebung in den Amplituden. Unterschiedliche Amplituden spiegeln die unterschiedlichen Speichereigenschaften im Kluft- bzw. Porenraum des Gebirges wider. Aus den Ganglinien können nur bedingt und nur in Einzelfällen Rückschlüsse auf grundwasserhydraulische Zusammenhänge zwischen hydrostratigraphischen Einheiten gezogen werden. Das ist u.a. auf die im Verhältnis zur Differenziertheit des hydrogeologischen Baues und zur Komplexität der hydrostratigraphischen Einheiten geringe Meßstellenzahl und die nicht immer idealen Filterpositionen im Untersuchungsraum zurückzuführen.

Die einzige Ausnahme vom charakteristischen Ganglinienverlauf bildet die bei ca. 400 m unter GOK im Schilfsandstein (hydrostratigraphische Einheit L8) verfilterte GWM Dp Mors 55A, bei der nur sehr geringe Standrohrspiegelschwankungen erkennbar sind, die zudem auch nicht gleichartig zu den Spiegeländerungen der flachen GWM der Meßstellengruppe verlaufen. Der Schilfsandstein erscheint hier weitgehend vom Wasserkreislauf abgeschirmt.

Ausschlaggebend für die Art der Ausprägung der einzelnen Ganglinien ist grundsätzlich die jeweilige Stellung der Filterstrecken im Gesamttrennflächengefüge bzw. im Lockergesteinsverband. In Vorflutnähe verlaufen die Standrohrspiegeländerungen zeitparallel zum Gang des unterirdischen Abflußanteiles der Vorflut. Für die jeweils untersuchten Zeitabschnitte lassen sich statistisch keine bzw. keine signifikanten Trends berechnen. Periodische Zeitreihenanteile drücken sich in dem mehr oder weniger zeitversetzten Zusammenfallen von Haupt-Grundwasserneubildungsphasen in den hydrologischen Winterhalbjahren und Standrohrspiegelerhöhungen aus. Aus den Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen sind bei der gegebenen zeitlichen Auflösung keine Hinweise auf Einflüsse von Grundwasserförderungen ableitbar.

### **7.3 Auswertung der Grundwasserströmungsmessungen**

Gemessen an der Größe des Untersuchungsprogrammes und seiner hydrogeologischen Differenziertheit stellen die an insgesamt 34 GWM erzielten radiohydrometrischen Ergebnisse eine nur sehr begrenzte Datenmenge dar. Sie sind wegen der gegebenen hydrogeologisch diffizilen Einsatzbedingungen nur begrenzt geeignet, die Grundwasserströmung in Bezug auf Richtung und Geschwindigkeit grundsätzlich und vertrauenswürdig zu beschreiben. Dies wurde mit den Untersuchungen auch nicht vorrangig angestrebt.

Die Meßergebnisse stellen dennoch einen eigenständigen Beitrag für die hydraulische Charakterisierung der verschiedenen hydrogeologischen Komplexe dar. Bei der Interpretation der Meßergebnisse ist zwischen Poren- und Kluftgrundwasserleitern zu unterscheiden. In diesem Kontext verteilen sich die Strömungsmessungen wie folgt:



15 GWM im Poren-GWL (Quartär, Kreide)

13 GWM im Kluft-GWL (Rhät, Steinmergelkeuper, Schilfsandstein, Buntsandstein, Caprock).

Nachfolgend werden die Ergebnisse nach dieser Ordnung abgehandelt (vgl. dazu Tab. 3.7).

### 7.3.1 Strömungsmessungen in Porengrundwasserleitern

– Strömungsmessungen in quartären Sanden (Dp Mors 36B, 38D, 42B, 49B, 67B, 69B, 71B)

Von den 7 in quartären Sanden verfilterten GWM sind 6 GWM flach ausgebaut (Filtermittelpunkt zwischen min. 5,4 m und max. 20,4 m, durchschnittlich 11,9 m unter GOK). Die verfilterten Sande sind allgemein gut durchlässig (von  $1,6 \text{ E-}05$  bis  $2,1 \text{ E-}04 \text{ m/s}$ , durchschnittlich  $7,7 \text{ E-}05 \text{ m/s}$  nach KPV).

Die ermittelten Filtergeschwindigkeiten betragen zwischen  $q = 0,018 \dots 0,150 \text{ m/d}$ , im Mittel rd.  $0,06 \text{ m/d}$ . Diese entsprechen damit der Erwartung einer signifikanten Strömungskomponente im oberflächennahen Grundwasser. Die relativ tief verfilterte GWM Dp Mors 49B (Filtermittelpunkt 70,6 m unter GOK) ist im hydrostratigraphischen Horizont A3 positioniert, bei ebenfalls guter Gebirgsdurchlässigkeit ( $k_f = 1\text{E-}04 \text{ m/s}$ ). Die in dieser Meßstelle registrierte, sehr geringe Filtergeschwindigkeit ( $q < 0,001$  bis  $0,003 \text{ m/d}$ ) entspricht ebenfalls der hydrogeologischen Erwartung, daß } unabhängig von der spezifischen Durchlässigkeit der elsterkaltzeitlichen „Zwischensande“ - allgemein die tieferliegenden quartären Sande nur untergeordnet am Wasserkreislauf beteiligt sind. Dieser Umstand kann durch das Vorkommen in mehr oder weniger isolierten Arealen zusätzlich noch besonders betont sein.

Die ermittelten Strömungsrichtungen in den GWM Dp Mors 38D, 42B und 67B sind hydrogeologisch plausibel, weil sie der generellen regionalen Strömungsrichtung entsprechen. Die Abweichung in der GWM Dp Mors 36B vom regionalen Erwartungswert kann durch den sehr wechselhaften Sedimentaufbau (sehr große Streuung) bedingt sein. Dagegen können die deutlichen Abweichungen in den GWM Dp Mors 49B, 69B und 71B hydrogeologisch nicht plausibel erklärt werden, da dafür der Aufschlußgrad für die Kenntnis lokaler hydrogeologischer Spezifika nicht genügt.

– Strömungsmessungen in Oberkreide-Sanden (Dp Mors 36A, 38A, B, C, 49A, 67A, 69A und 71A)

Die in den Kreidesanden verfilterten 8 GWM überstreichen einen großen Teufenbereich. Deren Filtermittelpunkte liegen zwischen 28,6 und 183,6 m unter GOK. An der Lokation Dp Mors 38 ist

der mächtige Kreideaquifer dreifach gestaffelt verfiltert (GWM Dp Mors 38A: 183,5 m unter GOK, 38B: 115,2 m unter GOK und 38C: 44,9 m unter GOK). Die Durchlässigkeit der verfilterten Sande ist bis auf eine Ausnahme relativ groß ( $k_f = 2,9E-06$  bis  $5,9E-0,4$  m/s). Einzig die tiefste, nahe der Kreidebasis verfilterte GWM Dp Mors 38A weist eine für Poren-Grundwasserleiter sehr kleine Durchlässigkeit ( $k_f = 1,8E-08$  m/s) auf.

Die ermittelten Filtergeschwindigkeiten sind allgemein gering ( $q < 0,001$  bis  $0,01$  m/d) und innerhalb eines GWM-Filters wechselhaft. Die überwiegend sehr geringen Filtergeschwindigkeiten ( $q < 0,005$  m/d) entsprechen der hydrogeologischen Erwartung, daß im Kreideaquifer wegen seiner großen Mächtigkeit/Profildurchlässigkeit nur kleine spezifische Strömungskomponenten auftreten. Außerdem ist anzunehmen, daß die hangenden (flachen) Profilabschnitte des Kreideaquifers stärker in den Wasserkreislauf einbezogen werden, zumal wenn sie als die besser durchlässigen Walbecker Sande ausgebildet sind.

In der GWM Dp Mors 38A wurde mit  $q = 0,02$  m/d die größte Filtergeschwindigkeit innerhalb der Kreidesande ermittelt. Dieser Wert steht im auffälligen Widerspruch zu der o.g. sehr kleinen Gebirgsdurchlässigkeit.

Die gemessenen Strömungsrichtungen ordnen sich bei 6 Meßstellen mehr oder weniger zwanglos in das allgemeine regionale Bild ein, während bei 2 Meßstellen (Dp Mors 36A und 71A) deutliche Abweichungen vom Regionalwert zu registrieren sind ( $160^\circ$  bzw.  $200^\circ$  gegenüber der generellen NE- bis E-Stromrichtung).

### 7.3.2 Strömungsmessungen in Klufftgrundwasserleitern

In Klufftgrundwasserleitern wurden an 13 Bohrlokationen bzw. in 19 GWM Strömungsmessungen durchgeführt, die sich hydrostratigraphisch wie folgt einordnen:

Oberer Keuper (Rhät)	L3, L4, L5,	9*	Strömungsmessungen
Steinmergelkeuper	L6,	6*	Strömungsmessungen
Schilfsandstein	L8,	2	Strömungsmessungen
Hutgestein	A13,	1	Strömungsmessung
Oberer Buntsandstein	T2,	1	Strömungsmessung
Mittlerer Buntsandstein	T3,	1	Strömungsmessung

\*) Weil der Filter der GWM Dp Mors 52A die Formationen ko und kmSM erschließt und in beiden gemessen wurde, ist diese GWM doppelt aufgezählt)

Die Impellerflowmetermessungen im Vorfeld der radiohydrometrischen Messungen ergaben, daß die Filter i.d.R. nicht diffus durchströmt wurden, sondern sich mehr als eine bis mehrere Zuflußzonen unterschiedlicher Ausprägung lokalisieren ließen. Zum Teil lagen die (Haupt-)Zuflüsse auch an Filterober- oder -unterkante, was auf durchlässige Trennfugen schließen läßt, die an den Filterkies außerhalb des Filterrohres angeschlossen sind. In der Regel wurden die Strömungsmessungen an den Hauptzuflüssen ausgeführt.

Bei geringergiebigem GWM wurden als Voruntersuchungen Fluid-logging-Messungen durchgeführt, z.T. kombiniert mit einer Impfung (Tracerung) zur Lokalisierung der nur schwach ausgebildeten Strömungshorizonte innerhalb der langen Filterstrecken. Bei fehlenden eindeutigen Durchflußindikationen wurde die Filterstrecke radiometrisch formal abgetestet, d. h. in gleichmäßigen Schritten mit Lücken (z. B. Dp Mors 52A).

– Strömungsmessungen im Oberen Keuper (Dp Mors 52A, 53A, 55B, C, 56A, B, 57A, 60A, B)

An den Bohrlokationen Dp Mors 52A und Dp Mors 56A und B ist der ko, abweichend von der verbreiteten Ausbildung, faziell ähnlich dem kmSM, d. h. unter starker Reduzierung sandiger Einschaltungen ausgebildet (vgl. Kap. 5.2.11). Die registrierten sehr kleinen Strömungsgeschwindigkeiten ( $q < 0,001$  bis  $0,01$  m/d) entsprechen qualitativ dieser Aussage. Trotz nicht mehr meßbarer kleiner Filtergeschwindigkeiten wurden in GWM Dp Mors 52A Strömungsrichtungen gemessen. Diese sind im oberen Filterabschnitt ko =  $100^\circ$  bis  $155^\circ$ ) und im unteren Filterabschnitt (kmSM =  $300^\circ$  bis  $335^\circ$ ) deutlich verschieden. Im CBIL-Image treten im Filterbereich insgesamt 13 Klüfte auf, die alle calcitisch mineralisiert sind. Die (Haupt-)Kluftrichtungen im ko und kmSM sind ebenfalls verschieden:

ko: 117,1-118,1 m: 6 Klüfte, Hauptrichtung ENE-WSW, daneben WSW-ESE; die gemessene Strömungsrichtung verläuft demnach mit dem Klufteinfallen.

kmSM: 120,9-123,2 m: 7 Klüfte, davon 5 in NE-SW Streichrichtung; die gemessene Strömungsrichtung verläuft demnach gegen das Klufteinfallen.

Fazit: Dieses Meßergebnis zeigt exemplarisch, daß die Strömungsrichtungsmessungen die ortspunktspezifische, nur an angeschnittene, hydraulisch wirksame Trennfugen gebundene Grundwasserbewegung registrieren. Die großräumige „regionale“ Grundwasserbewegung, die sich erst aus der Vernetzung diverser Trennfugen innerhalb eines hinreichend großen Gebirgsabschnittes ergibt, ist mit diesen Messungen nicht unmittelbar zu erfassen. Weiterhin zeigt das Meßergebnis, daß die calcitisch mineralisierten „geschlossenen“ Klüfte hydraulisch nicht völlig undurchlässig sind, sondern einen - wenn auch sehr eingeschränkten - konvektiven Grundwassertransport ermöglichen. So ist die Messung GWM Dp Mors 56B zu interpretieren, auch wenn dort kein CBIL-Image zur Verfügung stand.

Die GWM Dp Mors 53A, 55B und C, 57A sowie 60A und B weisen eine große Bandbreite der gemessenen Filtergeschwindigkeiten von  $q = 0,003$  m bis hin zu außerordentlich hohen Werten in GWM Dp Mors 55 C ( $q = 4,8 \dots 24,9$  m/d) auf. Die Ergebnisse spiegeln damit die Vielfältigkeit der im Rhät möglichen Bewegungsbahnen und deren einzelne hydraulische Durchlässigkeit wider. Das Rhät ist teils als reiner Kluft-Grundwasserleiter, teils als gemischter Kluft-Poren-Grundwasserleiter entwickelt. Dabei wird den Klüften innerhalb der mehr oder weniger sandigen Bänke eine größere hydraulische Kompetenz zugewiesen, als den Klüften innerhalb der reinen Tonstein-Mergelsteinfolgen. Die großen Filtergeschwindigkeiten der GWM Dp Mors 55C korrespondieren mit dem Bohrbefund, der in diesem Teufenbereich große Spülungsverluste ausweist. Diese sind ein deutlicher Hinweis auf hydraulisch sehr wirksame Klüfte (eine Lokalisierung dieser Klüfte ist wegen der fehlenden CBIL-Messung nicht möglich, ebenso fehlen in diesem Teufenbereich die FCON-Messungen).

