

IN A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlich - Mathematischen
Gesamtfakultät

der

Ruprecht - Karls - Universität

Heidelberg

vorgelegt von

Dipl.-Phys. Johanna Lippmann

aus Schwalmstadt-Ziegenhain

Tag der mündlichen Prüfung 14. Juli 1998

Isotopenhydrologische Untersuchungen zum Wasser- und Stofftransport im Gebiet des ERA Morsleben

Gutachter Prof. Dr. Christian Sonntag
Prof. Dr. Till Kirsten

Isotopenhydrologische Untersuchungen zum Wasser- und Stofftransport im Gebiet des ERA Morsleben

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse umfangreicher isotopenhydrologischer Untersuchungen an Grund- und Porenwässern aus 24 Bohrkernprofilen vorgestellt. Die Wasserproben stammen aus dem Hut- und Nebengestein des Allertal-Salzstockes, der als Wirtsgestein für das Endlager für radioaktive Abfälle ERA Morsleben dient. Um Kenntnisse über die Intensität der Grundwasserdynamik in den gering bis geringst wasserdurchlässigen Gesteinen zu gewinnen, wurden die Konzentrationen der Umweltisotope Tritium, ^{14}C , ^{13}C , D, ^{18}O sowie der im Wasser gelösten Edelgase gemessen. Die Anwendung einer neuen Probenahmemethode zur Edelgasgehaltsbestimmung des Porenwassers von frisch erbohrten Gesteinsproben gewährleistet dabei den Zugang auch zu immobilen Porenlösungen in nicht wasserleitenden Gesteinsformationen. Die Verweilzeit des Wassers im Untergrund bestimmt sich zu einigen Jahrzehnten bis zu einigen zehn Millionen Jahre.

Basierend auf der Altersinformation und den Chlorid-Konzentrationen der Wässer wird in einem Multiboxmodell der Wasser- und Stofftransport bilanziert. Für die holozänen und glazialen Grundwasser-Altershorizonte berechnen sich jeweils Neubildungsraten sowie laterale Wasserflüsse. Aus dem Vergleich der mittleren Verweilzeiten von Tritium- und ^{14}C -datierten Grundwässern einerseits und ^4He -, δD - und $\delta^{18}\text{O}$ -datierten Porenwässern andererseits berechnet sich die Intensität der Kluftwasserzirkulation im Nebengestein des Allertal-Salzstockes. Aus dem Tiefengrundwasserumsatz ergibt sich die Subrosionsrate des Salzstockes zu $5.5 \cdot 10^{-3} \text{ mmNaCl a}^{-1}$. Für das Hutgestein über dem Salzstock berechnet sich aus der Subrosionsrate ein Mindestwasserdurchsatz von $3.4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m}^2 \text{ a}^{-1}$, der wegen der äußerst geringen Matrixdurchlässigkeit des Hutgesteins auf Klüften stattfindet.

Determination of porewater dynamics in low permeable geological formations around ERA Morsleben by isotope and noble gas measurements

The groundwater flow system in the low permeable geological formations near the repository for radioactive waste ERA Morsleben is determined by groundwater and porewater concentration measurements of dissolved noble gases, tritium, ^{14}C , ^{13}C , environmental isotopes and chloride. Due to a new sampling method for the analysis of dissolved noble gases in the porewater of freshly drilled rock cores the noble gas dating method is applied even to immobile porewaters. The mean turnover time of the groundwater is determined to some hundred years in the uppermost 100 to 150 m and to some ten million years in depths below 300 m.

Based upon the age information and the chloride concentration of the groundwater the recharge rates of the Holocene and Late Pleistocene waters are as well calculated in a multibox model as the Cl^- -transport rates. Preferential flow in the fractures of the sediments next to the salt dome is identified and quantified since the age of the pore water is significantly greater than that of the groundwater. The knowledge of the recharge rate of the deep circulating groundwater leads to a calculated subrosion rate of the salt dome of $5.5 \cdot 10^{-3} \text{ mmNaCl a}^{-1}$. The impermeable caprock above the salt dome therefore needs to have fissures and fractures to enable water to pass through with a minimum rate of $3.4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m}^2 \text{ a}^{-1}$.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
Inhaltsverzeichnis	1
1 Einleitung	3
2 Das Untersuchungsgebiet ERA Morsleben	5
2.1 Geologie des Untersuchungsgebietes	6
2.1.1 Salzlager im Lappwald	7
2.2 Hydrostratigraphische Gliederung	9
2.2.1 Allertal	9
2.2.2 Lappwald-Block	10
2.2.3 Südwestrand-Störungszone	11
3 Spurenstoffe im Grund- und Porenwasser	13
3.1 Gelöste Edelgase	14
3.1.1 Probenahme, Messung	14
3.1.2 Altersinformation	15
3.2 Stabile Isotope des Wassers	19
3.2.1 Probenahme, Messung	19
3.2.2 Altersinformation	20
3.2.3 Isotopensignatur von Gips-Kristallwasser	23
3.3 Salinität	27
3.3.1 Probenahme und Messung von Chlorid	27
3.4 Mittlere Porositäten	28
3.4.1 Bestimmung der Porosität	28
3.4.2 Vergleich der Wasserhalte aus Ofentrocknung und Destillation	29
3.4.3 Einfluß einer einheitlichen Mineraleichte auf die Porosität	30
3.4.4 Tiefen- bzw. Stratigraphie-Abhängigkeit der Porosität	31
3.5 ^{14}C , ^{13}C und Tritium	32
3.5.1 Probenahme, Messung	33
3.5.2 Altersinformation	34
3.6 Isotopie von SO_4^{2-} im Grundwasser	35
3.6.1 ^{34}S - und ^{18}O -Isotopie des gelösten SO_4^{2-}	36
3.6.2 Identifikation von Salz-Quellen mittels SO_4^{2-} -Isotopie	37

4	Räumliche Verteilung der Altersinformation	41
4.1	Porenwasser-Spurenstoffkriterien	42
4.1.1	^{18}O -Isotopie – ^4He -Konzentration	43
4.1.2	^{18}O -Isotopie – Cl^- -Konzentration	45
4.1.3	Cl^- – ^4He -Konzentration	46
4.2	Räumliche Interpolation	48
4.2.1	Erstellung von Variogrammen	48
4.2.2	Diskussion der experimentellen Variogramme	50
4.2.3	Isochronendarstellungen	52
4.3	Grundwasser-Spurenstoffkriterien	56
4.3.1	Spurenstoffkriterien der Grundwasserproben	57
4.3.2	Tritium-, ^{14}C -, und $\delta^{18}\text{O}$ -Tiefenprofile	57
4.3.3	Altersinformation der Grundwasserproben	63
5	Wasser- und Stofftransport	67
5.1	Struktur der ^4He - und Cl^- -Bilanz	68
5.2	Eindimensionale ^4He -Profilbetrachtung	69
5.2.1	^4He -Alter t_{is+j} und ^4He -Fluß J_{diff} im Lappwald	69
5.2.2	^4He -Fluß J_{diff} aus dem Hutgestein	71
5.2.3	Cl^- -Fluß J_{NaCl} aus dem Hutgestein	71
5.3	Zweidimensionaler Modellansatz	71
5.3.1	Eingabeparameter	71
5.3.2	Bilanz-Kalkulation	74
5.3.3	^4He -Alter	77
5.3.4	Wasserumsatz	77
5.3.5	NaCl -Umsatzrate	80
5.3.6	Abschätzung der Subrosionsrate des Salzdiapirs	81
5.3.7	Salzeintrag ins Grundwasser durch Abraumhalden	83
5.3.8	NaCl -Fracht des Salzbaehes und lokaler Aufstieg	83
6	Hydrodynamische Schlußfolgerungen	87
6.1	Barrierewirkung des Hutgesteins	87
6.1.1	Molekular-diffusive Durchlässigkeit des Hutgesteins	88
6.1.2	Wasserdurchsatz am Salzpiegel	91
6.2	Wasserumsatz im geklüfteten Sedimentgestein	92
6.2.1	Exponentialmodelle für ^{14}C - und Tritium im Grundwasser	92
6.2.2	Exponentialmodell für ^{18}O -Sauerstoff im Porenwasser	94
6.2.3	Vergleich der aus Kluft- bzw. Porenwasserkonzentrationen berechneten Verweilzeiten	95
6.2.4	Austausch zwischen Kluft- und Porenwasser	98
6.2.5	Kluftwasserzirkulation im pleistozänen Horizont des Lappwaldes	98
6.3	Zusammenfassende Betrachtung	100
A	Tiefenprofile und Meßwertetabellen	103
A.1	Einzeldarstellung der Tiefenprofile	103
A.2	Meßwertetabellen	126
	Literaturverzeichnis	141

Kapitel 1

Einleitung

Für die langfristig sichere Isolation radioaktiver Abfallstoffe von der Biosphäre eignen sich solche unterirdischen Gesteinskörper, die die Rückkehr der Radionuklide in die Biosphäre innerhalb geologischer Zeiträume, also in Dimensionen vieler Tausend bis einiger zehner Millionen Jahre, erschweren, wenn nicht gar ganz verhindern.

In der Bundesrepublik wird die Endlagerung in Salzstöcken als Wirtsgestein favorisiert, da sie bestimmte Eigenschaften, wie z.B. eine große Mächtigkeit, geringe Permeabilität und Porosität sowie Standsicherheit der unterirdischen Hohlräume prinzipiell erfüllen und eine möglichst geringe Zirkulation von Wasser zulassen [Herrmann 1983].

Weil aus einem unterirdischen Endlagerbereich die radioaktiven Stoffe praktisch nur über den Wasserpfad in den Bereich der Biosphäre transportiert werden können, wurde in den Jahren 1994/95 ein umfangreiches hydrogeologisches Standortuntersuchungsprogramm im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS) im Umfeld des Endlagers für Radioaktive Abfälle Morsleben, Sachsen-Anhalt, kurz ERAM, durchgeführt.

Die Standortuntersuchung war erforderlich geworden, nachdem die zu DDR-Zeiten erteilte Dauerbetriebsgenehmigung für das Endlager gemäß dem Einigungsvertrag zunächst bis zum 30.06.2000 befristet wurde. In der Zwischenzeit sollte die Entscheidung getroffen werden, ob eine Dauerbetriebsgenehmigung über das Jahr 2000 hinaus verantwortet werden kann. Mittlerweile ist die Betriebsgenehmigung bis zum Jahr 2005 verlängert. Ziel der Standortuntersuchung ist nunmehr die Stilllegung des ERAM.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten isotoopenhydrologischen Untersuchungen von Grund- und Porenwässern aus dem Deckgebirge (Hutgestein) des Salzstockes Morsleben sowie aus den umgebenden gering bis geringst wasserdurchlässigen Sedimentgesteinen leisten einen Teilbeitrag zum Gesamtstandortuntersuchungsprogramm:

Die Isotoopenhydrologie beruht auf der Spurenstoffanalyse der im Wasser gelösten Bestandteile. Speziell wurden hier die Isotopenkonzentrationen von Tritium, ^{14}C , ^{13}C , δD und $\delta^{18}\text{O}$, die Konzentrationen der Edelgase Helium, Neon, Argon, Krypton und Xenon sowie von Chlorid untersucht.