– Strömungsmessungen im Steinmergelkeuper (Dp Mors 37A, B, 46A, 51B, C, 52A)

Die gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten sind allgemein geringer als im Rhät, was den hydrogeologischen Erwartungen entspricht. In den GWM liegt die Bandbreite zwischen  $q < 0,001$  m/d und  $0,65$  m/d. Strömungsgeschwindigkeit und -richtung können auf kurzer Distanz innerhalb einer Filterstrecke stark differieren (Bsp. Dp Mors 46A).

In den entsprechenden Filterbereichen treten jeweils calcitisch (in Dp Mors 46A dolomitisch) mineralisierte Klüfte, unterschiedlicher Streichrichtungen und Einfallswinkel auf, auf die die gemessenen Strömungskomponenten allgemein zurückzuführen sind. Eine vertrauenswürdige Zuord-

nung, welche der Klüfte hydraulisch maßgeblich sind, ist in keinem Falle möglich. Ein Zusammenhang von Klufthäufigkeit und Fließgeschwindigkeit ist nicht ableitbar.

Die größte gemessene Filtergeschwindigkeit (Dp Mors 46A, bei 76 m  $q = 0,65$  m/d) korrespondiert mit dem aus dem FCON-Log bekannten einzigen Zufluß in diesem Teufen(Filter-)bereich; sie korrespondiert nicht mit der schlechten bzw. mittleren Ergiebigkeit.

Die Einzelmessungen Dp Mors 51B und C (jeweils auf den Hauptzuflüssen des Filters!) weisen nur kleine Strömungskomponenten nach ( $q < 0,001 \dots 0,01$  m/d), womit die 15 m langen Ausbauhorizonte insgesamt als nur „sehr gering durchströmt“ charakterisiert werden.

– Strömungsmessungen im Schilfsandstein (Dp Mors 51A und 55A)

Dp Mors 51A: Die Filterabschnitte, die auch den schwach verfestigten Feinsand erfassen, zeigten bereits in der Voruntersuchung keine meßbaren hydraulischen Strömungskomponenten. Das FCON-Log im offenen Bohrloch registrierte einen einzigen Zufluß bei ca. 253 m im sandfreien Schluffstein. Die Strömungsmessungen registrieren ebenfalls nur im ausgebauten Basisbereich schwache Strömungskomponenten zwischen 251,5 m und 255,5 m unter GOK.

Nach CBIL-Image treten im kmS lediglich 2 Trennfugen (Kluft, Harnisch) auf: 251,7 m unter GOK (Einfallrichtung  $29^\circ$  Bogenmaß) und 255 m unter GOK (Einfallrichtung  $222^\circ$  Bogenmaß). Die gemessene Strömungsrichtung ( $90-140^\circ$ ) ist diesen Trennfugen nur schwer zuzuordnen. Die an den 4 Meßpunkten im entsprechenden Teufenabschnitt (251,5 m ... 255,5 m unter GOK) registrierten Strömungen können nur auf eine oder beide der genannten Trennfugen zurückgeführt werden.

Dp Mors 55A: Beim FCON-Log im offenen Bohrloch wurden Zuflüsse bei ca. 403 m, ca. 406 m und ca. 408 m unter GOK registriert. Die nach dem Tracing-Log in der GWM festgelegten Meßmittelpunkte (Zuflußhorizonte) liegen bei 400,7 m, 404,0 m und 406,5 m unter GOK.

Nach dem CBIL-Image treten im Filterbereich insgesamt 30 Klüfte unterschiedlicher Einfallrichtungen auf. Die Klüfte sind mit Gips mineralisiert.

Der kmS ist als Wechselfolge von Sandstein und Schluffstein ausgebildet.

Bemerkenswert sind die in großer Tiefe noch meßbaren Filtergeschwindigkeiten  $q = 0,001$  bis  $0,008$  m/d. Die Strömungsrichtung wurde einheitlich mit  $R = 250 \dots 280^\circ$  gemessen. Es ist nicht auszuschließen, daß die gemessene Strömung durch Konzentrationsgradienten angetrieben wird.

– Strömungsmessungen im Buntsandstein (Dp Mors 94A, B)

Die gegenüber der Umgebung niedrigen absoluten Druckspiegelhöhen der GWM Dp Mors 94A und B weisen im Zusammenhang mit weiteren Indizien (geologische Störung und Quellenaustritt

auf dieser Störung am Talrand im Abstrom der Bohrung) auf ein lokales, störungsbezogenes Entwässerungselement hin. Im Filterbereich der GWM 94 A liegt der stärkste von insgesamt 8 Zuflußstellen zwischen 127 m und 156 m unter GOK im sm. Die Strömungsmessungen erfolgten an den beiden Hauptzuflußstellen im GWM-Filter 94A und an dem einzigen Zufluß im GWM-Filter 94B. Die Strömungsrichtungen in den beiden GWM sind einander entgegengerichtet, in GWM 94A (möglicherweise zufällig) dem regionalen Erwartungswert entsprechend, in GWM 94B widersinnig zum Regionalwert.

– Strömungsmessungen im Hutgestein

Die GWM Dp Mors 42A1 ist in einem karstartigen Hohlraum nahe dem Top des Hutgesteins verfiltert.

Die Filtergeschwindigkeit erwies sich als nicht mehr meßbar gering ( $q < 0,001$  m/d). Aus der Tatsache, daß noch eine Strömungsrichtung ( $R = 25^\circ$ ) ermittelt wurde, kann auf eine langsame, aber nicht quantifizierbare Durchströmung der Karstschlotte geschlossen werden.

#### **7.4 Die Bewegung des oberflächennahen Grundwassers**

Der Hydroisohypsenplan - Oberflächennahes Grundwasser - schließt das gesamte Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben (AO1) und Walbeck (AO6) ein und begründet damit die äußeren Ränder des hydrogeologischen Modellraumes (Regionales Grundwassermodell). Die Grundwasseroberfläche stellt bei der geohydraulischen Modellierung den oberen Rand des Simulationsmodells dar. Der Hydroisohypsenplan (Anl. 8) veranschaulicht in schematisierter Form die Grundwasseroberfläche und damit auch die allgemeine Grundwasserbewegung. Die Isolinien sind in 5 m-Äquidistanzen dargestellt und dabei insgesamt stark generalisiert. Eine feinere Auflösung ist in weitesten Teilen weder gerechtfertigt noch möglich.

Die Grundwasserströmung ist im größten Teil des Untersuchungsgebietes bzw. des hydrogeologischen Modellraumes eine Kluftwasserströmung, die jedoch im regionalen Modellmaßstab als eine äquivalent-poröse (Filter-)Strömung aufgefaßt werden kann. Nur in den kretazischen und quartären Lockergesteinsbildungen ist eine echte Filterströmung realisiert. In den Sandsteinlagen des Lias, Rhät und Schilfsandsteins treten Mischformen von dominierender Kluftwasserbewegung und untergeordneter Porenwasserströmung auf.

Der Begriff „oberflächennahes Grundwasser“ wird im engeren Sinne durch die auf die hangenden (oberflächennahen) Grundwasserleiter bezogenen Grundwasserspiegel, die dem Strömungsplan zugrunde liegen, begründet. Diese können von Ortspunkt zu Ortspunkt hydrostratigraphisch ver-

schiedenen Grundwasserleitern angehören. Schwebende Grundwasserhorizonte sind jedoch ausgespart (z.B. Dp Mors 54C).

Im weiteren Sinne kann der Begriff „oberflächennahes Grundwasser“ auch auf den gesamten, maßgeblich am Wasserkreislauf beteiligten Süßwasserkörper ausgedehnt werden.

Die Grundwasserströmung ist naturgemäß von den Hochflächen (Lappwald, Weferlinger Triasplatte) auf den Hauptvorfluter im Allertal, die Aller, ausgerichtet. Die hydraulischen Toplagen im Untersuchungsgebiet liegen im Bereich der topographischen Toplagen. Auf dem Lappwald erreichen letztere ca. 190 m NN, auf der Triasplatte ca. 170 m NN; die generalisierten hydraulischen Toplagen betragen  $\geq 160$  m NN bzw.  $\geq 150$  m NN. Die Aller tritt bei Alleringersleben (A01) mit ca. 115 m NN in das Untersuchungsgebiet ein und verläßt dieses bei Walbeck (AO6) mit ca. 95 m NN nach rd. 8 km Wegstrecke; das mittlere Gefälle des Vorfluters beträgt  $I = 2,5 \text{ ‰}$ . Das große hydraulische Gefälle im großräumigen Strömungsbild, insbesondere vom Lappwald zum Allertal ( $< 2\%$  bis  $> 5\%$ ) ist der augenfällige Ausdruck einer insgesamt sehr geringen Profildurchlässigkeit des Aquifersystems.

Mangels Grundwassermeßstellen mit teufen-(stockwerks-)gestaffelten Verfilterungen liegen im Untersuchungsgebiet (Einzugsgebiet zwischen Alleringersleben und Walbeck) nur vereinzelte konkrete Beobachtungsergebnisse zur Beurteilung stockwerksbezogener Potentialverteilungen vor. Auf der Lappwaldscholle treten zudem wasserwirtschaftlich bedingte, z.T. gravierende Potentialbeeinflussungen in den verschiedenen Aquifern auf (s.u.). Weiterhin erschweren Salinitätsunterschiede im Grundwasser eine quantitative Diagnose, zumal dann, wenn die Salinitätsprofile der Bohraufschlüsse nicht genau genug bekannt sind und Werte des Formationsdrucks aus hydraulischen Tests gar nicht oder nur innerhalb einer größeren Bandbreite angegeben werden können. Ungeachtet der Einschränkungen ist - unter Einbeziehung grundlegender hydraulischer Prinzipien - eine allgemeingültige, vertrauenswürdige Beschreibung der Grundwasserbewegung möglich. Sie stellt für das regionale hydrogeologische Modell und dessen schematisierter Struktur und den ebenfalls vergleichsmäßigten Parametern eine adäquate Arbeitsgrundlage dar.

Da die Potentiale der am Wasserkreislauf beteiligten Aquifere einen Ausgleichszustand anstreben, treten die höchsten Potentiale tieferer Aquifere naturgemäß ebenfalls in den o.g. Toplagen auf, und die Gradienten sind dort von oben nach unten gerichtet. Im Druckentlastungsgebiet der Vorflut kehren sich die Verhältnisse um, und die Gradienten sind dort von unten nach oben gerichtet. Gradient und Massenstrom sind grundsätzlich von den realen lokalen und regionalen hydraulischen Gelegenheiten abhängig. Die Randstörungszonen der beiden Hochflächen im Nordosten und Südwesten gehören bereits zu den Bereichen, wo aufwärts gerichtete Gradienten auch einen entsprechenden Massenstrom ermöglichen. Während dies am Rande der Triasplatte vor allem durch die nahe Vorflut der Aller hydraulisch determiniert wird, haben am Rande der Lappwaldscholle die

geologischen Lagerungsverhältnisse dominanten Einfluß auf diese Komponente der Grundwasserbewegung (s.u.).

Auf der *Triasplatte* erfolgt die großräumige Grundwasserbewegung mit dem generellen Schicht-einfallen relativ harmonisch. Der Hauptgraben und die ihn begleitenden quartären Bildungen bewirken durch ihre Exfiltration eine Modifizierung des generell auf die Hauptvorflut gerichteten Abflußgeschehens.

Soweit die wenigen GWM eine Beurteilung zulassen, hat der Bereich der NE-Randstörung (T7) im allgemeinen keinen herausgehobenen Einfluß auf den Grundwasserdurchgang. Dies entspricht den Annahmen, die für den oberen Abschnitt (T7(K1)) von relativ gleichen Permeabilitäten, wie für den Komplex so bis smV (T2 bis T4) ausgehen.

Wegen des inhomogenen und nicht in allen Einzelheiten erkennbaren geologischen Aufbaus der NE-Randstörung sind lokal mehr oder weniger wechselhafte hydrodynamische Situationen wahrscheinlich. In diesem Zusammenhang ist die Bohrlokation Dp Mors 93A östlich Schwanefeld zu nennen. Der dort registrierte artesische Druckwasserspiegel im smS (T3) signalisiert eine lokale Abflußbehinderung, die im Unterstrom, vermutlich innerhalb der NE-Rand-Störungzone, auftritt. Dieses artesische Potential im Solling-Sandstein ist jedoch nicht als Grundwasseroberfläche des oberflächennahen Grundwasserleiters aufzufassen (vgl. Anl. 6.10).

Eine ganz andere Situation ist für den Standort Dp Mors 94 nördlich Alleringersleben festzustellen. Wie schon unter 7.3.2 beschrieben, kann aus dem Zusammentreffen mehrerer Indizien (geologischer Störungsverlauf, Quellenaustritt im Allertal an dieser Störung, relativ niedrige Standrohrspiegelhöhen in so und sm) die Störung als ein diskretes, hydraulisch sehr wirksames Entwässerungselement interpretiert werden.

Der von der Triasplatte in die östliche Allertalzone eintretende Grundwasserstrom findet in den Keupergesteinen vergleichsweise schlechte Wegsamkeiten vor, so daß dort sowohl artesische Druckwasserstände (Dp Mors 5/83 im kmSM) auftreten können als auch flächenhafte Grundwasseraustritte (mehrere Feuchtstellen) als Ausdruck unzureichender Profildurchlässigkeit zu beobachten sind.

Auf der *Lappwaldscholle* ist die Grundwasserströmung entsprechend dem hydrogeologischen Strukturbau und infolge der intensiven wasserwirtschaftlichen Grundwassernutzung stärker differenziert als auf der Triasplatte. Das Wasserwerk Helmstedt bewirkt einen starken Eingriff in den Wasserhaushalt und hat einen deutlichen Einfluß auf das Strömungsregime. Die Wasserförderung



Beendorf hat wegen der geringen Förderrate einen zu vernachlässigenden Einfluß auf die Grundwasserdynamik.