Der Beitrag, den die Isotoopenhydrologie im Zusammenhang mit der Standortbegutachtung leisten kann, ist die Untersuchung des Alters und der Dynamik des Grundwassers in den geologischen Formationen, die den Salzstock/das Wirtsgestein umgeben.

Bei der Durchführung des Hydrologieprogramms war zu erwarten, daß die konventionelle

Gewinnung von Grundwasserproben aus Brunnen in den teilweise sehr schlecht durchlässigen Formationen erheblich erschwert, wenn nicht gar unmöglich ist. Tatsächlich wurden gerade aus dem Bereich der interessierenden Tiefengrundwässer nur vereinzelt Kluftwasserzuläufe beprobt. So basieren die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Ergebnisse, d.h. die Aussagen zum Wasser- und Stofftransport im Untersuchungsgebiet ERA Morsleben, ganz wesentlich auf der Anwendung einer neuen Probenahmemethode:

Es wurden neben den konventionell gewonnenen Wasserproben auch Gesteinsproben aus frisch abgeteuften Bohrkernen beprobt. Die Analyse der im Porenwasser dieser Gesteine gelösten Spurenstoffe stellt eine wesentliche Erweiterung der Edelgasdatierung von Grundwasserproben auf Porenwasserproben dar. Der Analyse zugänglich ist damit nicht mehr nur das in Aquifere und auf Klüften zirkulierende Wasser, sondern auch gerade das hier im Untersuchungsgebiet interessierende immobile Tiefengrundwasser in sehr schlecht durchlässigen Gesteinen [Osenbrück 1996].

Es wurden zwischen Mitte November 1994 und August 1995 zusätzlich zu den ca. 80 Grundwasserproben 400 Gesteinsproben zur Analyse der Porenwasserinhaltsstoffe gewonnen. Die Proben stammen aus 24 in diesem Zeitraum im Untersuchungsgebiet Morsleben frisch abgeteuften Bohrungen (Abb. 2.2). An allen Porenwasserproben wurde der Isotopengehalt von D und ^{18}O sowie der Salzgehalt bestimmt. An ca. 200 Proben wurden zusätzlich die Konzentrationen der im Porenwasser gelösten Edelgase gemessen. An den Grundwasserproben wurden außerdem die Tritium-, ^{14}C - und ^{13}C -Konzentrationen bestimmt.

Durch Analyse der Wasserinhaltsstoffe wird das beprobte Grund- und Porenwasser datiert, d.h. es wird die mittlere Verweilzeit des Wassers im Untergrund bestimmt. Sie beträgt zwischen einigen Jahrzehnten und über einigen Zehner Millionen Jahre. Die hier angewandten isopenhydrologischen Methoden stellen damit eine sehr geeignete, wenn nicht sogar die einzige Möglichkeit dar, durch Bestimmung des Wasseralters auch in impermeablen geologischen Formationen Aussagen bzgl. der Dynamik des Grundwassersystems und des Stoffumsatzes abzuleiten.

In den folgenden beiden Kapiteln werden zunächst das Untersuchungsgebiet Morsleben (Kap. 2) sowie die in Grund- und Porenwässern bestimmten Spurenstoffe (Kap. 3) vorgestellt. Die Unterabschnitte 3.2.3 (Isotopensignatur von Gips-Kristallwasser) und 3.6.2 (Identifikation von Salz-Quellen mittels SO_4^{2-} -Isotopie) enthalten dabei bereits interpretative Aussagen, auf die sich in der weiteren Diskussion bezogen wird.

In Kap. 4 werden dann die Spurenstoffkriterien diskutiert, anhand derer die Grund- und Porenwässer grob in holozäne, glaziale und präglaziale Alter klassifiziert werden. Durch Bilanzierung der Stoffflüsse von ^4He - und Cl^- in einem Multiboxmodell (Kap. 5) berechnen sich mittlere Wasserumsatzraten in den einzelnen hydrologischen Einheiten des Gebietes. Dabei wird die im Modell berechnete Cl^- -Stoffumsatzrate fachübergreifend in Beziehung zur bisherigen Vorstellungen des Stofftransportes im Untersuchungsgebiet gesetzt.

Eine Differenzierung der mittleren Verweilzeiten von Tritium- und ^{14}C -datierten Grundwässern einerseits und ^4He -, δD - und $\delta^{18}\text{O}$ -datierten Porenwässern andererseits führt in Kap. 6 schließlich zu Aussagen bzgl. der Intensität der Kluftwasserzirkulation in den Sedimentgesteinen und dem Deckgebirge (Hutgestein) des Allertal-Salzstockes.

Kapitel 2

Das Untersuchungsgebiet ERA Morsleben

Der Großteil der im Rahmen des Standortuntersuchungsprogramms ERA Morsleben (**E**ndlager für **R**adioaktive **A**bfälle **M**orsleben) durchgeführten Untersuchungen ist geowissenschaftlicher Art. So wurden z.B. Flach- und Tiefseismische Messungen im Gelände, stratigraphische und lithologische Untersuchungen an über 90 Bohrkernen, geophysikalische Bohrlochmessungen und hydrogeologische Analysen durchgeführt.

Ein Spezialgebiet der letztgenannten Hydrogeologie ist die in dieser Arbeit angewandte Isotopenhydrologie bzw. -hydrogeochemie, deren Methoden die Möglichkeit der Herkunfts- und Altersbestimmung von Grund- und Porenwässern bieten. In diesem zweiten Kapitel werden die grundlegenden geologischen und hydrogeologischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes dargelegt, insofern es für die Zielsetzung dieser Untersuchung, der Bestimmung und Diskussion der räumlichen Altersverteilung von Grund- und Porenwasser in schlecht durchlässigen Sedimentgesteinen im Umfeld des ERA Morsleben, erforderlich ist.

Lage und Beschaffenheit des Untersuchungsgebietes

Das im Salzbergwerk Bartensleben befindliche Endlager liegt am Ortsrand der Gemeinde Morsleben, Sachsen-Anhalt, nahe Helmstedt, unmittelbar an der A2 zwischen Hannover und Berlin (Abb.2.1). Den geologischen Rahmen des Untersuchungsgebietes bildet eine ca. 50 km lange, von Sachsen-Anhalt bis weit nach Niedersachsen reichende Störungszone (Abs.2.1) [Albrecht et al. 1995]. In dem Teilstück zwischen den Ortschaften Alleringersleben im Südosten und Schwanefeld im Nordwesten (Abb.2.2) hat die Störungszone eine Breite von 1.5 bis 2 km. Das Grubengebäude erstreckt sich von ca. 1.5 km nördlich Beendorf bis ca. 1 km südlich Morsleben und ist durch zwei Schächte (Schacht Marie und Schacht Bartensleben) zugänglich.

Die Aller tritt in das gleichnamige Tal bei Alleringersleben in einer Höhe von 116 mNN in das Untersuchungsgebiet ein und passiert mit einem mittleren Gefälle von 2.1 m/1000 m nach ca. 9 km Schwanefeld [Mülders 1997]. In dieser flachen Aue entspringen an den Flanken des Lappwaldes und der Weferlinger-Triasplatte sechs, nicht ganzjährig wasserführende Bäche. Die höchsten Erhebungen im Untersuchungsgebiet liegen im Lappwald bzw. auf der Triasplatte ca. 180 mNN. Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Grund- und Porenwässer stammen aus 24 Bohrungen, die im ca. 25 km² großen Gebiet zwischen Alleringersleben und Schwanefeld abgeteuft wurden (Abb.2.2).



Abbildung 2.1: Der Kartenausschnitt zeigt die Lage des ca. 25 km² großen Untersuchungsgebietes ERA Morsleben in Sachsen-Anhalt in unmittelbarer Nähe des ehemaligen deutsch/deutschen Grenzüberganges Marienborn bei Helmstedt an der A2 zwischen Hannover und Berlin.

2.1 Geologie des Untersuchungsgebietes

Im gesamten norddeutschen Raum ist das sog. Zechsteinmeer im oberen Perm (258 bis 248 Mio a vor heute) für kurze Zeit in ein mitteleuropäisches Senkungsfeld von Norden her eingedrungen. Wiederholt wurde die Verbindung zum Ozean unterbrochen mit der Folge, daß es beim Eindunsten des Meerwassers zum Ausfällen u.a. von Steinsalz, Kalisalz und Gips kam [Stanley 1994]. In der Trias (248 bis 205 Mio a vor heute) wurde das Zechsteinsalinar von den Sedimenten Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper bedeckt. Als Folge von Dehnungstektonik im Mittleren Keuper (zwischen 230 und 220 Mio a vor heute) und Krusteneinsenkungen kam es zum Auseinanderbrechen der mehrere hundert Meter mächtigen triassischen Deckschichten. Auf einer Länge von ca. 50 km (subherzyne Senke) kam es zum schwerkraftbedingten Talwärtsgleiten der Deckschichten auf der fließfähigen Salzschieht (Abb. 2.3 [Best 1996]). In der Störungszone drang gleichzeitig Zechsteinsalinar aufgrund seiner vergleichsweise geringen Dichte und hohen Plastizität auf und so bildete sich ein sogenannter Spaltendiapir, bzw. Salzstock (Abb. 2.3). Während des Keupers standen der Aufstieg des Salzstockes und dessen Subrosion im Gleichgewicht. Gegen Ende der Unterkreide vor ca. 110 Mio a war die Entwicklung des Salzdiapirs im wesentlichen abgeschlossen [Ebel 1991]. Heute wird der Diapir von Gipskeuper, Steinmergelkeuper, Oberkreide-Sanden und quartären Sedimenten bedeckt.

Bei der Subrosion der Salzstruktur durch ungesättigte Lösungen oder Grundwässer bildete sich ein vorwiegend aus Anhydrit und Gips bestehendes Hutgestein (Residualgestein), das bis heute auf eine Mächtigkeit von einigen Zehnermetern bis zu über 220 m angewachsen ist. Der das Hutgestein vom Salzstock trennende Horizont wird *Salzspiegel* oder *Salzspiegelbegleitzone* genannt. Diese trennt heute in einer Tiefe von ca. -140 bis -150 mNN, d.h. in ca. 250 bis 260 m u.GOK das noch intakte Salz von den bei der Auslaugung entstandenen Rückstandsmassen [Albrecht et al. 1995], [Balzer 1997]. Aufgrund seiner geringen Porosität (Tab. 3.2) und äußerst geringen Durchlässigkeit (Abs. 2.2.1) stellt das Hutgestein eine natürliche, hydrogeologische Barriere dar und ist als solche im Zusammenhang mit der Frage nach der Standortsicherheit des ERA Morsleben von besonderem Interesse.

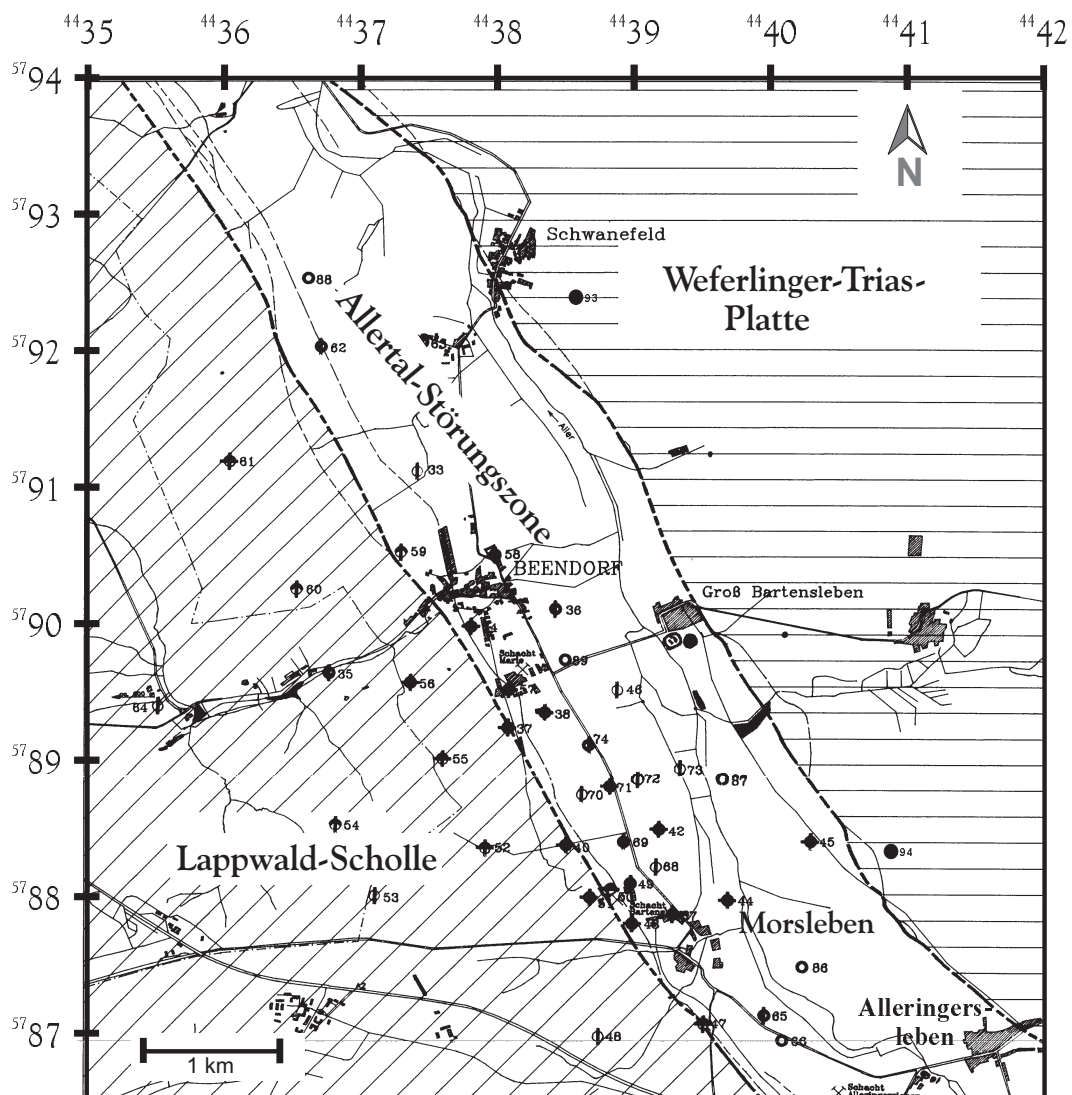


Abbildung 2.2: In der Karte des Untersuchungsgebietes ist die Lage der 43 seit 1994 abgeteufte Bohrungen durch Kreise gekennzeichnet. An 24 Bohrpunkten wurden an frischen Bohrkernproben die Porenwässer isotopenhydrologisch untersucht: Es wurden die Konzentrationen der gelösten Edelgase und der Salinität sowie der stabile Isotopengehalt des Wassers untersucht. Aus 41 Brunnen stammen Grundwasserproben.

2.1.1 Salzlager im Lappwald

Neben dem Zechsteindiapir im Allertal gibt es auch in den Keuper- und Muschelkalksedimenten im Lappwald bis zu 10 m mächtige Salzlagerstätten¹. Interessant ist deren Bildung und Existenz im Rahmen dieser Arbeit insofern, als im ⁴He- und Cl⁻-Modell bilanziert wird (Kap. 5), welche Cl⁻-Quellen (geogene und anthropogene) mit welchem Umfang am Cl⁻-Gesamtumsatz im Untersuchungsgebiet beteiligt sind und welche hydrodynamischen Schlussfolgerungen aus den Umsatzraten gezogen werden können (Kap. 6).

¹ In den Standorten Dp Mors 52 a, 55 a und 3/89 wurden im Oberen und Unteren Gipskeuper sowie im Unteren Keuper Salzlager angetroffen, in der Sondierbohrung Dp Mors 52 a auch ein Salzlager im Muschelkalk.

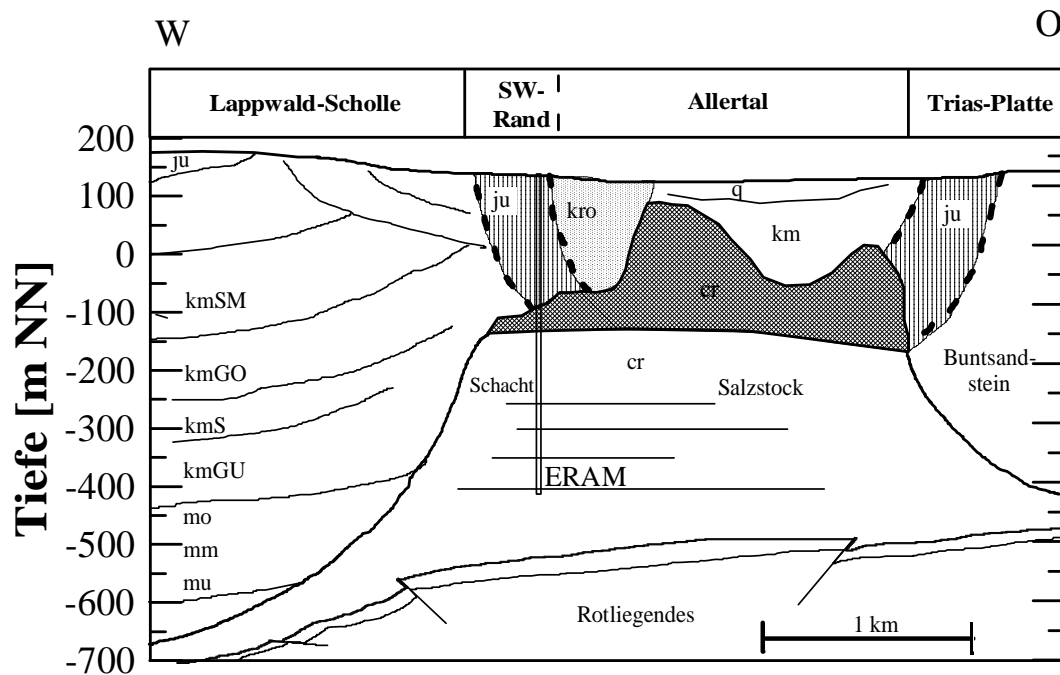


Abbildung 2.3: Schematischer geologischer Schnitt durch das Allertal etwa in Höhe der Schachtanlage Bartensleben, 2.7-fach überhöht. Bedeutung der Abkürzungen: ju = unterer Jura, kmSM = Steinmergelkeuper, kmGO = Oberer Gipskeuper, kmS = Schilfsandstein, kmGU = unterer Gipskeuper, mo, mm und um = oberer, mittlerer und unterer Muschelkalk, q = Quartär, km = mittlerer Keuper, kro = Oberkreide, cr = Zechstein

Trusheim [1971] hat sich speziell mit der Bildung nach-permischer Salzlagerstätten im nord-deutschen Raum beschäftigt. Demnach sind die Muschelkalk-Salzlager – ebenso wie die des Zechsteins aus dem späten Perm – marinen Ursprungs. Für die Entstehung der Salzlager in den Keupersedimenten gibt es zwei Erklärungsmöglichkeiten:

Zum einen kann das Untersuchungsgebiet auch während des Keupers im Einflußbereich mariner Salzablagerung gelegen haben. Dann wäre das Keupersalz, ebenso wie das Muschelkalk- und Zechsteinsalzlager, marinen Ursprungs. Zum anderen könnte es sich bei dem Keupersalz um eine sekundäre Zechstein-Salzlagerstätte handeln. Diese hätte sich als Folge der Subrosion des Diapirs und anschließender Resedimentation der hypersalinen Salzlaugen in der Muldenstruktur der Lappwald-Scholle ausgebildet [Trusheim 1971]. Die Interpretation von am Grundwasser gemessener $^{34}\text{SO}_4^{2-}$ -Isotopie legt nahe, daß die überwiegende Menge des im tiefen Grundwasser des Lappwaldes gelösten Salzes aus der Subrosion des Diapirs stammen (Abs. 3.6.2).

Da sich die heute noch angetroffenen Salzlager im Lappwald in Tiefen unterhalb des Salzspiegelniveaus von ca. -140 mNN befinden, in Tiefen also, in denen die Porenwässer NaCl-gesättigt sind, kann eine Ablagerung der Salzlager nur bei Zufuhr ungesättigter Porenwässer oder per diffusivem Salzaustrag erfolgen. Zur Bilanzierung der aus dem Untersuchungsgebiet ausgetragenen Salzmenge (Abs. 5.3.5) bzw. der Subrosionsrate des Allertal-Diapirs (Abb. 5.3.6) spielt die Datierung der tiefen Wässer im Lappwald eine wichtige Rolle.

2.2 Hydrostratigraphische Gliederung

Die Region um Morsleben wird quer zum Verlauf der Aller in drei geologisch-tektonische Struktureinheiten gegliedert [Jubitz et al. 1991]: die Lappwald-Scholle, die Allertalzone und die Weferlinger-Triasplatte (Abb. 2.2).

Von den insgesamt 43 im Untersuchungsgebiet² abgeteuften Hauptbohrungen mit Tiefen zwischen 30 m und 736 m wurden 24 Bohrungen im Rahmen dieser Arbeit beprobt. Die Datierung von Grund- und Porenwasserproben ermöglicht es, Beiträge zu den folgenden Erkundungszielen des Standortuntersuchungsprogrammes zu liefern:

- Ergänzung der bisherigen Vorstellungen des regionalen Grundwasser- und Stoffumsatzes zwischen der Grundwasserscheide im Lappwald und der Aller als Hauptvorfluter und
- Gewinnung von weiteren Erkenntnissen bezüglich der hydraulischen Barrierewirkung von Deckgebirge und Hutgestein.

Wegen der Notwendigkeit, aus Einzelprofilen ein schlüssiges Gesamtbild bzgl. der Porenwasser-Altersverteilung und der Stoffumsatzraten zu erstellen, werden alle Bohrungen einer der drei im Folgenden genauer beschriebenen hydrostratigraphischen Einheiten zugeordnet: Allertal, Südweststrandstörung und Lappwald. Der Beschreibung dieser drei Struktureinheiten liegen die abschließenden Interpretationen der Erkundungsbohrungen der BGR, Berlin zugrunde [Langkutsch et al. 1997], [Langkutsch et al. 1998]. Da auf der Weferlinger-Triasplatte lediglich zwei Hauptbohrungen abgeteuft wurden³ und sich aus den Ergebnissen der dort gewonnenen vier Porenwasserproben keine verallgemeinernden Aussagen über den dortigen Grundwasserumsatz und Stofftransport ableiten lassen, wird der hydrogeologische Bau der Triasplatte hier nicht diskutiert.