Die gegenwärtige hydraulische Situation entspricht einem quasistationären Strömungsregime. Der Zustand vor Beginn der Grundwasserförderung ist nicht durch Grundwasserstandsmessungen belegt. Dieser natürliche Ausgangszustand kann in seinen wesentlichen Elementen grob eingeschätzt werden. Die größten Veränderungen haben sich im Einzugsgebiet des Mühlengrabens im sogenannten Brunntal bei Bad Helmstedt vollzogen. Der Mühlengraben wird gespeist durch zahlreiche Zuflüsse, die ihrerseits einen großen Teil des Zwischenabflusses aus dem Verbreitungsgebiet des autochthonen Jura aufnehmen. Er ist bzw. war der Vorfluter für den Grundwasserabfluß im Lappwald oberhalb Beendorf. Die frühere Existenz von zwei Holzmühlen weist auf einen ehemals nicht unbeträchtlichen Abfluß des Mühlengrabens hin. Die Förderung der 5 Brunnen im Einzugsgebiet des Mühlengrabens entspricht praktisch der eingetretenen Abflußreduzierung. Die Talachse im Brunntal fällt lagemäßig mit der sogenannten Brunntalstörung zusammen. Dies war sicherlich ein wichtiger Grund, weshalb Brunnen (z.Zt. 3 Stück) in unmittelbarer Nähe von Vorflut und Störung angelegt wurden.

Die Talsohle und damit das natürliche lokale Vorflutniveau liegt zwischen ca. 130 m NN (bei Dp Mors 35A) und ca. 140 m NN (bei Hy Hmt WaII/-). Auf dieses Vorflutniveau sind - unter Beachtung der topographischen Gegebenheiten - die fiktiven Grundwasserdruckhöhen im Ausgangszustand zu beziehen.

Aus der Grundwasserförderung resultieren im Einzugsgebiet in den Grundwasserleitern des Jura deutliche, im Rhät besonders große Absenkungsbeträge. Da angenommen werden kann, daß die Druckspiegel im Ausgangszustand relativ ausgeglichen waren, weisen die an nur wenigen Ortspunkten meßbaren aktuellen Druckdifferenzen zwischen den Stockwerken mit Beträgen bis 17 m (Hy Hmt 29, 30/80) auf signifikante, insbesondere den Unterrhät (L6) betreffende Absenkungen hin.

Das auch im Hydroisohypsenplan (Anl. 8) hervortretende Teil-Einzugsgebiet „Mühlengraben/Brunntal“ im Lappwald ist im wesentlichen geologisch vorgezeichnet:

- Ausstreichen des ko (2 u.3) = L3 im östlichen Lappwald
- faziell bedingte geringere Permeabilität im ko(1) = L5 (k1) im östlichen Lappwald
- allochthone Jura-Schollen (zusätzliche Einschränkung des unterirdischen Abflusses zum Allertal)
- Anlage der Brunntalstörung (welche zur Herausbildung eines lokal bevorzugten Vorfluters beigetragen hat).

Durch die Grundwasserförderung im Brunntal bei Bad Helmstedt ist dieses natürliche Teileinzugsgebiet absenkungsbedingt ausgeformt worden, ohne aber in östlicher Richtung eine deutliche Verlagerung erfahren zu haben. Der untere Kulminationspunkt des Absenkungstrichters liegt etwa bei der Bohrung Hy Hmt 11/70. Dagegen ist die Reichweite nach Westen mangels Meßstellen weniger sicher. Das muldenförmig lagernde Rhät streicht etwa im Zuge der Lappwald-Wasserscheide bzw. unweit westlich davon aus. Somit könnte theoretisch der Einflußbereich im Rhät auch etwas größer sein, als es durch die Wasserscheide (oberflächennahes Grundwasser = oberirdische Wasserscheide) ausgewiesen wird (vgl. Hydrogeologischer Schnitt 8).

Im Bereich des Brunntals liegen die abgesenkten Druckspiegel deutlich unter dem Vorflutniveau des Mühlengrabens:

Hy Hmt 11/70	ca. 5m unter Talsohle
Dp Mors 35A	ca. 8m unter Talsohle
Hy Hmt WAI/73	ca. > 10 bis < 20m unter Talsohle.

Der Mühlengraben wird demzufolge nur noch vom Direktabfluß und vom Zwischenabfluß gespeist, während der unterirdische Abfluß vollständig von den Brunnen Hy Hmt WAI/73, Hy Hmt Bu/- und Hy Hmt CIII/72 gefaßt wird. Außerdem bestehen die Voraussetzungen dafür, daß der Mühlengraben in Umkehrung seiner ehemaligen Funktionen in den Untergrund infiltriert.

Aus dem eingestauten Schwanenteich im Brunntal (Überlaufhöhe bei A012 = 136,85 m NN) erfolgen nur zeitweise Abflüsse, die - nach visuellem Befund - im Mühlengraben unterhalb ganz oder teilweise versiegen. Eine Quantifizierung ist nicht möglich, da entsprechende Abflußmessungen fehlen.

Nördlich und südlich des Brunntals sind die Absenkungen des Druckspiegels im Unterrhät/L5 weitreichend, theoretisch könnten sich diese nach Süden bis hinter den Salzbach erstrecken. Nach Norden reicht der Einfluß über Dp Mors 61 hinaus. Hier ist auch eine Überlagerung mit den vom Brunnen Hy Hmt Brö/- erzeugten Absenkungen im Rhät möglich, mangels Meßstellen aber nicht auszuweisen (vgl. Hydrogeologischer Schnitt 11). Mit den Druckspiegelsenkungen im ko/L5 kommt sowohl dessen gute Profildurchlässigkeit zum Ausdruck als auch die Tatsache, daß der Zwischenstauer koM/L4 nur eine sehr begrenzte Speisung des L5 zuläßt.

Der Einfluß der weit auseinanderliegenden Einzelbrunnen Hy Hmt Ha/-, Hy Hmt Hg/- und Hy Hmt Brö/- auf das Strömungsregime kann mangels geeigneter Meßstellen nicht näher quantifiziert werden. Grundwasserstandsmessungen sind hier nur an den Brunnen selbst möglich.

Unabhängig von der wasserwirtschaftlichen Nutzung vollzieht sich der eigentliche Grundwasserumsatz innerhalb des Jura und Rhät. Der ko(1)/L5 ist nur nutzungsbedingt stärker in den Wasserkreislauf einbezogen (Leakage durch flächenhafte Absenkung). Dagegen ist der Steinmergelkeuper

wegen seiner tieferen Lagerung und seiner deutlich geringeren Permeabilität nur noch sehr untergeordnet in den Wasserkreislauf einbezogen. Er ist deswegen auch wasserwirtschaftlich uninteressant. Die in Bohrprofilen mit dem Übergang vom Unterrhät zum Steinmergelkeuper in der Regel einsetzende höhere Salinität des Grundwassers ist ein hydrochemisches Indiz für einen sich nur sehr langsam vollziehenden Grundwasserumsatz innerhalb des Steinmergelkeupers.

Das Steinmergelkeuperwasser weist eine Salinitätszunahme vom Hangenden (Brackwasser) zum Liegenden (Na-Cl-betontes Salzwasser) auf mit den höchsten Konzentrationen im Grenzbereich zum Oberen Gipskeuper. Die Herkunft der Salinität kann auf einen molekulardiffusiv gesteuerten Eintrag aus dem Salinar des Oberen Gipskeupers zurückgeführt werden. Weitere allgemeine Ausführungen zum Vorkommen und zur Bewegung versalzten Tiefengrundwassers erfolgen unter Kap. 7.5.

Eine ganz andere anthropogene Modifikation der lokalen Grundwasserströmung ist südwestlich Morsleben zu registrieren. Von Morsleben aus verläuft ein alter Entwässerungsstollen, der mit dem ehemaligen Rhätkohle-Abbau im Zusammenhang steht. Vom Mundloch im Ortskern am Morslebener Graben verläuft dieses Entwässerungselement etwa grabenparallel östlich in südwestlicher Richtung an der Dp Mors 48A vorbei.

Der genauere weitere Verlauf ist nicht bekannt. Die Standrohrspiegelhöhe der GWM Dp Mors 48A ist dadurch abgesenkt, was in der Ausbuchtung der 120-Hydroisohyse zum Ausdruck kommt (vgl. Hydrogeologischer Schnitt 11 und Anl. 8).

Der Grundwasserübertritt von der Lappwaldscholle in die Allertalzone erfolgt aufgrund geologischer Ursachen überwiegend oberflächennah. Die steilstehenden allochthonen Juraschollen am SW-Rand der Allertalzone (A8) stellen eine hydraulische Barriere für einen tiefen Grundwasserabstrom dar. Der oberflächennahe Grundwasserabfluß wird innerhalb der Keupergleitschollen (L3a) und/oder des schuttartig aufgelockerten Jura-Materials (Oberen Meter bis Dekameter des Jura) realisiert. Lokal können Abflußbarrieren auch bis zutage reichen. Dort, wo tiefere Aquifere (kmSM(L6) und kmS(L8)) mit einem höheren Potential an die Barriere grenzen, wird der Grundwasserstrom nach oben abgelenkt - soweit es die vertikalen Wegsamkeiten zulassen. Eine solche geologische Situation ist nordwestlich Morsleben in der näheren Umgebung des Schachtes Bartensleben gegeben und wird in den hydrogeologischen Schnitten 3, 4 und 5 veranschaulicht. Anders als in den Schnitten 1, 2, 6, 7, 9 und 10 streicht der Schilfsandstein dort nicht schon an der Diapirflanke in größerer Tiefe (ca. -255 m bis -150 m NN) aus, sondern reicht noch etwas weiter nach Osten, in einem höheren Niveau (ca. -100 bis -50 m NN) bis an die Jura-Barriere heran. In dem Gebiet um den Schacht Bartensleben wird salzhaltiges Grundwasser bereits im oberflächen-

nahen Grundwasser (Oberer Keuper (L3a), Steinmergelkeuper (L6)) angetroffen und tritt im Salz-  
bach auch als sogenannte Solquelle oberirdisch aus.

Im Steinmergelkeuper allgemein und im Schilfsandstein im besonderen ist dem Grundwasser ein  
direkter Übergang in die Allertalzone versperrt, so daß die Jura-Barriere überströmt werden muß.  
Die entsprechenden Gradienten können in ihrer Tendenz aus Standrohrspiegelhöhen in GWM und  
aus Formationsdruckwerten hydraulischer Tests (Dp Mors 40A, B, C; 51B, C; 52A; 55A) abgelei-  
tet werden.

Im Gebiet des Schachtes Bartensleben besteht die besondere Situation, daß ein lokal begrenzter,  
nicht näher quantifizierbarer saliner Massenstrom aus dem Schilfsandstein und Steinmergelkeuper  
am Grundwasseraufstieg beteiligt ist, weil hier bezüglich der Lagerungs- und Durchlässigkeitsver-  
hältnisse offenbar die dafür notwendigen hydrogeologischen Voraussetzungen gegeben sind.

In der *Allertalzone* bestimmen hydrogeologisch sehr unterschiedliche Elemente die Grundwasser-  
dynamik:

- Die Jura-Schollen (A8) am SW-Rand der Allertalzone (wurden bereits zuvor behandelt).
- Die Kreidesande (A6, A5), die sich als schmaler Trog an die Jura-Randschollen anschließen,  
bewirken wegen ihrer vergleichsweise sehr großen Profildurchlässigkeit eine sprunghaft einset-  
zende, sehr starke Verflachung des Grundwassergefälles und eine damit einhergehende Ver-  
langsamung der Fließgeschwindigkeit. (Auf dem Hydroisohysenplan (Anl. 8) kommt diese Si-  
tuation nicht zum Ausdruck, da einheitlich nur 5 m-Hydroisohypsen dargestellt sind). Der  
Grundwasserumsatz innerhalb des Kreideaquifers vollzieht sich vorrangig in den hangenden  
Partien, zumal wenn diese durch die gut durchlässigen Walbecker Sande gebildet werden. Ins-  
besondere in den Kreide-Teilmulden der gegliederten Kreidebasis können stagnierende Ver-  
hältnisse unterstellt werden. An der Kreidebasis und insbesondere in den Teilmulden ist mit  
salzhaltigem Grundwasser zu rechnen (bei den Bohrungen Dp Mors 13/88, 38, 49 und 69).

Wegen der verbreitet bindigen quartären Hangendabdeckung (A4) hat der kro-Aquifer nur ei-  
nen gehemmten hydraulischen Anschluß an das Vorflutsystem der Aller und das Druckregime  
ist deshalb gespannt. Die Standrohrspiegelhöhen im Kreideaquifer können bis zu mehreren  
Metern höher liegen, als im Quartär. Der Kreideaquifer stellt auf Grund seiner Mächtigkeit ein  
relativ großes Wasserreservoir (Grundwasserspeicher) dar. Seine wasserwirtschaftliche Be-  
deutung ist sehr begrenzt. In der Vergangenheit hatte die das Dargebot überschreitende Förde-  
rung südöstlich Beendorf zu Salzwasserintrusionen in die Brunnen geführt. Der ursprüngliche  
Fassungsstandort der Wasserversorgung wurde deshalb Mitte der 80er Jahre aufgegeben.

- Das Hutgestein mit seiner markanten medianen Aufwölbung trennt den gut durchlässigen Kreide-Porengrundwasserleiter im südwestlichen Teil vom geringdurchlässigen Keuper-Kluftgrundwasserleiter im nordöstlichen Teil der Allertalzone und stellt selbst einen undurchlässigen Block dar, der von dem Grundwasserstrom aus westlicher Richtung überströmt werden muß. Über der medianen Hutgesteinsaufwölbung betragen die Gebirgsmächtigkeiten zwischen < 10 m bis ca. 150 m (vgl. z.B. Hydrogeologische Schnitte 1 und 8).
- Die Keuper-Schollen in der Allertalzone sind nur durch wenige Bohrungen aufgeschlossen und nur sporadisch durch GWM verfiltert. Die grundsätzliche Abflußsituation ergibt sich aus der allgemeinen hydrogeologischen Situation.  
Der von der Triasplatte im Sollingsandstein (T3) über den Randstörungsbereich (T7) in der Allertalzone eintretende Grundwasserstrom erfährt durch den mehr oder weniger nahen Vorflutverlauf am NE-Rand eine ausgeprägte Vertikalkomponente. Die Profildurchlässigkeit des Keupers ist insgesamt gering, dabei im Steinmergelkeuper (A9(K2)) noch am größten. Artesische Druckverhältnisse wie in der GWM Hy Mors 5/83 sind deshalb möglich. Die Druckentlastung erfolgt über die auflagernden Quartärbildungen und führt dort lokal zu flächenhaften Grundwasseraustritten (Grundwasserblänken östlich der Aller).
- Über die sehr differenzierten Quartärbildungen, die als „Mischquartär“ (A2) zusammengefaßt wurden, wird schließlich der Grundwasserabfluß dem Vorflutsystem zugeleitet. Hauptsammler sind dabei die Sande der Niederterrasse (A1).