2.2.1 Das Allertal

Das Allertal ist die am besten untersuchte Struktureinheit im Untersuchungsgebiet. Im Rahmen dieser Arbeit wurden 12 Bohrungen⁴ beprobt (Abb. 2.2, Tab. 4.3).

Die geologische Struktur des Allertals ist vom Salzstock geprägt, dessen Oberkante, eine nahezu ebene Ablaugungsfläche – die Salzspiegelbegleitzone – in einer Tiefe um -140 mNN (dies entspricht einer Tiefe ca. 250 m u.GOK) ansteht. Der Salzstock wird vom Hutgestein bedeckt, das im zentralen Allertal eine Mächtigkeit von maximal 220 m erreicht und eine Art Hutgesteins-‘Rücken‘ bildet. Die Oberkante dieses Hutgesteinrückens variiert zwischen Alleringersleben und Beendorf zwischen ± 0 mNN bis ca. +80 mNN. Die südwestliche Flanke des Rückens fällt im Untersuchungsgebiet weniger steil zum Rand des Allertals hin ab als dessen Nordost-Flanke, so daß die Mächtigkeit des Hutgesteins⁵ nahe der NO-Randstörung auf um 60 m, nahe der SW-

²Diese Angaben betreffen lediglich den Umfang der Bohrtätigkeiten in den Jahren 1994/95. In den Jahren 1983 bis 1985 waren fünf Kartierungsbohrungen (Kb Mors 1/88 bis 5/85) mit Endtiefen zwischen ca. 250 bis 350 m sowie 19 hydro- und ingenieurgeologische Bohrungen (Hy/Ig Mors 1/83 bis 20/85, ohne 13/83) mit Endtiefen zwischen 30 m bis 100 m niedergebracht worden. In den Jahren 1988 bis 1992 wurden die Bohrungen Dp Mors 1 bis 32, 75 bis 85 sowie 90 und 91 abgeteuft. Angaben aus: [Golder Assoc. GmbH 1994, b]

³Dp Mors 93 a und 94 a

⁴Bei den Bohrpunkten handelt es sich um die Bohrungen Dp Mors 38 a, 42 a, 45 a, 46 a, 47 a, 49 a, 65 a, 69 a, 71 a, 72 a 86 a und 94 a.

⁵Die Hutgesteinsoberkante wurde anhand eines dichten reflexionsseismischen Meßnetzes und der 13 bis ins Hutgestein abgeteuften Bohrpunkte flächendeckend erfaßt. Das seismische Meßnetz umfaßt 13 je ca. 10 km lange Profilstrassen, die in Abständen von 0.5 bis 2 km das Allertal queren. Zwei Längsprofile verbinden die Querprofile [Best 1996].

Randstörung auf um 0 m zurückgeht. An den Flanken des Hutgesteins steht kein Hutgestein an (aus: Kartenmaterial, [BGR 1993]).

Die Durchlässigkeit des Hutgesteins wird je nach Beschaffenheit desselben sehr unterschiedlich bewertet: Prinzipiell gilt für das aus Gips und Anhydrit bestehende Residualgestein, daß es mit Porositäten im Bereich einiger Promille (≤ 0.003) (Abs. 3.2) und Durchlässigkeiten kleiner 10^{-11}ms^{-1} als äußerst ‘impermeabel’ einzustufen ist [Langkutsch et al. 1997]. Partiiell gibt es allerdings erheblich durchlässigere Strukturen. Balzer [1998] zeigt anhand von strukturgeologischen Analysen von Einzelaufschlüssen⁶ und von Untertageaufschlüssen aus dem Grubengebäude, daß das Hutgestein großräumig von Strukturen unterschiedlicher zechsteinstratigraphischer Folgen durchzogen wird⁷. Einigen dieser stratigraphischen Strukturen, die sich z.T. durch stark unterschiedliche Textur auszeichnen (schluffig, tonig, brecciös, klüftig), werden signifikant höhere Durchlässigkeiten zugeordnet. Die Angaben zur Durchlässigkeit des ton- und karbonathaltigen Anhydrites reichen von kleiner 10^{-10} bis 10^{-8}ms^{-1} [Langkutsch et al. 1997]. Dem in der Bohrung Dp Mors 45 a erbohrten alten Salzpiegel bzw. der großräumig verbreiteten Salzpiegelbegleitzone (siehe auch Abs. 2.1 und Abs. 6.1.2) wird hingegen eine Durchlässigkeit von bis zu 10^{-5}ms^{-1} zugeschrieben. Diese Strukturen nehmen damit bei der Diskussion⁸ der Durchlässigkeit des Hutgesteins (Abs. 6.1) eine zentrale Rolle ein. Insgesamt ergeben sich für das Hutgestein Durchlässigkeiten im Variationsbereich von fünf Größenordnungen.

Die Sedimentauflage auf dem Hutgestein in der östlichen Hälfte des Allertals, im Bereich zwischen dem vom Hutgestein gebildeten ‘Rücken’ bis hin zur Nordwestrand-Störung, besteht aus Sedimenten des Mittleren Keupers: dem Steinmergelkeuper und dem Oberen Gipskeuper. Die Durchlässigkeiten der tonig, schluffigen, teilweise geklüfteten und/oder gipshaltigen Keuper-sedimente nehmen mit der Tiefe und dem Alter der Sedimente ab und überstreichen einen Wertebereich von 10^{-7} bis 10^{-11}ms^{-1} .

Das westliche Allertal wird von einem einige Meter bis zu 180 m mächtigen Oberkreide-Aquifer geprägt (Abb. 2.3). Dieser Porengrundwasserleiter ist parallel zur südwestlichen Flanke der Grabenstruktur durchgehend verbreitet. Der Aquifer stellt zusammen mit oberflächennahen Quartärablagerungen und mit Durchlässigkeiten von 10^{-4} bis 10^{-5}ms^{-1} den bestleitenden Horizont im Untersuchungsgebiet dar. Die vorwiegend aus Sand, Feinsand und Schluff bestehenden, trogförmig abgelagerten Kreidesedimente stehen entweder unmittelbar auf der Hutgesteinsoberkante (HOK) an oder werden von diesem von ausstreichenden Jura- (bevorzugt) oder Keupersedimenten (nachgeordnet) getrennt.

2.2.2 Der Lappwald-Block

Auf der südwestlich, parallel zum Allertal verlaufenden Höhenlage der Lappwald-Scholle wurden insgesamt 10 Bohrungen abgeteuft; bei sechs Bohrungen⁹ wurden Gesteinsproben für die Analyse der Porenwasser-Inhaltsstoffe entnommen. Darunter ist auch die mit 736 m tiefste Bohrung im Untersuchungsgebiet – Dp Mors 52 a.

Vereinfachend wiedergegeben besteht der Lappwald-Block aus einer über 1200 m mächtigen Sedimentauflage, die als Muldenstruktur ausgeprägt über dem präoberpermischen Untergrund

⁶ Bohrung Dp Mors 40 a, 65 a, 72 a und Htm4/-

⁷ Balzer [1997] schlußfolgert außerdem, daß die im Hutgestein identifizierten Residualstrukturen konsequent den noch nicht subrosiv veränderten Strukturen im Salinar zugeordnet werden können.

⁸ In den Bohrungen Dp Mors 42 a, 45 a, 65 a und 72 a wurde das Hutgestein auf Stecken größer 70 m durchteuft und von uns beprobt. Die Interpretation dieser besonders in Bezug auf die Barrierenwirkung des Hutgesteins interessanten Bohrungen erfolgt in Abs. 6.1.1.

⁹ Bohrungen Dp Mors 35 a, 52 a, 55 a, 56 a und 64 a

(*Rotliegendes* in Abb. 2.3) ansteht. Die östliche Flanke dieser Muldenstruktur ist in Abb. 2.3 abgebildet. In ihr sind ein reduziertes Zechstein- und Buntsandsteinprofil, sowie vollständige Muschelkalk-, Keuper- und Liasprofile anzutreffen [Golder Assoc. GmbH 1994, b]. Die Achse der Muldenstruktur ist in der Höhe der Gipskeuper-Basis (kmGo) ca. 1-2 km von der westlichen Flanke der Oberkreide-Verbreitung entfernt.

Die im Lappwald nur dünn anstehenden quartären Ablagerungen liegen normalerweise oberhalb des Grundwasserspiegels, so daß deren hydrogeologische Bedeutung auf die Grundwasserneubildungsrate beschränkt bleibt.

Die Grundwasserströmung auf der Lappwald-Scholle wird wegen der dominierenden Verbreitung von Festgestein von der Kluftwasserbewegung geprägt. Diese vollzieht sich insbesondere im Rhät (Sand-, Ton- und Mergelstein) und in den Folgen des Steinmergelkeupers (Schluff- und Tonstein), denen Durchlässigkeiten von 10^{-5} bis 10^{-8}ms^{-1} zugeordnet werden. Mit dem Übergang vom Steinmergelkeuper zum Oberen Gipskeuper in einer Tiefe von ca. 300 u.GOK (ca. -140 m NN) kommt die advective Grundwasserbewegung zum Erliegen. Dem Oberen und Unteren Gipskeuper (Ton- und Schluffstein, Gips, Anhydrit und Steinsalz) werden Durchlässigkeiten von 10^{-10} bis kleiner 10^{-11}ms^{-1} zugeordnet, dem von diesen beiden Folgen eingebetteten, teilweise gestörten Schilfsandstein-Horizont hingegen nochmals Durchlässigkeiten¹⁰ von 10^{-7} bis 10^{-9}ms^{-1} [Langkutsch et al. 1997].

Hydrogeologisch interessant ist das Vorkommen von Salzlagerstätten (kristallines Halit) ab dem oberen Teil des Oberen Gipskeupers bis in den Muschelkalk (Abs. 2.1.1).

2.2.3 Die Südwestrand-Störungszone

Als dritte, für das Verständnis der Tiefengrundwasserbewegung wichtige stratigraphisch-tektonische Einheit wird die das Allertal von der Lappwald-Scholle trennende Grabenbruchkante - die sogenannte Südwestrandstörung - charakterisiert. Zum besseren Verständnis des Verlaufs des Grundwasseranstroms aus dem Lappwald in das Allertal wurden hier neun Bohrungen abgeteuft, bei sechs¹¹ wurden Porenwasser-Tiefenprofile analysiert.

Die Störungszone ist geprägt durch kompliziert wechselhaft versetztes Keupermaterial und zu meist steil einfallende ($60-90^\circ$) Jura-Teilschollen. An diesem sogenannten 'Jura-Keil' bzw. an dem darunter anstehenden Hutgestein enden die Schichtglieder der Lappwald-Scholle (Abb. 2.3). Den flacher anstehenden, auch Feinsandbestandteile beinhaltenden, teilweise geklüfteten Folgen werden Durchlässigkeiten von 10^{-6} bis 10^{-7}ms^{-1} zugeordnet, den Ton- und Schluffsteinhaltigen Sedimenten des Unteren Jura werden Durchlässigkeiten von 10^{-8} bis 10^{-9}ms^{-1} zugeordnet.