### **7.5 Zum Vorkommen und zur Grundwasserbewegung salzhaltigen Tiefgrundwassers**

Salzhaltiges Grundwasser unterschiedlicher Dichte tritt in den tieferen Teilen des Deckgebirges über und neben der Salzstruktur auf. Innerhalb des hydrogeologischen Modellraumes ist Grundwasser mit deutlich vom Süßwasser abweichender Dichte auf der Lappwaldscholle durchgängig im Schilfsandstein (L8) und im Basisbereich des Steinmergelkeupers (L6) verbreitet. In der Allertalzone tritt salzhaltiges Grundwasser im Basisbereich der Kreidesande und dort vor allem in den Teilmulden auf.

Aus dem östlichen Teil der Allertalstruktur, im Verbreitungsgebiet der Keuperschollen, sind keine signifikanten Erhöhungen der Salinität (Dichte) bekannt. Nach dem Salinitätsprofil Dp Mors 86A (Anl. 7.2.2) tritt im kmSM-Profil bis an die Grenze zum Hutgestein bei ca. -55 m NN nur eine relativ geringe Erhöhung der Grundwassersalinität auf (Brackwasser). Es ist jedoch möglich, daß an anderen Stellen in noch tieferen Teilen des Keupers über dem Hutgestein salzhaltiges Grundwasser verbreitet ist, für das bisher lediglich die Aufschlüsse fehlen. Allein wegen des Kontaktes

des Deckgebirges mit dem Zechsteinsalinar an der östlichen Diapirflanke ist das Vorkommen von salinem Wasser anzunehmen.

Auf der Triasplatte sind geringe Salinitäts- bzw. Dichteerhöhungen aus dem Sollingsandstein (T3) bekannt.

Auf der *Lappwaldscholle* beschränken sich die Informationen zur Grundwassersalinität auf Bohrungen, die im östlichen Randbereich und damit in dem mehr oder weniger von der Bruchschollenbildung betroffenen Bereich liegen: Dp Mors 3/89, 4/89, 43A, 51A, 55A, 56A und Hmt 25/-, vgl. Modellkarten, Anlage 5.2 und 5.4. Gleichzeitig liegen dort die Keuperschichten wegen ihrer Position am östlichen Muldenflügel und wegen der Aufschleppung der Schichten an der Diapirflanke insgesamt in einem höheren Niveau. Lediglich die Bohrung Dp Mors 3/89 liegt strukturmäßig in einer tieferen Muldenposition, die im übrigen nicht durch weitere Bohrungen aufgeschlossen ist.

Der kmGo als Gering- bis Nichtleiter trennt den Schilfsandstein vom kmSM-Aquifer. Durch diese Barriere ist der kmS weitestgehend von dem durch den Wasserkreislauf bestimmten hydraulischen System abgeschirmt. Spezielle Untersuchungen der stabilen Isotope, der gelösten Edelgase und der Salinität im Grund- und Porenwasser der Bohrung Dp Mors 52A bestätigen einen solchen Sachverhalt (OSENBRÜCK 1996). Ein hydraulischer Kontakt zwischen kmSM und kmS kann nach den hydrogeologischen Modellvorstellungen in gestörten Teilbereichen am westlichen Muldenflügel angenommen werden (vgl. Kap. 5.2.9 und Anl. 5.3), wo das Speisungsgebiet des Schilfsandsteins vermutet wird. Am östlichen Muldenflügel kommen die stark salzhaltigen Wässer des kmS, wenn dieser in aufgeschleppter Position vorliegt, in hydraulischen Kontakt mit jüngeren Deckgebirgswässern (Dp Mors 10/88, 51A, Hmt 25/- (Schacht Bartensleben)). Im Muldenzentrum ist das Grundwasser eine konzentrierte Na-Cl-Sole, oder Salz tritt sogar als Poren- und Kluftzement in Erscheinung (Dp Mors 3/89). Im letzteren Fall findet praktisch keine Fluidbewegung mehr statt. Im östlichen Randbereich tritt durch Austauschkontakte (Verdünnung) mit jüngeren Deckgebirgswässern nur noch Na-Cl-Salzwasser auf (vgl. Tab. 6.2).

Im Steinmergelkeuper besteht allgemein eine Dichteschichtung, die, soweit die wenigen Aufschlüsse eine Verallgemeinerung erlauben, von  $\leq 1 \text{ g/cm}^3$  an der kmSM-Oberkante bis auf  $\geq 1,05 \leq 1,15 \text{ g/cm}^3$  an der kmSM-Basis reicht. Generell ist die lokale Variabilität der Salzwasserprofile groß. Aus den hydrogeologischen Erkundungsergebnissen ist nicht ableitbar, wie hoch der Anteil des kmSM am Grundwasserabfluß insgesamt ist. Um so weniger ist der Anteil, den dabei das saline Grundwasser haben kann, abzuschätzen. Ganz allgemein entspricht der mit dem Grundwasser aus dem kmSM erfolgende Salzaustrag der Menge, die über den molekulardiffusiven Eintrag von Salz aus dem kmGo-Salinar (und kmS ?) in den kmSM gelangt.

Ein besonders augenfälliges und in seiner Art im Untersuchungsgebiet einziges Beispiel von vertikaler Salzwasserbewegung gibt es im Salzbachtal, unweit des Schachtes Bartensleben, wo eine Solquelle austritt. Diese Stelle ist heute durch die Halde des Schachtes verschüttet. In benachbarten Bohrungen wurde geogensalines Grundwasser bereits oberflächennah im Rhät (L3a) (Dp Mors 5Z4/90, 50B) und im Steinmergelkeuper (L6)(Schacht Hmt 25/-, Dp Mors 51C) angetroffen. Der Salzwasserquellaustritt stimmt gut mit dem salinaren Niveau in den Bohrungen überein. Im genannten Gebiet sind ganz offenbar die hydrogeologischen und hydraulischen Voraussetzungen für eine vertikale Strömung salzhaltigen Tiefenwassers realisiert, ohne daß die einzelnen Faktoren quantifiziert werden können:

- Das wirkliche Potential des salzhaltigen Tiefenwassers ist nicht explizit feststellbar, weil die aktuell meßbaren Potentiale in Dp Mors 51A, B, C durch die Schachtröhre (hydraulische Senke) sowohl im kmS als auch im kmSM abgesenkt sind. Nach den Ergebnissen hydraulischer Tests und GWM-Standrohrspiegelmessungen in den Bohrungen Dp Mors 52A und 55A bis C treten dort ebenfalls aufwärts gerichtete Gradienten auf.
- Die Kluftwegsamkeiten sind nicht näher definierbar. Wegen der für den kmS relativ geringen Salinität und den ähnlichen Konzentrationen im kmS und kmSM und auch wegen der gegebenen Lagerungsverhältnisse kann davon ausgegangen werden, daß über Kluftwegsamkeiten zwischen kmS, kmSM und ko hydraulische Verbindungen existieren, die letztlich zu dem konvektiven Aufdringen salzhaltiger Tiefenwasser führen.

Neben dem oberirdischen Austrag durch die Solquelle im Salzbachtal erfolgt im Umfeld ein unterirdischer salzhaltiger Grundwasserabstrom in die Allertalzone. Der oberirdische Austrag ist nur sehr grob abschätzbar, da der Austrittsort gegenwärtig nicht zugänglich ist. Der unterirdische Abstrom (Salzaustrag) ist anhand der gegebenen Datenlage nicht abschätzbar.

## 8. Anmerkungen zu den Modellrechnungen zur Grundwasserbewegung

Bearbeiter: U. Langkutsch

Das Grundwasser ist das entscheidende Medium für einen potentiellen Transport von Radionukliden in die Biosphäre. Berechnungen der Grundwasserbewegung im Deckgebirge über und neben der Salzstruktur sind Teil der Analyse zur Langzeitsicherheit des Endlagers. Modellberechnungen sind das geeignete Instrumentarium für die quantitative Bestimmung der großräumigen Grundwasserbewegung.

Erste orientierende Modellrechnungen erfolgten auf der Grundlage des hydrogeologischen Kenntnisstandes von 1993 (BALZER et al., 1993). Darin wurde der Modellrahmen für das Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck abgesteckt. Auf o.g. Informationsgrundlage wurde - bei enggefaßten Modellrändern parallel zur Allertalzone - bereits eine 3D-Modellierung der Grundwasserbewegung unter Süßwasserverhältnissen durchgeführt (COLENCO 1995a, 1995 b); zusätzlich erfolgte eine 2D-vertikale Modellierung unter Berücksichtigung variabler Dichte, d. h. der Salzwasserverhältnisse (COLENCO, 1995c, 1996). Diese Modellrechnungen können als phänomenologische Untersuchungen der verschiedenen hydrogeologischen Einflußfaktoren betrachtet werden. Ergebnisse dieser Rechnungen nahmen z.T. Einfluß auf die parallel laufenden Untersuchungsarbeiten Morsleben 1994/1995, z.B. dadurch, daß einige Bohrungen verteuft oder hydraulische Tests zusätzlich vorgesehen wurden.

Der Fachbericht Hydrogeologische Modellbildung (LANGKUTSCH et al, 1997) faßt den Bearbeitungs- bzw. Kenntnisstand der Auswertungen der neuen Untersuchungsarbeiten bezüglich der hydrogeologischen Modellbildung für das regionale Grundwassermodell zusammen. Gleichzeitig enthält er die hydrogeologischen Grundlagen für die Aktualisierung zweidimensionaler vertikaler Strömungsmodelle, die auf hydrogeologischen Schnitten fußen.

Die aktuelle hydrogeologische Modellbildung erforderte den Aufbau eines völlig neuen geohydraulischen Strukturmodells mit veränderten seitlichen Modellrändern. Das hydrogeologische Modell als regionales Grundwassermodell für die 3D-Modellierung wird durch folgende Berandungen und Randbedingungen beschrieben:

Die seitlichen, vertikalen Ränder werden durch die hydraulischen Grenzen des unterirdischen Einzugsgebietes der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck als denkbar weiteste Grenzen definiert. Es sind sowohl Wasserscheiden als auch orthogonal zu den Isopotentiallinien verlaufende Strombahnen (Referenzannahme: no flow)..



Das Modellgebiet in diesen Grenzen beträgt ca. 58 km<sup>2</sup>. Innerhalb dieses Rahmens sind die zu unterscheidenden hydrostratigraphischen Komplexe bezüglich ihrer Geometrie und ihrer hydraulischen Parameter definiert. Der untere Modellrand (hydraulisch undurchlässig) ist

- auf der Lappwaldscholle: die Untergrenze Schilfsandstein (= Obergrenze Unterer Gipskeuper)
- auf der Weferlinger Triasplatte: die Basis Mittlerer Buntsandstein
- in der Allertalzone mit beiden Randstörungsbereichen: die Basis Deckgebirge (einschließlich Hutgestein) über dem Zechsteinsalinar.

Die no-flow-Referenzannahme wird bei der Betrachtung von Auspreßszenarien später durch einen entsprechenden Quellterm am Salzspiegel verändert.

Der obere Modellrand kann entweder durch die Grundwasseroberfläche (Fixpotential, abgeleitet aus gemessenem Grundwasserspiegel bzw. aus Hydroisohypsenplan) definiert werden, oder nur als flächenhafte Infiltration (Grundwasserneubildung, abgeleitet aus berechneten langjährigen Mittelwerten) definiert werden.

Aus der hydrogeologischen Modellstruktur wird ein Finite-Element-Modell generiert. Im Zuge der Modellkalibrierung werden die von der BGR erarbeiteten geometrischen Beziehungen und hydraulischen Parameter auf Plausibilität geprüft und ggf. sinnvoll variiert.

Bei den 3D-Modellrechnungen kann der Einfluß der mit dem Salzgehalt variablen Dichte des Grundwassers auf das Strömungsfeld nicht berücksichtigt werden. Entsprechende, numerisch effiziente 3D-Programme befinden sich derzeit noch in der Entwicklung bzw. Erprobung und sind damit nicht Stand der Technik.

Für zweidimensionale Strömungsmodelle treten diese Einschränkungen nicht auf. Dagegen muß auf eine echte räumliche Nachbildung der hydrogeologischen Situation verzichtet werden. Die 2D-vertikalen Modelle werden auf hydrogeologische Schnittspuren gelegt, die vom no-flow-Modellrand auf der Lappwaldscholle durch die Allertalzone bis zum no-flow-Modellrand auf der Triasplatte und somit weitestgehend in Grundwasserströmungsrichtung verlaufen.

Die 2D-vertikalen Modellrechnungen dienen sowohl der Abschätzung der dichteabhängigen Grundwasserbewegung im allgemeinen als auch der Simulation von Szenarien (d.h. potentiellen Freisetzungswegen) für potentiell kontaminierte Salzlösungen im besonderen. Das in LANGKUTSCH et al. (1997) entwickelte und hier fortgeschriebene Hydrogeologische Modell ist auf die numerische Simulation der regionalen Grundwasserströmung ausgerichtet. Modellschnitte für spezielle Szenarien bedürfen einer der jeweiligen Aufgabenstellung entsprechenden Ausgestal-

tung, die auf der Grundlage des hier vorgelegten Berichts zur hydrogeologischen Standortbeschreibung vorgenommen werden kann.

## 9 Zusammenfassung

Der Bericht liefert eine Auswertung der seit 1994 durchgeführten umfangreichen Bohr- und Testarbeiten und berücksichtigt dabei die Ergebnisse früherer Erkundungen.

Er beschreibt den Endlagerstandort Morsleben nach Geographie, Klima und Vegetation bzw. Bodennutzung (Kapitel 2) und kennzeichnet die durchgeführten hydrogeologischen Untersuchungen nach Art, Umfang und Verwertbarkeit der Ergebnisse (Kapitel 3). Die Dokumentation der Untersuchungsergebnisse erfolgt vorwiegend in den anschließenden, thematisch gegliederten Kapiteln 4 bis 7.

Die *Grundwasserneubildung*, ein thematischer Schwerpunkt im Kapitel 4, wurde nach verschiedenen und auch voneinander unabhängigen Methoden bzw. Verfahren ermittelt. Die Ergebnisse stimmen unter Berücksichtigung methodischer Unterschiede und verschiedener Eingangsparameter gut miteinander überein (Tab. 4.9).

Die *Oberflächenwässer* im Untersuchungsgebiet sind geprägt durch Zutritte von NaCl-Wässern aus Salzauslaugungsprozessen sowie von CaSO<sub>4</sub>-Wässern aus Gips-Lösungsprozessen. Aus der Chloridbilanz für das Einzugsgebiet der Aller im Flußabschnitt zwischen Alleringersleben und Schwanefeld wurde näherungsweise der subsrosionsbedingte Anteil der Chloridfracht der Aller als der summarische Eintrag von der Allertal-Struktur, der Lappwaldscholle und der Weferlinger Triasplatte ermittelt (Tab. 4.18).

Die den geologischen Gegebenheiten entsprechende Beschreibung der *hydrogeologischen Baueinheiten* widerspiegelt sowohl die Strukturstockwerke Subsalinar, Zechsteinsalinar sowie Deck- und Nebengebirge, als auch die struktureologische Unterteilung des letzteren in Lappwald-Scholle, Allertalzone und Weferlinger Triasplatte. Für jede dieser drei Strukturen gilt eine spezifische hydrostratigraphische Gliederung. Die *geohydraulische Charakterisierung* der 31 hydrostratigraphischen Einheiten basiert auf Auswertungen von hydraulischen Tests, Laboruntersuchungen, geophysikalischen Messungen und auf Literaturvergleichswerten und mündet in zusammenfassende Übersichten, die die hydrogeologischen Modelleinheiten für Berechnungen zur Grundwasserbewegung mit den zugewiesenen hydraulischen Parametern darstellen (Kapitel 5, Tab. 5.14).

Die *Grundwasserbeschaffenheit* (Kapitel 6), die durch hydrochemische Analysen für insgesamt 21 hydrostratigraphische Einheiten (Modelleinheiten) belegt werden kann, stellt sich als recht wechselhaft dar. Konzentrations-Tiefen-Abhängigkeiten sind in jeder Modelleinheit unterschiedlich stark ausgeprägt. Teufe-Dichte-Beziehungen für die verschiedenen Bohrlokationen vermitteln ein Bild von der Vielfalt und Kompliziertheit der Dichteverteilungsprofile. Durchweg gering mineralisierte Süßwässer findet man vor allem im Jura und Rhät auf der Lappwald-Scholle, während dort Steinmergelkeuper und Schilfsandstein meist Brack- und Salzwässer führen. Auf der Weferlinger Triasplatte führen die höherliegenden Schichten (insbesondere Oberer Buntsandstein) Süß- und Brackwässer, die tieferen (Mittlerer und Unterer Buntsandstein) dagegen Brack- und Salzwässer. In der Allertalzone sind die Grundwässer des Quartärs gering mineralisiert, während sich in den Kreidesanden mit zunehmender Teufe ein Wechsel zu Brack- und Salzwässern vollzieht. In verkarsteten Toplagen des Hutgesteins treten verschiedenartige Brack- und Salzwassertypen auf; in einer speziellen Hutgesteinsausbildung, die auch eine bedingt durchlässige Modelleinheit innerhalb des Hutgesteins darstellt, tritt Salzwasser oder Sole auf; bei den isolierten Vorkommen an der Hutgesteinsbasis handelt es sich immer um hoch konzentrierte Na-Cl-Solen.

Die Beschreibung der *Grundwasserbewegung* stützt sich auf Beobachtungsergebnisse in Grundwassermeßstellen der Süß- und Brackwässer des Aquifersystems (Kapitel 7). Die hierzu vorliegenden Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen belegen, daß das durch die Filterstrecken erfaßte hydraulische System den natürlichen Wasserkreislauf repräsentiert. Der erstellte Hydroisohypsenplan entspricht danach etwa den längerfristigen mittleren Abflußverhältnissen.

Aus den Ganglinien der Standrohrspiegelhöhen können nur in Einzelfällen Rückschlüsse auf konkrete grundwasserhydraulische Zusammenhänge zwischen unterschiedlichen Schichten gezogen werden.

Ungeachtet dessen ist eine vertrauenswürdige Beschreibung der Grundwasserbewegung möglich (Kapitel 7.4). Sie stellt für das regionale hydrogeologische Modell und dessen schematisierte Struktur eine adäquate Arbeitsgrundlage dar, die auch Rückschlüsse auf das Vorkommen und die Bewegung salzhaltigen Tiefengrundwassers, z.B. im Schilfsandstein der Lappwald-Scholle, zuläßt (Kapitel 7.5).

Die Darstellung der Beschaffenheit und der Bewegung des Grundwassers konzentriert sich auf Aspekte, die zur Bewertung seines großflächigen Strömungsverhaltens am Endlagerstandort geeignet sind. Der Bericht schließt mit entsprechenden Anmerkungen im Hinblick auf die Modellrechnungen zur Grundwasserbewegung.

**BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN  
UND ROHSTOFFE**

Im Auftrag

Projektleiter:



(Dr. M. Wallner)  
- Wiss. Direktor -

Abteilungsleiter B1:



(Dr. H. Vierhuff)  
- Direktor und Professor -

Arbeitspaketleiter/Sachbearbeiter:



(U. Langkutsch)  
-Wiss. Angestellter -

Sachbearbeiter:



(H. Käbel)  
- Wiss. Angestellter -



(G. Schwamm)  
- Wiss. Angestellter -

gez. Margane  
(Dr. A. Margane)  
- Wiss. Angestellter -

## 10 Literaturverzeichnis

- ALBRECHT, H. & BURCHARDT, I. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung von Trias und Jura. - BGR, Archiv-Nr. 116621, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- AK GRUNDWASSERNEUBILDUNG DER FH-DGG (1977) : Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. - Geol.Jb., C 19, 98 S.; Hannover.
- BAGROV, N.A. (1953): Über den vieljährigen Durchschnittswert der Verdunstung von der Oberfläche des Festlandes. - Met. i. Gidrol. 10, S. 20-25 (russ.)
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1996): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland – Teil 17; Strukturübersicht, Lage der geologischen Schnitte 1 : 500 000. – 1 Bl.; Hannover.
- BALZER, D., KÄBEL, H. LANGKUTSCH, U. LOTSCH, D., TESSIN, R & ZIERMANN, H. (1993): Projekt Morsleben, Grundlagen zur hydrogeologischen Modellbildung. - BGR, Archiv-Nr. 111002, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- BALZER, D. (1996a): Projekt Morsleben, Geologische Feldaufnahmen des Hutgesteins der Bohrungen Dp Mors xx/94-95. - BGR, Archiv-Nr. 114650, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- BALZER, D. (1996b): Projekt Morsleben, Geologische Feldaufnahmen des Hutgesteins der Bohrungen Dp Mors xx/88-90. - BGR, Archiv-Nr. 115453, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- BALZER, D. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Bearbeitung des Hutgesteins. - BGR, Archiv-Nr. 116622, Berlin [Unveröff.].
- BANDLOWA, T. (1992): Erdgasführung im Rotliegenden der Allertalzone und der angrenzenden Gebiete der Subherzynen Senke. - BGR, Archiv-Nr. 110335, Berlin [Unveröff.].
- BARTELS, U. & KUHR, C. (1996): Übertägige Standorterkundung Morsleben, Abschlußberichte geophysikalische Bohrlochmessungen (Bohrungsberichte). - Western Atlas International Inc./Atlas Wireline Services. Erstellt im Auftrag von Golder Associates GmbH für das Bundesamt für Strahlenschutz, Celle [Unveröff.].

- BEST, G. (1997): Projekt Morsleben, Reflexionsseismische Untersuchungen - Begleitung und Auswertung. - BGR, Archiv-Nr. 115984, Hannover [Unveröff.].
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve. - Wasserwirtschaft -Wassertechnik 6, Heft 11.
- BfG (1993): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1992. - Projekt 9M, PSP-Element 21620010, BfG-Bericht-Nr. 0784, Koblenz [Unveröff.].
- BfG (1994): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1993. - Projekt 9M, PSP-Element 21620010, BfG-Bericht-Nr. 0865, Koblenz [Unveröff.].
- BfG (1995): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1994. - Projekt 9M, PSP-Element 21620010, BfG-Bericht-Nr. 0928, Koblenz [Unveröff.].
- BfG (1996a): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1995. - Projekt 9M, PSP-Element 21620010, BfG-Bericht-Nr. 0987, Koblenz [Unveröff.].
- BfG (1996b): Jährliche Niederschlagshöhen (im oberirdischen Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen), Mittel 1971-1994. - [frdl. Mitteilung Dr. Mülders/BfG], Karte im Maßstab 1:25.000, Koblenz.
- BfG (1997a): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Wasserhaushaltsbericht 1995. - Projekt 9M, PSP-Element 21620010, Koblenz [Unveröff.].
- BfG (1997b): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben - Jahresbericht 1996. - Projekt 9M, PSP-Element 21620010, Koblenz [Unveröff.].
- BRP CONSULT UND WALTER & PARTNER (1998): Projekt Morsleben - Erfassung der Grundwasserentnahmen und Einleitungen in Vorfluter. - Gutachten erstellt im Auftrag des BfS, 65 S.; Erkerode [Unveröff.].
- BURCHARDT, I. (1998): Geologische Bearbeitung von Trias und Jura mit Erarbeitung einer Karte ohne kretazische und jüngere Bildungen. - Geologische Forschung und Erkundung (GFE) GmbH Halle. In ALBRECHT, H. & BURCHARDT, I. (1998), BGR, Archiv-Nr. 116621, Berlin/Hannover, [Unveröff.].

- COLENCO, (EHRMINGER et al.) 1995a: Endlager Morsleben. 3D-Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Süßwasserverhältnissen. Modellaufbau und Rechenfall R10. - COLENCO, erstellt im Auftrag des BfS, Colenco-Berichts-Nr. 3875/4, CH-Baden [Unveröff.].
- COLENCO, (EHRMINGER et al.) 1995b: Endlager Morsleben. 3D-Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Süßwasserverhältnissen. Modellvarianten und Rechenfälle R12-R25. - COLENCO, erstellt im Auftrag des BfS, Colenco-Berichts-Nr. 3875/15, CH-Baden [Unveröff.].
- COLENCO, (EHRMINGER et al.) 1995c: Endlager Morsleben. 2D-vertikale Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Salzwasserverhältnissen. Modellaufbau und Rechenfälle R01, R02. - COLENCO, erstellt im Auftrag des BfS, Colenco-Berichts-Nr. 3875/25, CH-Baden [Unveröff.].
- COLENCO, (EHRMINGER et al.) 1996: Endlager Morsleben. 2D-vertikale Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Salzwasserverhältnissen. Modellvarianten und Rechenfälle R03-R010. - COLENCO, erstellt im Auftrag des BfS, Colenco-Berichts-Nr. 3875/28, CH-Baden [Unveröff.].
- DAVIS, S.N. & DE WIEST, J. (1967): Hydrogeology. - New York / London.
- DBE (1990 - 1996): Jahresberichte zur Betriebssicherheit. - Morsleben [Unveröff.].
- DBE (1996a): Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1993. - Projekt 9M, PSP-Element 21225031, Peine [Unveröff.].
- DBE (1996b): Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1994. - Projekt 9M, PSP-Element 21225031, Peine [Unveröff.].
- DBE (1996c): Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1995. - Projekt 9M, PSP-Element 21225031, Peine [Unveröff.].
- DBE (1997a): Jahresbericht Hydrologie und Hydrogeologie 1996. - Projekt 9M, PSP-Element 21225031, Peine [Unveröff.].
- DBE (1997b): Tagesanlagen Marie, Bestandsplan. - Karte im Maßstab 1 : 500, DBE-Archiv-Nr. 9M/GB/RX/0015/07, Morsleben.

- DBE (1997c): Bericht über die Entwicklung der Lösungszutritte in der Schachtröhre der Grube Bartensleben, ERA Morsleben, für den Zeitraum vom 01.07.96 bis 01.12.96. - DBE-Archiv-Nr. 9M/YES01/H/BZ/0007/00, Morsleben [Unveröff.].
- DBE (1997d): Bericht über die Entwicklung der Lösungszutritte in der Schachtröhre der Grube Marie, ERA Morsleben, für den Zeitraum vom 01.07.96 bis 01.12.96. - DBE-Archiv-Nr. 9M/ YES01/H/BZ/0005/00, Morsleben [Unveröff.].
- DELAKOWITZ, B. (1996): Bestimmung von Grundwasserströmungsgeschwindigkeit und -richtung mittels radiometrischer Einbohrlochmethode. - Bericht erstellt im Auftrag des BfS, Moosach [Unveröff.].
- DEMUTH, S. (1993) : Untersuchung zum Niedrigwasser in West-Europa. - Freiburger Schriften zur Hydrologie, 1, 205 S, 44 Abb., 33 Tab.; Freiburg i.Br..
- DIN 18123: Bestimmung der Korngrößenverteilung. Ausgabe 4/83.
- DIN 18130: Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwertes - Laborversuche, Teil 1, Ausgabe 11/89.
- DIN 4049-3 (1994): Hydrologie - Teil 3, Begriffe zur quantitativen Hydrologie.
- DIN 4188: Drahtsiebböden für Analysensiebe. Ausgabe 10/77.
- DIN 521102: Prüfung von Natursteinen und Gesteinskörnungen; Bestimmung von Dichte, Trockenrohddichte, Dichtigkeitsgrad und Gesamtporosität. Ausgabe 8/88.
- DIN 66111: Sedimentationsanalyse. Ausgabe 2/89.
- DIN 66133: Bestimmung der Porenvolumenverteilung und der spezifischen Oberfläche von Feststoffen durch Quecksilberintrusion. Ausgabe 6/93.
- DIN 66165: Teil 1 und 2. Siebanalyse.



- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. - Merkbl.z.Wasserwirtschaft, 238, 135 S.; Bonn (Wirtschafts- und Verlagsges.).
- EBEL, K.; EHRHARDT, K.; GOTTE, W.; HEISSLER, H.; KOOPER, B.; LIEFHOLD, M.; MICHALZIK, A.; OSTEN, R. v.D.; RÖSEL, H. & STORCK, G.-H. (1997): 100 Jahre Schacht Marie, Salzbergbau im oberen Allertal. - Wefensleben. [Hrsg. Knappenverein oberes Allertal].
- FRICKE, S. & VOLKMAR, E. (1995): Projekt Morsleben, Sicherung und Auswertung bohrlochgeophysikalischer Daten aus dem Bohrprogramm 1988-1990, Bohrungskurzberichte. - Gesellschaft für bohrlochgeophysikalische und geoökologische Messungen (BLM) mbH. Erstellt im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz, Storkow, [Unveröff.].
- GELLERMANN, R.; HEBERT, D.; RADKE, S. & REMUS, W. (1991): Isotopenhydrologische Untersuchungen am Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben. - Isotopenpraxis **27**, 4, 178-184.
- GFE (1997): Ermittlung der boden- und nutzungsspezifischen Jahreswerte der Grundwasserneubildung im Raum des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben. - Gutachten erstellt im Auftrag des BfS, 49 S., 15 Anl., BGR-Archiv-Nr. 2026174, Halle [Unveröff.].
- GIESSEL & PAUL(1982): Technische Dokumentation zur Halde Marie in der Gemeinde Beendorf. - 4S., DBE-Archiv-Nr. 9M/02ZZS/G/BZ/0001/00, Magdeburg [Unveröff.].
- GLUGLA, G.; ENDERLEIN, R. & EYRICH, A. (1977): Das Programm RASTER - ein effektives Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung im Lockergestein. - Wasserwirtsch.Wassertechnik, 26, 11, S. 377-382, Berlin.
- GLUGLA, G.; EYRICH, A.; KÖNIG, B.; SUR, S. & FÜRTIG (1988): Methodik und CAD-Arbeitsplatz für die GW-Dargebotsermittlung nach Menge und Beschaffenheit (Nitrat) für den Lockergesteinsbereich - Teilbericht 2. - Wasserwirtschaftsdirektion Berlin, Inst. f. Wasserwirtschaft, 17 S., Berlin.
- GLUGLA, G. & KÖNIG, B. (1989): Der mikrorechnergestützte Arbeitsplatz Grundwasserdargebot. - Wasserwirtschaft-Wassertechnik, 39 (8), 178-181.
- GLUGLA, G. & TIEMER, K. (1971): Ein verbessertes Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung. - Wasserwirtsch.Wassertechnik, 21, 10, S. 349-353; Berlin.

- GOLDER ASSOCIATES (1995-1996): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Technische Abschlußberichte. - Golder Associates GmbH (Lokationsberichte). Erstellt im Auftrag des BfS. Celle [Unveröff.].
- GOLDER ASSOCIATES (1996-1997a): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Abschlußberichte Dokumentation GWM. - Golder Associates GmbH (Lokationsberichte). Erstellt im Auftrag des BfS. Celle [Unveröff.].
- GOLDER ASSOCIATES (1996-1997b): Übertägige Standorterkundung ERA Morsleben, Bohrlochberichte hydraulisches Testing. - Golder Associates GmbH (Lokationsberichte). Erstellt im Auftrag des BfS. Celle [Unveröff.].
- HENNINGS, V. (Koordinator; 1994): Methodendokumentation Bodenkunde. - Geol.Jb., 31, 242 S.; Stuttgart (Schweitzerbart'sche Verlagsbuchh.).
- HERRMANN, A.G. (1992 bis 1997): Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM). Lösungszuflüsse in den Grubenfeldern Marie und Bartensleben: Stoffbestand, Herkunft, Entstehung. Dokumentationen für 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996. - Erstellt im Auftrag des BfS. TU Clausthal [Unveröff.].
- HÖLTING, B. (1989): Hydrogeologie
- JORDAN, H. & RÖHLING, H.-G. (1997): Kartierbericht Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Blatt Nr. 3732 Helmstedt, niedersächsischer Anteil. - NLFb, Archiv-Nr. 114464, Hannover [Unveröff.].
- JUNG, R. (1998): Projekt Morsleben. Ergebnisse und Bewertung des hydraulischen Testprogramms 1994-1995. - BGR, Archiv-Nr. 117002, Hannover [Unveröff.].
- KdT (1980): KdT-Empfehlung zur Ermittlung der Grundwasserneubildung. - WTI-Sonderheft 5/81, 87 S., 3 Anlagen; Berlin.
- KÄBEL, H. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Gesamtbewertung der Lösungszutritte in den Gruben Bartensleben und Marie. - BGR, Archiv-Nr. 116678, Berlin [Unveröff.].

- KÄBEL, H.; LOTSCH, D.; PUTSCHER, S.; REMUS, W.; SÖLLIG, A.; TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987 a): Geowissenschaftliche Analyse zur Endlagerung radioaktiver Abfälle. Geologische und hydrogeologische Verhältnisse in der weiteren Umgebung des Endlagerstandortes Morsleben. - Zentrales Geologisches Institut Berlin. BGR, Archiv-Nr. 4105217, Berlin [Unveröff.].
- KÄBEL, H.; LOTSCH, D.; PUTSCHER, S.; REMUS, W.; SÖLLIG, A.; TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987 b): Dokumentationsband 1 - zur geowissenschaftlichen Analyse ERAM 1987. Dokumentation zum Bohrprogramm ERA Morsleben 1983-1985. - Zentrales Geologisches Institut Berlin. BGR, Archiv-Nr. 4105219, Berlin [Unveröff.].
- KÄBEL, H.; LOTSCH, D.; PUTSCHER, S.; REMUS, W.; SÖLLIG, A.; TESSIN, R. & ZIERMANN, H. (1987 c): Dokumentationsband 2 - zur geowissenschaftlichen Analyse ERAM 1987. Schichtenverzeichnisse von Bohrungen der Meßtischblätter 3732 Helmstedt, 3733 Erxleben, 3832 Hötensleben, 3833 Seehausen. - Zentrales Geologisches Institut Berlin. BGR, Archiv-Nr. 4105219, Berlin [Unveröff.].
- KANTOR, W. (1996): Hydrochemische Grundwasseranalysen Morsleben. Dokumentation: Zwischenbericht April 1994 - Dezember 1995. - BGR, Archiv-Nr. 11 4984, Hannover [Unveröff.].
- KANTOR, W. (1997a): Hydrochemische Grundwasseranalysen Morsleben. Dokumentation: Zwischenbericht Januar 1996 - Dezember 1996. - BGR, Archiv-Nr. 115774, Hannover [Unveröff.].
- KANTOR, W. (1997b): Hydrochemische Grundwasseranalysen Morsleben. Dokumentation der Grundwasseranalysen 1997 und Endbericht zu den Beprobungs- und laboranalytischen Arbeiten 1992-1997. - BGR, Archiv-Nr. 116375, Hannover [Unveröff.].
- KANTOR, W. & WIPPERMANN, T. (1994): Hydrochemische Grundwasseranalysen Morsleben. Dokumentation: Zwischenbericht November 1992 - März 1994. - Hannover [Unveröff.].
- KELLER, R.; DE HAAR, U. & RICHTER, W. (Hrsg.; 1978): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. - Karten und Erl., 68 Ktn.; Boppard.

- KILLE (1970): Das Verfahren MoMnQ - Ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen mittleren Niedrigwasserabflüsse. - Z.d.t.geol.Ges., Sonderh. Hydrogeol., S. 89-95; Hannover.
- KLOSKA, M. (1998): ERA Morsleben. Neuauswertung von Testdaten aus dem Erkundungsprogramm 1988-90. - Abschlußbericht. Erstellt im Auftrag des BfS, Braunschweig [Unveröff.].
- KLUTH-OLSZEWSKI (1945): Untersuchung des Wassers. - Springer Verlag, Berlin.
- LANGGUTH, H.R. & VOIGT, E. (1980): Hydrogeologische Methoden. - Berlin 1980.
- LANGKUTSCH, U., KÄBEL, H., OSTIN, M. & SCHWAMM, G. (1997): Projekt Morsleben, Hydrogeologische Modellbildung. - BGR, Archiv-Nr. 116079, Berlin/Hannover, [Unveröff.].
- LAUTERBACH, M. (1992): Geohydraulische Untersuchungen mittels Gestängetest am Standort des Endlagers Morsleben. - IHU Stendal. Erstellt im Auftrag des ZGI bzw. der UWG Berlin für die DBE, Berlin [Unveröff.].
- LERNER, D.N.; ISSAR, A.S. & SIMMERS, I. (1990) : Groundwater Recharge. - IAH Int. Contrib. Hydrogeol., 8, 345 S.; Hannover (Vlg. H. Heise).
- LIPPMANN, J., OSENBRÜCK, K. & SONNTAG, C. (1996): Edelgasuntersuchungen an Porenwässern und Untersuchungen zum Salinitätsprofil. - Universität Heidelberg. Bericht. Erstellt im Auftrag des BfS, Heidelberg [Unveröff.].
- LÖFFLER, J. (1962): Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins der Deutschen Demokratischen Republik. Teil III Sachsen-Anhalt. - Freib. Forschungshefte C97/III, Akademie-Verlag Berlin, 347 s., 135 Abb., 89 Tab.
- LOTSCH, D. (1998a): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär. - BGR, Archiv-Nr. 116620, Berlin/Hannover, [Unveröff.].
- LOTSCH, D. (1998b): Projekt Morsleben, Geologische Schichtenverzeichnisse der Bohrungen Dp Mors xx/94-95 und Dp Mors xx/88-90. - BGR, Archiv-Nr. 116625, Berlin/Hannover, [Unveröff.].

- MALLET & PASQUANT, C. (1954): Erdstaudämme. - Verlag Technik, Berlin.
- MATTHES, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. - Lehrbuch der Hydrogeologie, 2, 498 S., 139 Abb., 116 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MEYER, H.-P. (1998): Projekt Morsleben. Hydrogeologische Auswertung der Zeitreihen der Standardrohrspiegelhöhen. - WERSCHKE GmbH, Oldenburg. BGR-Archiv-Nr. 2026242, Berlin [Unveröff.].
- MÜLLER, U.; DEGEN, C. & JÜRGING, C. (1992): Dokumentation zur Methodenbank des FIS Boden. - NLFb, Technische Berichte zum NIBIS, 3; Hannover, Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchh.).
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers ( $A_0L$ ) und die Trockenwetterabflüsse (TWL). - Wasserwirtschaft (Sonderheft); Stuttgart.
- NATUR- UND HEIMATFREUNDE WALBECK (1994): Heimatgrüße aus Walbeck. - Dorfchronik, 157 S.; Walbeck.
- OSENBRÜCK, K. (1996): Alter und Dynamik tiefer Grundwässer. Eine neue Methode zur Analyse der Edelgase im Porenwasser von Gesteinen. - Inaugural-Dissertation, Uni HD.
- REMPEL, E. (1993): Paläogeographische Analyse und KW-Führung des basalen Zechsteins in der Subherzynen Senke. - BGR, Archiv-Nr. 111891, Berlin [Unveröff.].
- REMUS, W. et al. (1990): Zwischenergebnisse der geologischen Erkundung des Endlagers Morsleben von 1988-1990. - UWG Berlin. BGR-Archiv-Nr. 2026239, Berlin [Unveröff.].
- RENGER, M. & STREBEL, O. (1980): Jährliche Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von Bodennutzung und Bodeneigenschaften. - Wasser und Boden, 32, 262-366.
- RENGER, O.; WESSOLEK, G.; KÖNIG, R.; FAHRENHORST, C.; SWARTJES, F. & KASHANIAN, B. (1990) : Modelle zur Ermittlung und Bewertung von Wasserhaushalt, Stoffdynamik und Schadstoffbelastbarkeit in Abhängigkeit von Klima, Bodeneigenschaften und Nutzung. - Endbericht zum BMFT-Projekt 0374343, Univ. Berlin, Inst.f.Ökol., FB Bodenk; Berlin.

- RÖTTGER, B., FLUCHE, B., VOSS, W., REHLI, H. J. (1992): Elektromagnetische Messungen mittels Hubschrauber im Umfeld des ERA Morsleben. - BGR, ARchiv-Nr. 109 870, Hannover [Unveröff.].
- SCHILDKNECHT, F. (1997): Projekt Morsleben. Direkte Messungen von Porenwasserdrücken in Grundwassermeßstellen. - BGR-Archiv-Nr. 116498, Hannover [Unveröff.].
- SCHILDKNECHT, F. (1998): Ermittlung der Porenwasserdichte aus geophysikalischen Bohrlochmessungen. - BGR-Archiv-Nr. 117043, Hannover [Unveröff.].
- SCHMIERER (1914): Geologische Karte 1:25.000, Blatt 3732 Helmstedt. - Geol.Kt.m.Erl., Königl.Preuß.Geol.Landesanst.; Berlin.
- SCHRADER, K.H. (1956): Abschlußbericht über geologische Untersuchungsarbeiten auf Erdöl im Salzbergwerk Marie bei Beendorf (Untertagebohrung Marie U1). - BGR, Archiv-Nr. 2007331, Berlin [Unveröff.]
- SIMMERS, I. (1987): Estimation of Natural Groundwater Recharge. - NATO-ASI Series, C 222, 510 S.; Dordrecht (Reidel Publ.Comp.).
- SONNTAG, C. (1999): Interpretation der Isotopen-, Edelgas- und Salinitätsuntersuchungen an Grundwasserproben und am Porenwasser in frischen Bohrkernproben aus dem hydrogeologischen Untersuchungsgebiet des ERA Morsleben. - Bericht. Erstellt im Auftrag des BfS, Heidelberg [Unveröff.].
- StAU (1997): Grundwasserentnahmen und Einleitungen im Ohre- und Bördekreis. - Schr.Mitt., Auszug aus dem Wasserbuch des Landes Sachsen-Anhalt; Magdeburg. BGR, Archiv-Nr. 2026241, Berlin [Unveröff.].
- STIER-FRIEDLAND, G. & RANFT, M. (1995): Vorkommen salinärer Lösungen in den Grubenfeldern Marie und Bartensleben des ERA Morsleben. Lösungskataster. - BfS, Braunschweig/Salzgitter [Unveröff.].
- STORK, G.-H. (1998): ERA Morsleben, Geologische Standortbeschreibung. - BGR, Archiv-Nr. 116747, Hannover [Unveröff.].