¹⁰Diese erhöhte Wasserdurchlässigkeit innerhalb des Schilfsandsteinhorizontes wurde durch einen beprobten Kluftwasserzutritt im Tiefenbereich um 420m, erhöhte Porosität und stagnierender - im Vergleich zum sonst mit der Tiefe kontinuierlich ansteigenden - ⁴He-Konzentration bestätigt; siehe auch Abb. A.13.

¹¹Bohrungen Dp Mors34 a, 37 a, 40 A1, 43 a, 50 a, 51 a

Kapitel 3

Spurenstoffe im Grund- und Porenwasser

Die Messung der Konzentration von natürlichen radioaktiven Tracern bzw. deren Zerfallsprodukten im Grundwasser ermöglicht quantitative Aussagen bzgl. Verweilzeit, Umsatzraten und Transportprozessen. In diesem Kapitel wird erläutert, welche Spurenstoffe im Rahmen dieser Arbeit an Grund- und Porenwasserproben untersucht wurden, wie jeweils die Probenahme und Analyse durchgeführt wird und welche Altersinformationen aus der Untersuchung der jeweiligen Spurenstoffe zu erwarten sind.

Die Diskussion wird im Abs. 3.6 durch Hinzuziehen von Cl^- und SO_4 -Konzentrationsmessungen an Grundwasserproben ergänzt, die im Hydrochemielabor der BGR, Berlin bzw. im Chemielabor Dr. Wessling (CLW), Hannover durchgeführt wurden [BGR 1997]. In Abs. 3.6.1 wird die Anwendung der $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmung von dem im Grundwasser gelösten Sulfat vorgestellt [Hoefs 1996]. Sie ist in Bezug auf die Identifikation unterschiedlicher Sulfat- bzw. Chlorid-Quellen im Untersuchungsgebiet nützlich (Abs. 3.6.2).

Die Begriffe Grund- und Porenwasser

Die Begriffe *Grundwasser* und *Porenwasser* werden bewußt unterschieden, um zwei Sachverhalte hervorzuheben:

Zum einen werden Grund- und Porenwasserproben auf unterschiedliche Art gewonnen: Während man für die oberen 100 bis 150 m keine Schwierigkeiten sah, Grundwasserproben aus gut wasserleitenden Schichten zu beproben, war zu erwarten, gerade in den interessierenden tieferen und undurchlässigeren Schichten über dem Salzstock und den angrenzenden jurassischen und triassischen Sedimenten nur vereinzelt Kluftwasserzuläufe beproben zu können. Durch die Erweiterung der Edelgas-Datierung von Grundwasser- auf Porenwasserproben [Osenbrück 1996], [Osenbrück & Sonntag 1996], (Abs. 3.1.1) wurden überhaupt erst die umfangreichen Untersuchungen in vorwiegend schlecht bis undurchlässigen Sedimentgesteinen im Untersuchungsgebiet möglich.

Zum anderen werden bei der Grund- und Porenwasserprobenahme zwei Wasser-Reservoirs beprobt (Kluft- und Porenraum), die Wässer mit *nicht prinzipiell* identischer Spurenstoff-Zusammensetzung beinhalten. Bei übereinstimmenden Analyseergebnissen zwischen einer Grund- und Porenwasserprobe muß es einen zusammenhängenden Porenraum geben, der mindestens den molekular-diffusiven Austausch des Isotopengehaltes des Wassers bzw. der Wasser-

inhaltsstoffe ermöglicht. Daher können aus dem Vergleich der Zusammensetzung von Grund- und Porenwasser hydrodynamische Informationen gewonnen werden, gerade auch in Bezug auf die Grundwasserbewegung in geklüfteten Systemen (s. Abs. 6.2.4).

Grundwasserproben aus hydraulischen Tests und Kurzpumpversuchen

Die Grundwasserprobenahme erfolgte in einigen Fällen während der hydraulischen Tests, im allgemeinen durch Kurzpumpversuche an Grundwassermeßstellen.

Hydraulische Packertests wurden an 16 frisch abgeteuften, noch nicht zu Grundwassermeßstellen ausgebauten Bohrungen in insgesamt 71 Testintervallen mit dem vorrangigen Ziel durchgeführt, die Permeabilität der Gesteine und den anstehenden Formationsdruck (Potential) zu bestimmen [Golder Assoc. GmbH 1994, b]. In 14 Fällen konnten Kluftwasser-Zuläufe lokalisiert und aus entsprechend abgepackerten Testintervallen beprobt werden.

Das vorrangige Ziel des Ausbaus von Bohrungen zu Grundwassermeßstellen ist die Beobachtung des Grundwasserspiegels im Untersuchungsgebiet. Daher wurden gezielt in gut permeablen Horizonten Filterstrecken ausgebaut. Die tiefsten Filterstrecken befinden sich jeweils in der mit 'a' gekennzeichneten Bohrung, weitere Filterstrecken in den jeweils flacheren Nebenbohrungen ('b' teilweise auch 'c' und 'd'). Kurzpumpversuche wurden an allen Haupt- und Nebenbohrungen nach deren Ausbau zu Grundwassermeßstellen durchgeführt.

Bei Grundwasserproben muß geprüft werden, wie wahrscheinlich eine Kontamination mit Fremdwasser, d.h. mit Bohrspülung oder mit Grundwasser anderer wasserführender Horizonte ist¹. Eine die Probenqualität beeinflussende Verunreinigung mit Bohrspülung ist ausgeschlossen, da alle Grundwasserproben weniger als 2% der ursprünglichen Konzentration von 1 ppm Uranin² beinhalten, die der Bohrspülung als Tracer zugegeben wurde. Die mögliche Kontamination einer Grundwasserprobe mit Fremdwasser aus einem anderen wasserführenden Horizont kann dagegen nicht prinzipiell ausgeschlossen werden, sondern muß im Einzelfall entschieden werden (s. dazu Abs. 4.3).

3.1 Gelöste Edelgase

Die Atmosphäre ist die Hauptquelle der im Grundwasser gelösten Edelgase He, Ne, Ar, Kr und Xe. Außerdem ist die radiogene und nukleogene Produktion verschiedener Edelgasisotope aus im Untergrund natürlich vorkommender Mutterisotope, die primordiale ³He Komponente, die kosmogene ³⁹Ar-Komponente sowie der antropogene Eintrag von ⁸⁵Kr, ³⁷Ar und ³H/³He zu nennen. Bei Überschußkonzentration der im Grundwasser gelösten Edelgase ist die Atmosphäre deren einzige Senke. Bei bekannten Quellenraten der einzelnen Edelgasisotope kann anhand der gemessenen Konzentration die mittlere Verweilzeit des Grund- und Porenwassers im Untergrund berechnet werden.

3.1.1 Probenahme, Messung

Bei der Grundwasserprobenahme nach einem Routineverfahren wird das als Probengefäß dienende, ca. 1 m lange Kupferrohr (10 mm Außendurchmesser) mit einer Schlauchverbindung an

¹ Im Gegensatz dazu kann bei Porenwasserproben bei sorgfältigem Arbeiten eine Kontamination mit Fremdwasser aufgrund der Probenahmetechnik (Abschlagen der äußeren, möglicherweise mit Bohrspülung kontaminierten Randbereiche des Bohrkernsegmentes) ausgeschlossen werden.

² mit einer Toleranz von 0.6 bis 1.2 ppm [Golder Assoc. GmbH 1994, b]

die Wasserpumpe³ angeschlossen. Ein Reduzierventil am Ausgang des Kupferrohres soll die Aufrechterhaltung des Gebirgsdruckes im Rohr gewährleisten und somit Entgasung und Blasenbildung verhindern. Nach einer Spülzeit wird das Kupferrohr an beiden Enden mit speziellen Klemmen (Kaltschweißen) gasdicht verschlossen [Weiss 1968]. Die Probenahme wurde von Mitarbeitern des Feldlabors der Fa. Golder Associates GmbH, Celle, durchgeführt. Für eine detaillierte Beschreibung der Probenahme von Grundwasserproben sei auf Arbeiten von [Rudolph 1981], [Stute 1989] und vor allem [Gröning 1994] verwiesen.

Zur Konzentrationsbestimmung der im Porenwasser gelösten Edelgase von schlecht durchlässigen Evaporit- und Sedimentgesteinen wurde eine spezielle Probenahmemethode entwickelt [Osenbrück 1996]. Der Einsatz dieser Methode hat sich bereits in anderen Projekten bewährt, speziell wenn mit Grund- oder Kluftwasserzuläufen in die Bohrlöcher aufgrund schlecht durchlässiger Formationen nicht gerechnet werden kann [Rübel et al. 1997], [Lippmann et al. 1997], [Osenbrück, Lippmann & Sonntag, 1998].

Die Probenahme muß unmittelbar nach dem Abteufen der Bohrkernkerne erfolgen, um Entgasungsverluste zu minimieren. Segmente von ca. 10 cm Länge werden mit Hammer und Meißel von den Bohrkernen (4 inch Außendurchmesser) abgetrennt. Nach Abschlagen der äußeren, von Bohrspülung kontaminierten Bereiche wird das verbleibende Gesteinsstück von 200 bis 400 g in einen vakuumdichten Probenahmebehälter verbracht. Die Luft im Behälter wird durch Wechsel zwischen Evakuieren mittels einer Drehschieberpumpe und Spülen mit Stickstoff innerhalb von 70 Sekunden entfernt und der Behälter dicht verschlossen. Aufgrund der geringen Löslichkeit von Edelgasen im Wasser [Weiss 1971] erfolgt eine quantitative Entgasung innerhalb von 4 Wochen in das Behältervolumen von ca. 450 cm³. Die Messung der Edelgase⁴ aus Grund- und Porenwasserproben erfolgt nach einem Routineverfahren an einem VG-Massenspektrometer (Typ: MM1200) (z.B. [Rudolph, Rath & Sonntag 1984]). Bei Grundwasserproben wird die extrahierbare Edelgasmenge auf das Gesamtprobengewicht bezogen, bei Porenwasserproben auf die durch Ofentrocknung gravimetrisch bestimmte Porenwassermenge⁵. Die Entgasungsverluste bei Porenwasserproben während des Bohrens, des Bohrkern-Ziehens und der Probenahme liegen mit ca. 30 % im Bereich des theoretisch erwarteten Wertes, der Fehler bei Doppelproben ist kleiner als 10 % [Osenbrück 1996]. Individuelle Entgasungskorrekturen wurden nicht durchgeführt.

3.1.2 Altersinformation

Die Löslichkeit der Edelgase Helium, Neon, Argon, Krypton und Xenon im Wasser ist temperaturabhängig (Gl. 3.1). Bei der Infiltration von Niederschlag in den Grundwasserkörper stellt sich entsprechend der herrschenden Bodentemperatur eine Gleichgewichtskonzentration ein. Im Grundwasserkörper mitteln sich jahreszeitliche Temperaturschwankungen, so daß über längere Zeitskalen und in 'idealen' Aquiferen die Information der Jahresmitteltemperatur erhalten bleibt⁶. Durch Konzentrationsbestimmung der Edelgase kann diese sogenann-

³Im Untersuchungsprogramm wurden zwei verschiedene Tauchpumpen eingesetzt: Moyono-Pumpe und eine Unterwasser-Kreiselpumpe (Fa. Grundfos) [Golder Assoc. GmbH 1994, b].

⁴Im Routineverfahren werden die Isotope ⁴He, ²⁰Ne, ²¹Ne, ²²Ne, ³⁶Ar, ³⁸Ar, ⁴⁰Ar, ⁸²Kr, ⁸³Kr, ⁸⁴Kr, ⁸⁶Kr, ¹²⁹Xe, ¹³¹Xe, ¹³²Xe, ¹³⁴Xe, ¹³⁶Xe gemessen.

⁵Die Schwierigkeiten bei der Wassergehaltsbestimmung von gipshaltigem Probenmaterial werden in Abs. 3.4.2 behandelt.

⁶Ein Aquifer ist bzgl. seiner Paläoklimainformation ideal, wenn es ein gespannter Sandsteinaquifer mit bekannter Höhe [m NN] des Infiltrationsgebietes (Temperatureffekt) und gut definiertem Fließregime ist. Die Mischung mit Wässern anderer Aquifere sollte gering sein oder ganz ausgeschlossen werden können. Nicht zuletzt gewährleistet eine Ausdehnung von 50 bis 100 km, daß entlang des unterirdischen Fließweges holozäne und

te Edelgastemperatur bestimmt werden, was eine Unterscheidung zwischen holozänen (Alter bis 10.000 Jahre) und pleistozänen Wässern (älter als 10.000 Jahre) ermöglicht (s. z.B. [Stute 1989], [Gröning 1994]. So wurden an ^{14}C -datierten Grundwässern die Paläotemperaturen der letzten 40000 Jahre rekonstruiert [Andrews & Lee 1979], [Rudolph, Rath & Sonntag 1984], [Gröning 1994], [Stute et al. 1995].

Einige Edelgase werden im Untergrund radiogen produziert. Daher kann durch Bestimmung des Konzentrations-Überschusses dieser Edelgase gegenüber der Gleichgewichtskonzentration mit Atmosphäre ein Akkumulationszeitraum, d.h. die Verweilzeit des Grundwassers im Untergrund, berechnet werden. In einem geschlossenen System muß dazu nur die *in situ* Produktionsrate des betreffenden Edelgasisotopes bekannt sein. In der Realität müssen auch Beiträge aus Schichten oberhalb und unterhalb des Aquifers berücksichtigt werden, die durch Diffusion oder Advektion in das in diesem Fall offene System gelangen.

In dieser Arbeit erfolgt die Edelgasdatierung, d.h. die Bestimmung der mittleren Verweilzeit des Grund- und Porenwassers im wesentlichen dadurch, daß der Konzentrations-Überschuß von ^4He gegenüber der Gleichgewichtskonzentration bei 10°C bestimmt wird⁷. Die im Untersuchungsgebiet angetroffenen, teilweise geklüfteten, schlecht durchlässigen Sedimentgesteine stellen keinen idealen Aquifer dar, so daß eine Datierung aufgrund des Temperatureffektes zwischen Kalt- und Warmzeit mit Edelgastemperaturen nicht durchgeführt werden konnte.

Atmosphärische Edelgase

Die Hauptquelle der im Grundwasser gelösten Edelgase ist die Atmosphäre, mit der sich bei der Grundwasserneubildung entsprechend der mittleren Jahrestemperatur ein Lösungsgleichgewicht mit der Gleichgewichtskonzentration C_i einstellt.

$$C_i = \beta_i \frac{P_i}{P_o \varrho_w} \quad (3.1)$$

- P_o ... Normaldruck = $1.013 \cdot 10^5$ Pa
- P_i ... Partialdruck des betreffenden Edelgases
- ϱ_w ... Dichte des Wassers = 1 g cm^{-3}
- β_i ... Bunsensche Löslichkeit [$\text{cm}^3 \text{ STP cm}^{-3}$]

Die Löslichkeit der Edelgase, angegeben durch den Bunsenschen Löslichkeitskoeffizient β_i , ist für jedes Edelgas unterschiedlich und nimmt mit steigender Temperatur und zunehmenden Salzgehalt ab. Die Löslichkeiten der Edelgase in destilliertem Wasser sind als Funktion der Temperatur besser als 1% bekannt [Weiss 1970], [Weiss 1971] und [Clever 1979]. Der Bunsenkoeffizient β_i nimmt exponentiell mit der Salzkonzentration des Wassers ab und reduziert im Extremfall gesättigter NaCl-Lösungen die Edelgaskonzentration auf etwa 30% [Smith & Kennedy 1983].

Bei Grundwasserspiegelschwankungen kann durch vollständiges Auflösen kleiner Luftblasen der Gleichgewichtskonzentration ein Überschuß an gelösten Gasen mit atmosphärischer Zusammensetzung hinzugefügt wurden. Dieser Luftüberschuß kann aufgrund der unterschiedlichen Löslichkeit der Edelgase von der Gleichgewichtskonzentration separiert werden

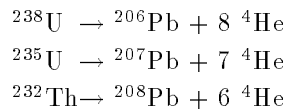
pleistozäne Wässer gespeichert sind [Stute 1997].

⁷ Dieser Überschuß wird auch ^4He -Exzeß genannt.

[Heaton & Vogel 1972], [Tegen 1988], [Gröning 1989] und [Osenbrück 1991]. Im Falle der Porenwasserproben kann ein Luftüberschuß bei der Probenahme durch nicht abgepumpte Restgasmengen im Probenbehälter verursacht werden⁸. In den Datentabellen im Anhang sind auch die luftüberschußkorrigierten Werte der Porenwasserproben aufgeführt und mit ‘ $\delta N_{e_{korr}}$ ’ gekennzeichnet.

Radiogene Edelgase

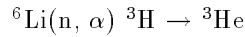
Weitere Quellen der im Grundwasser gelösten Edelgase sind radioaktive Zerfallsprozesse im Untergrund von natürlich vorkommenden Nukliden. ^4He aus dem α -Zerfall der Nuklide der Uran- und Thorium-Zerfallsreihen stellt den Hauptteil der radiogen erzeugten Edelgasisotope dar:



Die Produktionsrate von ^4He in den Gesteinen der Erdkruste hängt allein von den Uran- und Thorium-Konzentrationen ab [Ozima & Podosek 1983]:

$$P_4 = (1.19 \cdot 10^{-13} U[\text{ppm}] + 2.88 \cdot 10^{-14} Th[\text{ppm}]) \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1} \text{a}^{-1} \quad (3.2)$$

^3He wird im Untergrund durch die (n, α) -Reaktion thermischer Neutronen mit Lithium und anschließendem β -Zerfall des entstehendem Tritiums produziert [Morrison & Pine 1955]:



Die Produktionsrate P_3 von ^3He ist abhängig von der Neutronen-Produktion P_n und dem Verhältnis des Neutronen-Einfangs durch Lithium $\sigma_{Li} \times N_{Li}$ [mbarn] zur Summe aller Neutronenreaktionspfade [Andrews 1985]:

$$P_3 = P_n \frac{\sigma_{Li} N_{Li}}{\sum_i \sigma_i N_i} \quad (3.3)$$

Die Bestimmung des $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses gestattet die Differenzierung unterschiedlicher He-Quellen. *In situ* produziertes Helium hat ein $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis im Bereich von $1 \cdot 10^{-9}$ bis $1 \cdot 10^{-7}$ [Mamyrin & Tolstikhin 1984] und wird hauptsächlich vom Lithiumgehalt der Gesteine bestimmt. In der Atmosphäre herrscht ein konstantes $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von $1.38 \cdot 10^{-6}$ [Clarke, Jenkins & Top 1976]. Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis des oberen Erdmantels mit $1.1 \cdot 10^{-5}$ [Lupton 1983] wird als Mischung aus radiogener und primordialer Komponente aufgefaßt. Ein Mantel-Heliumfluß in die kontinentale Kruste wird nur in Gebieten mit rezenter tektonischer Aktivität beobachtet [Oxburgh, O’Nions & Hill 1986], [O’Nions & Oxburgh 1988]. Osenbrück [1996] konnte zeigen, daß im Untersuchungsgebiet im Tiefenbereich um 100 m.u.GOK ein deutlicher Übergang von atmosphärischem zu radiogenem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis von 2 bis $5 \cdot 10^{-8}$

⁸Durchschnittliche Restgasmengen von $0.024 \text{cm}^3 \text{STP}$ Luft entsprechen bei typischen Probengrößen einem relativen Betrag von 8% und liegen damit noch innerhalb des Fehlers [Osenbrück 1996].

stattfindet. Eine Beimischung von Mantel-Helium in Untersuchungsgebiet wird ausgeschlossen.

Ein weiteres zur Datierung von Grundwasserproben geeignetes Edelgasisotop ist ^{40}Ar . Es wird in der Erdkruste beim β -Zerfall (Elektroneneinfang) von ^{40}K mit einem Anteil von 10% gebildet. Die Produktionsrate P_{40} ergibt sich aus dem K-Gehalt [% Gew.] gemäß [Ozima & Podosek 1983]:

$$P_{40} = 3.887 \cdot 10^{-12} \text{ K } [\% \text{ Gew.}] \text{ cm}^3 \text{ STP } \text{ g}^{-1} \text{ a}^{-1} \quad (3.4)$$

Die Datentabellen im Anhang A enthalten die $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Isotopenverhältnisse der Porenwasserproben. Überhöhungen gegenüber dem atmosphärischen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Isotopenverhältnis von 295.5 werden im Hutgestein⁹ mit Werten bis zu 330, in den Sedimentgesteinen in Tiefen unter ca. 300 m u.GOK mit Werten bis zu 640 beobachtet¹⁰.

Die Edelgasisotope ^{134}Xe , ^{136}Xe und zu einem geringeren Anteil ^{131}Xe , ^{132}Xe sowie die Krypton-Isotope ^{82}Kr , ^{83}Kr und ^{84}Kr entstehen zu unterschiedlichen Anteilen bei der spontanen Spaltung von ^{238}U . Signifikante Isotopenverschiebungen sind im Grundwasser erst ab Altern ≥ 50 Mio Jahre meßbar. Die Produktionsraten der wichtigsten Spaltprodukte

$$\begin{aligned} P_{136} &= 4.98 \cdot 10^{-22} \text{ U } [ppm] \text{ cm}^3 \text{ STP } \text{ g}^{-1} \text{ a}^{-1} \\ P_{134} &= 4.98 \cdot 10^{-22} \text{ U } [ppm] \text{ cm}^3 \text{ STP } \text{ g}^{-1} \text{ a}^{-1} \end{aligned} \quad (3.5)$$

sind gut bekannt, weil die Zerfallskonstante für spontane Spaltung von ^{238}U für die Xe-Xe-Datierung und Spaltspuren-Datierung von großem Interesse ist (z.B. [Shukoljukov, Kirsten & Jessberger 1974]).