- STRAHL, J. (1994): ERA Morsleben, Zusammenfassender Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung von 20 Bohrungen aus dem Erkundungsprogramm Endlager Morsleben. - BGR, Archiv-Nr. 116367, Berlin/Hannover [Unveröff.].
- SYMBOLSCHLÜSSEL GEOLOGIE (1991): Symbole für die Dokumentation und automatische Datenverarbeitung geologischer Feld- und Aufschlußdaten. - Hrsg. NLfB Hannover, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- THIERBACH, R., SCHURICHT, R. & BEHLAU, J. (1997): EMR-Messungen im Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM). - BGR-Bericht, Archiv-Nr. 11 63 73, Hannover.
- UWG (1996): Dokumentationsbericht zur Durchführung von Dünnschliffuntersuchungen. - UWG Berlin. BGR, Archiv-Nr. 2026243, Berlin [Unveröff.].
- VOIGT, E. (1996 bis 1997): Projekt Morsleben, Struktur und Kluftauswertung basierend auf den CBIL-Imagedaten von Bohrungen Dp Mors xx/94-95. - Western Atlas Logging Service (WALS) / Atlas Geosciences. Erstellt im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz. London [Unveröff.].
- VOIGT, E. (1997): Zusammenfassender Abschlußbericht der Struktur- und Kluftauswertung der CBIL-Imagedaten des Projektes Morsleben. - Western Atlas Logging Service / Atlas Geoscience. Erstellt im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz. London / Den Helder [Unveröff.].
- VE KOMBINAT KKW BRUNO LEUSCHNER (1978 - 1989): Jahresberichte zur Betriebssicherheit im VE Kombinat Kernkraftwerke „Bruno Leuschner“, Betriebsteil Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben. - Morsleben [Unveröff.].
- WASSERWIRTSCHAFTSDIREKTION BERLIN (1988): Anwenderdokumentation zum Rechnergestützten Arbeitsplatz „GRUNDWASSER-Dargebot“ Version 3.0. - Programmhandbuch, Institut für Wasserwirtschaft, Fachdirektorat Informatik Wasserbewirtschaftung, Abt. Wasserdargebot/Grundwasser, 19 S.; Berlin.
- WESSOLEK, G.; RENGER, M.; FACKLAM, M. & STREBEL, O. (1985a): Einfluß von Standortnutzungsänderungen auf die Grundwasserneubildung. - Z.dt.geol.Ges., 136, S. 357-364; Hannover.

- WESSOLEK, G.; RENGER, M.; STREBEL, O. & SPONAGEL, H. (1985b): Einfluß von Boden und Grundwasserflurabstand auf die jährliche Grundwasserneubildung unter Acker, Grünland und Nadelwald. - Z.f.Kulturtechnik u.Flurbereinigung, 26, 3, S. 130-137; Berlin (Parey).
- WIEGERS (1916): Geologische Karte 1:25.000, Blatt 3733 Erxleben. - Geol.Kt.m.Erl., Königl.Preuß.Geol.Landesanst.; Berlin.
- WUNDT, W. (1953): Gewässerkunde.- 320 S.; Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer Vlg.).
- ZIERMANN, H., HEDERICH, N. & ZWIRNER, R. (1998): Projekt Morsleben, Geologische Bearbeitung des Quartärs. - BGR, Archiv-Nr. 116619 [Unveröff.].
- ZINNER, J. (1997): Schätzung der elektrischen Leitfähigkeit und der Dichte eines Wassers aus den Stoffkonzentrationen. - BGR, ARchiv-Nr. 115975, Hannover [Unveröff.].



## 11 Abkürzungsverzeichnis

$A_{gw}$	Zu- oder Abstrom von Grundwasser
$A_d$	Direktabfluß
$A_o$	oberirdischer Abfluß
$A_u$	grundwasserbürtiger Abfluß, Grundwasserneubildung
AP	Arbeitspaket
$A_z$	Zwischenabfluß
ARGE	Arbeitsgemeinschaft (Bohrarbeiten Morsleben)
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
BfS	Bundesamt für Strahlenschutz, Salzgitter
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BLM	Bohrlochgeophysikalische Messung
CBIL	Circumferential Borehole Imaging Log (Bohrlochfernsehen)
C; $C_o$	Konzentration eines Inhaltsstoffes
CLW	Chemisches Labor Weßling
CPE	Colenco Power Engineering AG
DBE	Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern GmbH, Peine
2D; 3D	zweidimensional, dreidimensional
DF	Durchflußmessung
Dp Mors	Deponie-Erkundungsbohrung Morsleben
DST	Drill-Stem-Test (Gestängetest)
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.
DWD	Deutscher Wetterdienst
E	Einleitungen
ERAM	Endlager radioaktiver Abfälle Morsleben
EZG	Einzugsgebiet
$EZG_u$	unterirdisches Einzugsgebiet
$EZG_u$ -ALL_WAL	unterirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck
$EZG_u$ -ALL_SCH	unterirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld
$EZG_u$ -ALL_WEF	unterirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen
$EZG_o$	oberirdisches Einzugsgebiet

EZG <sub>0</sub> -ALL_WAL	oberirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck
EZG <sub>0</sub> -ALL_SCH	oberirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und südlich Schwanefeld
EZG <sub>0</sub> -ALL_WEF	oberirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen
Fa.	Firma
FCON	Fluid Conductivity (Salinitätsmessung)
FH-DGG	Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft
GFE	Geologische Forschung und Erkundung GmbH, Halle
Golder	Golder Associates, Celle
GOK	Geländeoberkante
GSF	Gesellschaft für Strahlenforschung
GSM	geohydraulisches Simulationsmodell
GW	Grundwasser
GWD	Computer-Programm „GRUNDWASSERDARGEBOT“ zur Berechnung der Grundwasserneubildung
GWE	Grundwasserentnahme
GWL	Grundwasserleiter
GWM	Grundwassermeßstelle(n)
GWN	Grundwasserneubildungsrate
GWN <sub>A</sub>	Grundwasserneubildungsrate für Ackerflächen
GWN <sub>G</sub>	Grundwasserneubildungsrate für Grünlandflächen
GWN <sub>N</sub>	Grundwasserneubildungsrate für Nadelwaldflächen
GWN <sub>W</sub>	Grundwasserneubildungsrate für Mischwaldflächen
HGM	Hydrogeologisches Modell
Hy Beo	hydrogeologische Bohrung Beendorf
Hy Hmt	hydrogeologische Bohrung Helmstedt
Hy Mors	hydrogeologische Bohrung Morsleben
IHU	Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH, Stendal
K	Permeabilität [m <sup>2</sup> ]
kf	Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]
Kb Mors	Kartierungsbohrung Morsleben
KdT	Kammer der Technik
KM	Kernmarsch
KPV	Kurzpumpversuch

LF	Leitfähigkeit (des Grundwassers); Salinität
MAWAG	Magdeburger Wasserversorgungs AG, Magdeburg
MNQ	mittlerer Niedrigwasserabfluß, Mittelwert der jährlichen Niedrigwasserabflüsse in einer vorgegebenen Zeitperiode
MQ	Mittelwasserabfluß in einer vorgegebenen Zeitperiode
MoMNQ	mittlerer monatlicher Niedrigwasserabfluß in einer vorgegebenen Zeitperiode
MoNQ	monatlicher Niedrigwasserabfluß, niedrigster Abflußwert im Monat
N	Niederschlag
NN	Normaler Nullpunkt (Pegel Amsterdam)
ne	effektive Porosität; Nutzporosität [%]
$N_0$	korrigierter Niederschlag (bodengleich)
$N_1$	unkorrigierter Niederschlag (in 1 m Höhe; Stationsdaten)
$N_{so}$	Sommerniederschlag (1.4. - 30.9.)
$N_{wi}$	Winterniederschlag (1.10. - 31.3.)
NASIM	Computer-Programm zur Niederschlags-Abfluß-Simulation
NQ	Niedrigwasserabfluß, niedrigster gemessener Abfluß in einer vorgegebenen Zeitperiode
OW	Oberflächenwasser
PS	Pegelschreiber
PSR	Druckbeobachtungsphase zum Testbeginn
q	Filtergeschwindigkeit
R	Abflußhöhe (unterirdischer Abfluß + Zwischenabfluß)
R; $R_i$	Strömungsrichtung
RKS	Rammkernsondierung
RU	unterirdischer Abfluß; entspricht $A_u$ , Grundwasserneubildung
RW	Förderphase mit konstanter Rate beim hydraulischen Test
SLV	Salzlösungsvorkommen
$\Delta S_{gw}$	Vorratsänderung im Grundwasser
StAU	Staatliches Amt für Umwelt, Magdeburg
T	Transmissibilität [ $m^2/s$ ]
TK25	Topographische Karte, Maßstab 1:25 000
TWM	Trinkwasserversorgungs Magdeburg GmbH
U	Ungleichförmigkeitsgrad (der Kornverteilung)
Uni GÖ	Universität Göttingen
Uni HD	Universität Heidelberg

UWM	Unterswassermotorpumpe
$V_a$	aktuelle Verdunstung
$V_p$	potentielle Verdunstung
VEKOS	Computer-Programm zur Berechnung der Verdunstung (Verdunstungskomponentensystem)
WS	Frischwasserspiegel, m NN
$W_{pn}$	pflanzenverfügbares Bodenwasser
WW	Wasserwerk
Z	Zuleitungen
ZGI	Zentrales Geologisches Institut Berlin (bis 1990)
$\rho$	Grundwasserdichte

Hinweise:

Stratigraphische und petrographische Abkürzungen entsprechen dem SYMBOLSCHLÜSSEL GEOLOGIE (siehe dort).

Allgemeinübliche Maßeinheiten, Schreibkürzel (z.B. s.u.) und chemische Symbole sind nicht angegeben.

## 12 Verzeichnis der Tabellen

	Seite	
2.1	Verteilung der Landnutzung im oberirdischen Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Schwanefeld	15
2.2	Verteilung der Landnutzung im oberirdischen Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen	15
3.1	Zusammenstellung der Zuflußindikationen nach FCON-Auswertung, aufgeschlüsselt nach hydrostratigraphischen Einheiten	21-23
3.2	CBIL-Messungen: Aufschlüsselung der Meßstrecken (m) nach stratigraphischen Einheiten	25
3.3	CBIL-Messungen: Anzahl und Mineralisation der Klüfte (bezogen auf die stratigraphischen Einheiten)	26
3.4	Hydraulisches Testing: Test-Formation und Testanzahl der Untersuchungskampagnen Morsleben 1988-1991 und 1994-1995	28
3.5	Grundwassermeßstellen: Filterstrecken, Stratigraphie, Petrographie und hydraulische Kennwerte (kf) aus den Kurzpumpversuchen	34-36
3.6	Grundwassermeßstellen: Beobachtungszeitraum	37
3.7	Radiohydrometrische Strömungsversuche in Grundwassermeßstellen	42-44
4.1	Abflußmeßstellen im Untersuchungsgebiet	50
4.2	Gewässerkundliche Hauptzahlen des Pegels Alleringersleben für die Abflußjahre 1972-1995	50
4.3	Gewässerkundliche Hauptzahlen des Pegels Walbeck für die Abflußjahre 1972-1995	50
4.4	Gewässerkundliche Hauptzahlen des Pegels Weferlingen für die Abflußjahre 1972-1995	51
4.5	Niederschlagswerte der Station Wasserwerk Helmstedt im Zeitraum 1971-96	56
4.6	Korrekturrechnung zur Berechnung der Grundwasserneubildung mit NASIM	67
4.7	Grundwasserneubildung berechnet aus dem Bodenwasserhaushalt	70
4.8	Grundwasserneubildung berechnet mit dem Programm GWD	72
4.9	Übersicht über die Ergebnisse der Berechnungen der Grundwasserneubildung	75
4.10	Jahresfördermengen der Wasserwerke Helmstedt, Beendorf und Weferlingen	81

	Seite
4.11 Entnahmen im erweiterten Untersuchungsgebiet	82
4.12 Einleitungen im erweiterten Untersuchungsgebiet	84
4.13 Wasserbilanz für das Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck	87
4.14 Einfluß der Salzhalde Marie auf das Grundwasser	105
4.15 Einfluß der Halde am Schacht Bartensleben auf das Grundwasser	106
4.16 Chemische Zusammensetzung der Grubenwässer aus dem Schacht Bartensleben	107
4.17 Chemische Zusammensetzung der Grubenwässer aus dem Schacht Marie	107
4.18 Chlorideintrag durch Subrosion	109
5.1 Beschaffenheit des Schichtwassers im Saxon der Bohrung Eilsleben 8/78 (E Eil 8/78)	153
5.2 Beschaffenheit der Schichtwässer in den Bohrungen Ostingersleben 1/82 und Subherzyn 101/62	153
5.3 Aktuelle Zutritte von salinaren Gebirgslösungen in den Gruben Bartensleben und Marie (Endlager Morsleben)	161
5.4 Ergebnisse der CBIL-Messungen im Hutgestein (Meßstrecken, Anzahl der Klüfte, Art der Klüftmineralisation)	163
5.5 Roter Salzton (z4RT), Vorkommen und Ausbildung in hydraulischen Tests	165
5.6 Hydraulische Tests im Hutgestein mit Einbeziehung der zechsteinzeitlichen Leithorizonte z2DA, z3GT, z3CA	170
5.7 Geohydraulische Tests unter Einbeziehung der Grenzfläche Hutgestein/Salinar (Salzspiegel)	174
5.8 Ergebnisse aus CBIL-Logging und hydraulischem Testing im kmGo	193
5.9 Ergebnisse von CBIL-Logging und FCON-Logging im Steinmergelkeuper: Anzahl der identifizierten Klüfte und Zuflüsse	195
5.10 Gegenüberstellung der Ergebnisse geohydraulischer Tests mit den identifizierten Klüften und Zuflüssen aus CBIL-Logging und FCON-Logging im Steinmergelkeuper	196
5.11 Hydrogeologisch relevante Aufschlüsse im Oberkeuper, Grundlagen der Bewertung und Zuordnung zu Modelleinheiten.	
5.11a: Aufschlüsse Dp Mors	199-200
5.11b: Altbohrungen, Stadtwerke Helmstedt	200