In einem abgeschlossenen System kann die Verweilzeit des Wassers im Untergrund mit

$$t_{is} = \frac{C_{He}}{A_{is}} \quad (3.6)$$

abgeschätzt werden. Dabei ist die *in situ* Akkumulationsrate A_{is} im Grund- und Porenwasser über die Porosität des Gesteins n und die Dichten von Gestein ρ_s und Wasser ρ_w mit der *in situ* Produktionsrate P_{is} verknüpft:

$$A_{is} = \lambda \frac{1-n}{n} \frac{\rho_s}{\rho_w} P_{is} \quad (3.7)$$

Dabei werden die Isotope mit einem für sie charakteristischen Freisetzungsgrad λ aus dem Gestein in das Porenwasser abgegeben. Für ^4He wird im folgenden $\lambda = 1$ gesetzt.

Im allgemeinen müssen diffusive und/oder advective Beiträge aus anderen Grundwasserkörpern berücksichtigt werden, denn abgeschlossene Systeme stellen eine Ausnahme dar. Im Untersuchungsgebiet wird speziell der diffusive Fluß J_{diff} aus tiefen Sedimentgesteinen des Lappwaldes in das zirkulierende Grundwassersystem berücksichtigt. Daher berechnet sich das ^4He -Alter t_{is+j} mit individueller Porosität n , ^4He -Konzentration C_{He} , U- und Th-Konzentration und

⁹z.B. Dp Mors 42 a, 45 a, 46 a, 69 a

¹⁰z.B. Dp Mors 52 a, 55 a

Mächtigkeit des akkumulierenden Grundwasserkörpers h zu:

$$t_{is+j} = C_{He} \left(A_{is} + \frac{J_{diff}}{n \rho_w h} \right)^{-1} \quad (3.8)$$

Die Größe des diffusiven ^4He -Flusses ist von Osenbrück (1996) im Untersuchungsgebiet anhand des ^4He -Tiefenprofils der Bohrung DpMors52a (Lappwald) zu $J_{diff}=2.1 \cdot 10^{-7} \text{cm}^3 \text{STPcm}^{-2} \text{a}^{-1}$ ermittelt worden. Der Wert vergleicht sich sehr gut mit Literaturwerten von $4 \cdot 10^{-7} \text{cm}^3 \text{STPcm}^{-2} \text{a}^{-1}$ für Ungarn [Stute et al. 1992, a] und $36 \cdot 10^{-7} \text{cm}^3 \text{STPcm}^{-2} \text{a}^{-1}$ für Australien [Torgersen & Clarke 1984]. In Abs. 5.2 wird gezeigt, daß dieser Wert für die gesamte Lappwald-Scholle repräsentativ ist. Befindet sich ein System im dynamischen Gleichgewicht, kann mit Gln. 3.8 nur ein Minimalalter abgeschätzt werden.

3.2 Stabile Isotope des Wassers

Die Konzentrationsbestimmung der stabilen Isotope von Deuterium D und ^1H sowie ^{16}O und ^{18}O an Grund- und Porenwasserproben im Untersuchungsgebiet ist deshalb besonders aufschlußreich bzgl. der Grundwasserdynamik, weil sie die Unterscheidung in meteorische Wässer - d.h. solche, die als Niederschlag gefallen und in den Boden infiltriert sind - und immobile Wässer, bei denen es sich um Meerwasser-Relikte aus Zeiten der Gesteinssedimentation handelt - also um sogenanntes Formationswasser - ermöglicht. Bei meteorischen Wässern wird außerdem zwischen Kalt- und Warmzeitlicher Isotopensignatur differenziert, respektive holozäner und pleistozäner Isotopensignatur.

Die Interpretation der stabilen Isotopensignatur bzgl. der Altersinformation bzw. der Mobilität der Grund- und Porenwässer erfolgt im Abschnitt 3.2.2. Zuvor wird die Probenahme und Messung vorgestellt.

3.2.1 Probenahme, Extraktion und Messung

Zur Bestimmung der Isotopenverhältnisse von Deuterium und ^{18}O am Porenwasser wurden - ebenfalls wie bei der Probenahme für im Porenwasser gelöste Edelgase (Abs. 3.1.1) - frische Bohrkernproben genommen. Die äußeren, mit atmosphärischem Wasserdampf oder Bohrspülung kontaminierten Bereiche wurden entfernt und aus dem Inneren der Bohrkernsegmente von einer Länge zwischen 5 und 10 cm herausgeschlagen. Etwa 200 bis 400 g schwere Gesteinsproben wurden in 500 oder 1000 ml Siladur-Metall Dosen verpackt, die mit einem Gummiring gedichteten Spanning luftdicht verschlossen werden.

In Einzelfällen wurden einige Tage alte Bohrkernsegmente nachbeprob. Deren Isotopenwerte werden letztendlich wegen nicht quantifizierbarer Fraktionierungseffekte aufgrund von Verdunstungsverlusten und Isotopen-Austausch mit atmosphärischem Wasserdampf bei der Diskussion der Ergebnisse nicht verwendet. In den Meßwertetabellen im Anhang A.2 sind diese Werte in Klammern aufgeführt.

Die Extraktion des Porenwassers erfolgte durch Vakuumdestillation im Labor. In 500 ml Weithalsgläser werden 10 auf Daumnagelgröße zerkleinerte Gesteinsproben parallel an die Destillationsanlage angeschlossen und über Kapillaren evakuiert. Zur quantitativen Extraktion des Porenwassers wurden die Proben 48 h lang unter Vakuum bei einer Temperatur von 105°C ausgeheizt und der freiwerdende Wasserdampf in 250 ml Flaschen ausgefroren [Sonntag 1992], [Schmitz 1993].

Die Messung der Isotopenverhältnisse der Porenwasser-Destillate bzw. der Grundwasserproben werden am Institut für Umweltphysik nach üblichen Verfahren durchgeführt. Zur Bestimmung des Deuteriumgehaltes δD (zur Notation siehe Gl.3.11) werden 0.5 ml Wasser mit Zink reduziert und das entstehende Wasserstoffgas in einem MAT 250 Massenspektrometer gemessen. Für die Messung der Sauerstoff-Isotopie $\delta^{18}O$ in einem MAT 252 Massenspektrometer werden 5 ml Probenwasser isotopisch mit CO_2 -Gas äquilibriert [Roether 1970]. Die Meßgenauigkeit der massenspektrometrischen Bestimmung beträgt 1‰ für δD und 0.1‰ für $\delta^{18}O$. Bei den teilweise sehr kleinen Wassermengen (kleiner 5 ml) erhöht sich der Meßfehler auf etwa 0.5‰ für $\delta^{18}O$. Wassermengen unter 0.2 ml sind praktisch nicht mehr meßbar.

Die Meßwertetabellen im Anhang A enthalten sowohl die gemessene Isotopie der Porenwässer als auch korrigierte δD - und $\delta^{18}O$ -Werte. Von der Korrektur betroffen sind die Isotopenwerte meteorischer Porenwasserproben, die links der GMWL¹¹ zu liegen kommen. Dieser Effekt kann durch unvollständige Destillation erklärt werden, denn dabei kommt es zur Fraktionierung der Porenwasserisotopie zwischen Destillat und ursprünglicher Porenwasserzusammensetzung. Die Fraktionierung kann mit dem Rayleigh-Ansatz berechnet werden [Dansgaard 1964], wenn der im Gestein verbleibende Restwasseranteil F bekannt ist:

$$R = R_0 \frac{1 - F^{\frac{1}{\alpha_e \alpha_k}}}{1 - F} \quad (3.9)$$

Dabei ist R bzw. R_0 das Isotopenverhältnis HDO/H_2O (resp. $H_2^{18}O/H_2O$) des Destillates bzw. des ursprünglichen Porenwassers, α_e der Gleichgewichts-Trennfaktor und α_k der Kinetische Trennfaktor. Mit einem Restwasseranteil F von 1 bis 2% können Abweichungen links der GMWL (Abs.3.2.2) von etwa 2‰ im Deuterium und etwa 1.5‰ im $\delta^{18}O$ erklärt werden. Die Korrektur bewirkt eine Verschiebung der Datenpunkte in $\delta D/\delta^{18}O$ -Diagramm mit der Steigung 1 von links auf die GMWL.

In drei systematischen Destillationsreihen (Tab.3.1) wurde die Ausbeute der Porenwassermenge (%) in Abhängigkeit von der Destillations-Dauer und der Destillations-Temperatur untersucht. Die tabellierten prozentualen Wassermengen beziehen sich auf die extrahierte Wassermenge einer jeden Probe, die im Verlauf einer Destillations-Reihe insgesamt extrahiert wurde (Referenzwert = 100%). In jeder Destillationsreihe wurden 10 Tonsteinproben parallel destilliert. Bei einer Destillations-Dauer von 48 h bei $105^\circ C$ ist im Mittel eine Ausbeute der Porenwassermenge von 99.6 ± 0.25 gegeben (Destillations-Reihe 3). Mit diesem Restwasseranteil von im Mittel 0.4% läßt sich die tatsächliche Verschiebung nach links der GMWL von in Einzelfällen bis zu ca. 2‰ im δD und bis zu 1‰ im $\delta^{18}O$ nicht erklären. Im Rahmen der hier geforderten Genauigkeit – Unterscheidung zwischen holozäner, pleistozäner und Formationswasser-Isotopensignatur – beeinträchtigt die Größe dieser relativen Verschiebung nicht die Interpretation.

3.2.2 Altersinformation

Isotopie meteorischer Wässer

Das Verhältnis der beiden stabilen Isotope des Wasserstoffes, Deuterium $D (= {}^2H)$ und 1H , sowie der des Sauerstoffes ${}^{18}O$ und ${}^{16}O$ in einer Wasserprobe ist bei bekannten äußeren Parametern¹² ein Indikator für die Klimabedingung während der Niederschlags- und Grundwasserbildung.

¹¹ Die global meteoric water line wird in Abs.3.2.2 eingeführt. Auf dieser Geraden kommen im $\delta D/\delta^{18}O$ -Diagramm meteorische Wässer zu liegen; s. auch Abb.3.1

¹² z.B. geographische Breite, Höhenlage, Entfernung zum Meer in Hauptwindrichtung

Destillations-Reihe	Temperatur [°C]	integrierte Dauer [d]	prozentuale Wassermenge	Fehler (1 σ)
1	50	1	82.5	6.7
	50	5	88.9	3.8
	80	7	96.4	1.2
	105	12	100	-
2	80	2	96.7	1.6
	105	4	100	-
3	105	2	99.6	0.25
	105	4	100	-

Tabelle 3.1: Die Tabelle enthält die Ergebnisse von drei Destillationsreihen, in denen die Abhängigkeit der destillierten Porenwassermenge von der Destillationsdauer und der Destillationstemperatur bei Tonsteinproben aus dem Untersuchungsgebiet untersucht wurde. Der 1 σ -Fehler ist die Standardabweichung der extrahierten, prozentualen Porenwassermenge von 10 Parallelproben.