	Seite	
5.12	Hydraulische Parameter der Modelleinheiten des Rhät	204
5.13	Hydrogeologisch relevante Aufschlüsse im Jura - Grundlagen der Bewertung und Zuordnung zu Modelleinheiten	208-209
5.14	Hydraulische Parameter der hydrogeologischen Modelleinheiten (Schematisierung für großräumige Beschreibungen des ERA Morsleben)	
	Blatt 1: Lappwaldscholle	214
	Blatt 2: Allertalzone	215
	Blatt 3: Weferlinger Triasplatte	216
6.1	Von-bis-Spannen der Hauptinhaltsstoffe und Dichte der Grundwässer in den modellrelevanten hydrostratigraphischen Einheiten	229
6.2	Grundwassertypen in den hydrostratigraphischen Modelleinheiten	241-243

## 13 Verzeichnis der Abbildungen

1.1	Lage des Endlagerstandortes Morsleben	8
1.2	Grundlagen der Hydrogeologischen Standortbeschreibung	9
2.1	Lage des Untersuchungsgebietes und Niederschlagsverteilung [mm/a]	13
4.1	Lage der Abflußmeßstellen und Gebietsgrenzen der Wasserhaushaltsberechnungen	49
4.2	Monatliche Mittelwasserabflüsse an den Pegeln Weferlingen, Walbeck und Alleringersleben (Mittelwerte der Abflußjahre 1972-95)	52
4.3	Differenzbeträge der monatlichen Mittelwasserabflüsse zwischen den Pegeln Weferlingen, Walbeck und Alleringersleben (Mittelwerte der Abflußjahre 1972-95)	53
4.4	Monatliche Niedrigwasserabflüsse an den Pegeln Weferlingen, Walbeck und Alleringersleben (Mittelwerte der Abflußjahre 1972-95)	54
4.5	Differenzbeträge der monatlichen Niedrigwasserabflüsse zwischen den Pegeln Weferlingen, Walbeck und Alleringersleben (Mittelwerte der Abflußjahre 1972-95)	55
4.6	Langjährige Niederschlagsverteilung an der Meßstation Wasserwerk Helmstedt (Kalenderjahre 1950 - 1996)	58
4.7	Abflußhöhe im Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck (Abflußjahre 1972-1995)	59
4.8	Niederschlagsverteilung - Meßstation Wasserwerk Helmstedt (Monatsmittel der Kalenderjahre 1971 - 1996)	60
4.9	Niederschlag und Verdunstung im Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Weferlingen (Kalenderjahre 1988 - 1995)	61
4.10	Niederschlag und Verdunstung im Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck (Kalenderjahre 1988 - 1995)	62
4.11	Untergliederung des Abflusses in Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß und Basisabfluß nach DIN 4049-3	64
4.12	Flächenhafte Verteilung der Grundwasserneubildung im oberirdischen Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Schwanefeld berechnet aus dem Bodenwasserhaushalt	69



4.13	Au-Ganglinien für die Pegel Alleringersleben und Weferlingen	74
4.14	Flächenhafte Verteilung der Grundwasserneubildung im Modellgebiet ERA Morsleben (berechnet mit GWD)	78
4.15	Flächenhafte Verteilung der GW-Neubildung im unterirdischen Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck nach Berechnungen mit dem Programm GWD (Modell GWD_4) - Surfer-Plot	79
4.16	Chloridgehalte der Aller an den Gütemeßstellen Alleringersleben (A) und Schwanefeld (S)	90
4.17	Sulfatgehalt der Aller an den Gütemeßstellen Alleringersleben (A) und Schwanefeld (S)	91
4.18	Verteilung der Leitfähigkeit in der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck	92
4.19	Verteilung des Chloridgehaltes in der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck	93
4.20	Verteilung des Sulfatgehaltes in der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck	94
4.21	Mittlere Zusammensetzung der Oberflächenwässer im Untersuchungsgebiet ERA Morsleben - Piperdiagramm	96
4.22	Lageplan der Gütemeßstellen im Untersuchungsgebiet ERA Morsleben	97
4.23	Beziehung der Durchflußmengen an den Meßstellen Alleringersleben $Q_A$ und Schwanefeld $Q_S$	98
4.24	Durchflußdifferenz ( $\Delta Q$ ) und Konzentrationsunterschied für Chlorid ( $\Delta Cl-K$ ) 101 zwischen den Gütemeßstellen Schwanefeld und Alleringersleben	
4.25	Durchflußdifferenz ( $\Delta Q$ ) und Chloridfrachtdifferenz ( $\Delta Cl-F$ ) zwischen den Gütemeßstellen Schwanefeld und Alleringersleben	102
5.1	Übersichtskarte der Hauptstrukturen	112
5.2	Übersichtsprofil mit den Salzstrukturen Helmstedt und Allertal	113
5.3	Geologische Baueinheiten im Bereich des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM). Schematischer Schnitt 1: 20 000	114
5.4	Salzkarst bei der Bohrung Dp Mors 45A	119
5.5	Synthese der geologischen Strukturen mit den Positionen der Sulfat- und Chloridkarstvorkommen im Hutgestein des Endlagerstandortes Morsleben	120

5.6	Schema der Verbreitung des Unterrhätts (mit Durchlässigkeitsklassen)	131
5.7	Lagerungsverhältnisse im Bereich der SW-Randstörung (mit Gleit- und Versturzmassen) nach I. BURCHARDT (1998)	132
5.8	Schema der Verbreitung des Jura (mit Durchlässigkeitsklassen für die Modelleinheit A8))	134
5.9	Schema der Verbreitung der Oberkreide	137
5.10	Längsschnitt durch die Schwelle der Oberkreide-Basis westlich Schwanefeld	139
5.11	Schema der Verbreitung des Quartärs und Tertiärs	140
5.12	Hydrostratigraphische Gliederung der Lappwaldscholle (L)	147
5.13	Hydrostratigraphische Gliederung der Allertalzone (A)	148
5.14	Hydrostratigraphische Gliederung der Weferlinger Triasplatte (T)	149
5.15	Hydrostratigraphische Übersichtsprofile für den Bereich des Endlagers Morsleben	150
5.16	Bohraufschlüsse des Subsalinars mit Kohlenwasserstoff (KW) bzw. Grundwasser (GW) nach BANDLOWA (1992)	154
5.17	Bewertung des Saxon der Bohrung Ostingersleben 1/82 nach Nutzporosität (NP) und Durchlässigkeit (DL) durch E. REMPEL (1993)	155
5.18	Übersichtsplan mit den Lösungszutritten und Angaben zum Deckgebirge	156
5.19	Synthese der geologischen Strukturen mit den Positionen der Lösungsvorkommen für die Gruben Bartensleben (B) und Marie (M)	157
6.1a-c	Chloridkonzentration und Na/Cl-Verhältnis der Grundwässer in Abhängigkeit von der Dichte	224-226
6.2	Übersicht zur Verteilung der Hauptinhaltsstoffe und Dichte der Grundwässer in den hydrostratigraphischen Einheiten	230
6.3	Bromid- und Chloridkonzentration der Grundwässer in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen	232
6.4	Strontium- und Chloridkonzentration in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen	234
6.5	Strontium- und Sulfatkonzentration in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen	235

6.6	Bor- und Chloridkonzentration der Grundwässer in Abhängigkeit von der Dichte in allen Meßstellen	238
6.7	Absolute und relative Verteilung der Hauptinhaltsstoffe in den GWM A-D der Bohrlokation Dp Mors 38	251

ERA  
Morsleben

## 14 Verzeichnis der Anlagen

- 1 Dokumentationskarte (1 Blatt, gefaltet, 1:20 000)
- 2 Geologische Karte des oberen Allertales zwischen Helmstedt, Weferlingen und Wefensleben ohne kretazische und jüngere Bildungen (geologischer Rahmen) (1 Blatt, gefaltet, 1:25 000)
- 3 Berechnung der Grundwasserneubildung mit dem Programm GRUNDWASSERDARGEBOT (GWD) (28 Blatt, gebunden)
  - 3.1 Berechnung der Grundwasserneubildung mit dem Programm GRUNDWASSERDARGEBOT - Ergebnisdarstellung
  - 3.2 Berechnung der Wasserhaushaltsgrößen und des Grundwasserdargebotes mit GWD-Eingabedaten Modell GWD\_4 (unterirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck)
  - 3.3 Berechnung der Wasserhaushaltsgrößen und des Grundwasserdargebotes mit GWD-Ausgabedaten Modell GWD\_4 (unterirdisches Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck)
- 4 Hydrochemische Beschaffenheit der Oberflächenwässer (31 Blatt, gebunden)
  - 4.1 Durchfluß und Chloridgehalte an der Gütemeßstelle Alleringersleben/Aller
  - 4.2 Durchfluß und Sulfatgehalte an der Gütemeßstelle Alleringersleben/Aller
  - 4.3 Durchfluß und Chloridgehalte an der Gütemeßstelle Schwanefeld/Aller
  - 4.4 Durchfluß und Sulfatgehalte an der Gütemeßstelle Schwanefeld/Aller
  - 4.5 Beschaffenheit der Oberflächenwässer (Hauptionen in mg/l)
  - 4.6 Beschaffenheit der Oberflächenwässer (Hauptionen in meq/l)
  - 4.7 Beschaffenheit der Oberflächenwässer (Hauptionen in meq%/l)
  - 4.8.1 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle AO2, Morsl. Graben
  - 4.8.2 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle AO3, Salzbach
  - 4.8.3 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle AO4, Bartenslebener Graben (Hauptgraben)
  - 4.8.4 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle AO5, Rhöthegraben
  - 4.8.5 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle AO6, Walbeck/Aller
  - 4.8.6 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle AO8, Graben nördlich Bartensleben
  - 4.8.7 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle AO11, Rirole
  - 4.8.8 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle Quelle Alleringersleben
  - 4.8.9 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle Salzbach 1

- 4.8.10 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle Salzbach 2
- 4.8.11 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle Salzbach 3
- 4.8.12 Piperdiagramm der Oberflächenwässer an der Meßstelle Salzbach B
- 4.8.13 Piperdiagramm der Oberflächenwasseranalysen aus dem Juni 1996
- 4.8.14 Piperdiagramm der Oberflächenwasseranalysen aus dem Dezember 1996
- 4.9 Durchflüsse, Chloridkonzentrationen und Chloridfrachten der Aller für die Gütemeßstationen bei Alleringersleben und Schwanefeld, Meßreihe 1983-1996
- 5 Modellkarten
  - 5.1 Legende zu den Modellkarten
  - 5.2 Modellkarte des Schilfsandsteins kmS und Mittleren Buntsandsteins sm (Basisflächen), 1:20 000, gefaltet
  - 5.3 Modellkarte der Basis Oberer Gipskeuper kmGo 1:20 000, gefaltet
  - 5.4 Modellkarte des Steinmergelkeupers kmSM und Oberen Buntsandsteins so (Basisflächen), 1:20 000, gefaltet
  - 5.5 Karte des Hutgesteins cr, 1:20 000 gefaltet
- 6 Schematisierte Hydrogeologische Schnitte (12 Blatt, gefaltet).  
Die Schnittnummer (z.B. 10-10) bestimmt die Anlagenummer (z.B. 6.10)
- 6.13 Legende
- 7 Hydrochemische Diagramme und Tabellen (91 Blatt, gebunden)
  - 7.1 Verteilung der Hauptinhaltsstoffe
    - 7.1.1 Diagramme der Verteilung der Hauptinhaltsstoffe und Dichte der Grundwässer in den hydrostratigraphischen Einheiten
 

Blatt 1: Calcium	Blatt 6: Sulfat
Blatt 2: Magnesium	Blatt 7: Chlorid
Blatt 3: Natrium	Blatt 8: Dichte
Blatt 4: Kalium	Blatt 9: Dichte (Ausschnitt von Blatt 8)
Blatt 5: Hydrogenkarbonat	Blatt 10: Dichte (Ausschnitt von Blatt 9)
    - 7.1.2 Verteilung der Hauptinhaltsstoffe an den Bohrlokationen (aufschlußbezogene Darstellung in Piper-Diagrammen)
    - 7.1.3 Verteilung der Hauptinhaltsstoffe in den hydrostratigraphischen Modelleinheiten (schichtbezogene Darstellung in Piper-Diagrammen)
    - 7.1.4 Konzentrations- und Mineralisationsverteilung der Hauptinhaltsstoffe in den GWM A-D der Bohrlokation Dp Mors 38
    - 7.1.5 Verteilung der Hauptinhaltsstoffe in speziellen Bereichen
  - 7.2 Grundwasserdichteverteilung
    - 7.2.1 Grundwasserdichte in GWM- und Testbeprobungen

- 7.2.2 Diagramme der Dichteverteilung in Bohraufschlüssen
- 8 Hydroisohypsenplan oberflächennahes Grundwasser, Zeitraum Sept. 1996, 1:20 000  
1 Blatt, gefaltet / 1 Blatt Legende
- 9 Hydrogeologische Auswertung der Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen (81 Blatt, gebunden)
- 9.1 Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen  
Januar/Februar 1974 bzw. Juni/Juli 1982 bis Juni 1997
- 9.2 Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen  
Oktober/Dezember 1992 bis Juni 1997
- 9.3 Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen  
Mai/November 1995 bis Juni 1997
- 9.4 Tabelle der Untersuchungsergebnisse  
(Kreuzkorrelation der Zeitreihen der Standrohrspiegelhöhen mit der Zeitreihe des Basisabflusses ( $A_w$ ), Korrelation mit der Referenzganglinie der Meßstelle Hy OHB 5/69)
- 9.5 Tabelle der Amplituden der Standrohrspiegelhöhen - Zeitreihen Mai/November 1995 bis Juni 1997
- 10 Gesamtdarstellung der geohydraulischen Tests im Untersuchungsgebiet (1 Blatt)