Bei einem Phasenübergang des Wassers, z.B. der Bildung von Luftwasserdampf durch Meerwasserverdunstung, findet eine Isotopenfraktionierung zwischen der flüssigen Phase und der Gasphase statt. Die beiden dafür zuständigen Prozesse – die Gleichgewichtstrennung und die kinetische Trennung – sind abhängig von der herrschenden Temperatur und dem Feuchtedefizit in der Gasphase; diese Zusammenhänge werden z.B. in [Rödel 1992] erklärt. Der Wasserdampf ist isotopisch leichter als das verdunstende Reservoir. Bei der Kondensation von Wasserdampf in der Luft, z.B. bei der Niederschlagsbildung, findet erneut Fraktionierung statt. Die schweren Isotope des Wassers kondensieren bevorzugt, d.h. sie regnen früher aus. Daher ist Niederschlag im Landesinneren im Vergleich zu solchem in Küstennähe in den schweren Isotopen abgereichert ([Sonntag et al. 1979], Kontinentaleffekt).

Die Abweichung der Isotopenverhältnisse

$$R_D = [HDO] : [H_2O] \quad \text{bzw.} \quad R_{18O} = [H_2^{18}O] : [H_2O] \quad (3.10)$$

in einer Probe R_{Probe} zu dem in einem Standard R_{SMOW} (standard mean ocean water) wird in Promille-Abweichung angegeben:

$$\delta = \frac{R_{Probe} - R_{SMOW}}{R_{SMOW}} \cdot 1000 \quad (3.11)$$

Meteorische Wässer kommen in einem $\delta D/\delta^{18}O$ -Diagramm auf einer Geraden (global meteoric water line, GMWL) der Form

$$\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10 \quad (3.12)$$

zu liegen [Craig 1961]. In Abb. 3.1 sind die δD - und $\delta^{18}O$ -Isotopenwerte aller Porenwässer aus den Bohrkernproben aus dem Untersuchungsgebiet gegeneinander aufgetragen. Der y-Achsenabschnitt der Geraden, der sogenannte Deuterium-Exzeß, ist umso größer, je größer das Feuchtedefizit über dem Meer bei der Verdunstung ist. Je niedriger die Temperatur bei der Niederschlagsbildung, desto stärker sind die schweren Isotope abgereichert, also die Werte

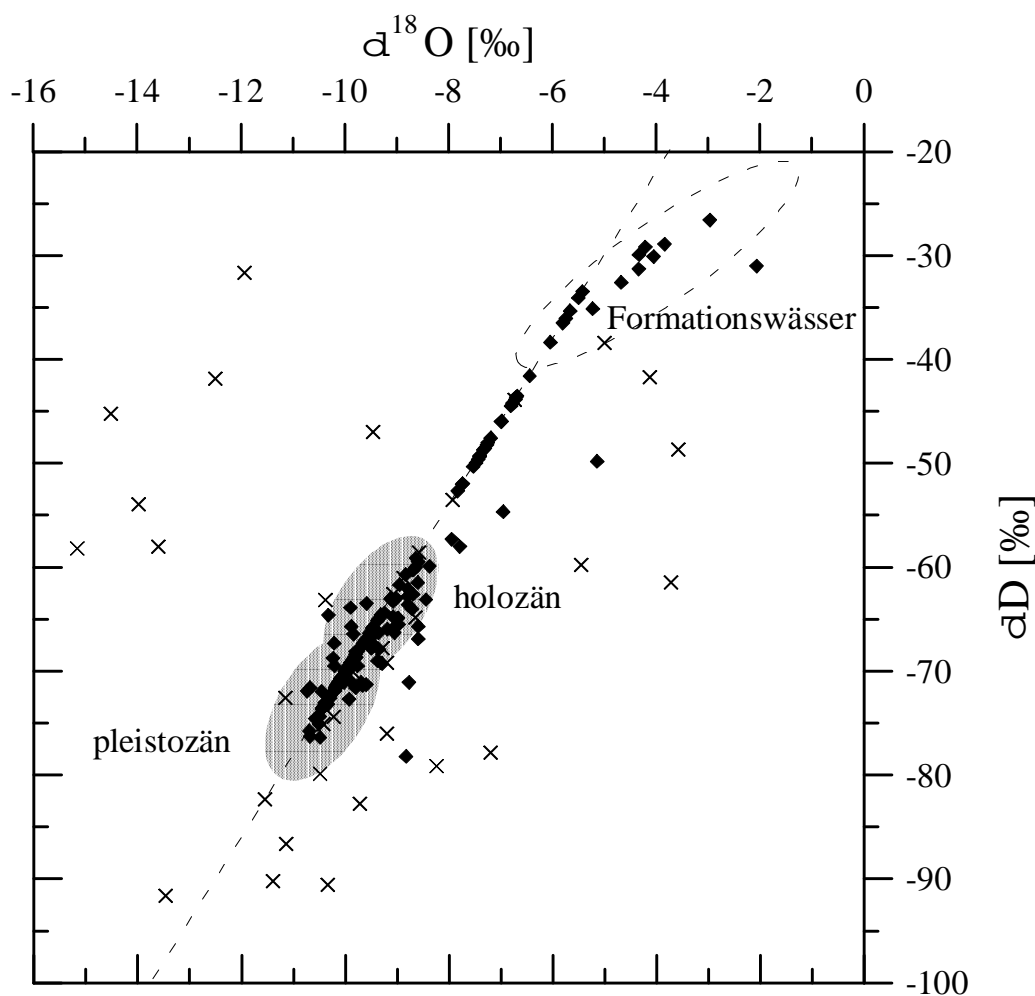


Abbildung 3.1: Im obigen Diagramm ist der $\delta^{18}\text{O}$ - gegen den δD -Wert von Porenwässern aufgetragen. Entlang der GMWL (Gln. 3.12) liegen meteorische Wässer, deren relative Lage von den Klimabedingungen zur Zeit der Grundwasserbildung abhängig ist. Die dunklen Felder kennzeichnen holozäne und spätpleistozäne Isotopensignaturen. Formationswässer liegen rechts der GMWL auf einer Mischungsgeraden zwischen einer leicht veränderten, ursprünglichen Meerwasserzusammensetzung und den meteorischen Wässern. Zum auffälligen Verhalten der Porenwasserisotopie aus Anhydrit und gipshaltigen Gesteinen (Kreuze) siehe Abs. 3.2.3

entlang der GMWL zu negativeren δD - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten hin verschoben.

Da die Isotopie von Einzelniederschlägen aufgrund der unterschiedlichen Herkunft und Vorgeschichte der jeweiligen Luftmassen stark variiert, ist ein Temperatur-Effekt erst für Mittelungszeiten in der Größenordnung eines Monats erkennbar [Rödel 1992]. Bei der Grundwasserneubildung kommt es in den gemäßigten Breiten zur Mittelung des jahreszeitlich variierenden Niederschlags-Isotopengehalts. Der Effekt, daß langfristige Klimaveränderungen in geeigneten Grundwasserspeichern, z.B. in gespannten Aquiferen, zu erkennen ist, wird für die Datierung von Grund- und Porenwässern mit Hilfe der stabilen Isotopenanalyse ausgenutzt z.B. [Rudolph, Rath & Sonntag 1984], [Deák et al. 1987], [Zuber et al. 1997].

Die Isotopie holozäner Grundwässer aus der Region um Morsleben liegt typischerweise für δD bei $(-62.5 \pm 1)\text{‰}$ und für $\delta^{18}O$ im Bereich um $(-8.9 \pm 0.2)\text{‰}$ (Abs. 4.1, Tab. 4.1); die Isotopie spätpleistozäner Wässer ist den holozänen Wässern gegenüber signifikant abgereichert. Es wurden Werte bis in den Bereich deutlich kleiner -70‰ im δD und kleiner -10‰ in $\delta^{18}O$ angetroffen.

Der Bereich für typische holozäne Wässer ist in Abb. 3.1 schattiert gekennzeichnet. Es ist zu erkennen, daß viele Proben eine Mischisotopie aus holozänem und pleistozänem Isotopensignal aufweisen¹³. Proben mit Formationswasser-Isotopie (s.u.) liegen deutlich rechts der GMWL.

Isotopie von Formationswässern

Der Begriff ‘Formationswasser’ ist nicht eindeutig definiert. Weit ausgelegt trifft er auf alle Wässer zu, die in geologischen Formationen unterhalb des zirkulierenden Grundwassersystems angetroffen werden [Gat & Gonfiantini 1981]. In dieser Arbeit wird der Begriff ‘Formationswasser’ bzw. ‘Formationswasserisotopie’ für die in den tiefen Sedimenten des Lappwaldes angetroffenen Porenwässer verwendet. Es wird angenommen, daß es sich dabei um Meerwasser-Relikte handelt, die bei der Ablagerung mariner Sedimente im Meeresboden eingeschlossen wurden und dessen Anfangsisotopie von 0‰ (SMOW) sich im Verlauf von Jahrmillionen unterirdischer Verweilzeit nur geringfügig verändert hat: z.B. durch Einstellung eines Isotopengleichgewichtes mit den Mineralen der Sedimente oder auch durch Diffusion von in flacheren Horizonten anstehenden meteorischen Wässern.

Demnach werden Formationswässer nur dort angetroffen, wo keine advective Grundwasserbewegung stattfindet. Es handelt sich um immobile Porenwässer mit einer für Formationswässer typischen Isotopie von -30‰ bis -16‰ im δD und im $\delta^{18}O$ von -1.4‰ bis $+2.7\text{‰}$ [Hitchon & Friedman, 1969], [Pearson et al. 1994].

3.2.3 Isotopensignatur von Gips-Kristallwasser

Die Diskussion der Wechselwirkung von Porenwasser mit dem Kristallwasser von gipshaltigen Gesteinsproben ist folgendermaßen motiviert:

Die überwiegende Mehrzahl der im Routineverfahren destillierten und auf ihre Isotopensignatur hin analysierten Porenwasserproben erbrachte ein überaus zufriedenstellendes Ergebnis: Die Differenzierung von holozäner, pleistozäner und Formationswasser-Isotopie ermöglicht die grobe Datierung der Porenwässer im Untersuchungsgebiet (Abb. 3.1, Kap. 4). Die prinzipiell dazu nötigen Voraussetzungen – frisch beprobte, naturfeuchte Gesteinsproben, vollständige Destillation des Porenwassers im Routineverfahren ($105^\circ C$, 48h Dauer) und eine Mindestmenge Porenwasser von ca. 5 ml – sind erfüllt (s. Abs. 3.2.1).

Bei der Anwendung des Routine-Destillationsverfahrens auf Gips und gipshaltige Anhydritgesteine aus dem Hutgestein wird in Kauf genommen, daß neben dem Porenwasser auch *Gipskristallwasser* freigesetzt wird. Denn bei Überschreiten einer Temperatur von ca. $58^\circ C$ [Sofer 1967] beginnt das Gips-Mineral $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ unter Abgabe von bis zu 20 % Gew. Wasser zu Anhydrit $CaSO_4$ zu dehydrieren. Bei erwarteten Porenwassermengen des Anhydrits von nur einigen

¹³In Abs. 6.2.2 werden mit Hilfe eines Modelles Rückschlüsse aus dem Einfluß der holozänen Grundwässer auf den Isotopengehalt im pleistozänen Grundwasserkörper gezogen und mittlere Umsatzraten bzw. Verweilzeiten angegeben.

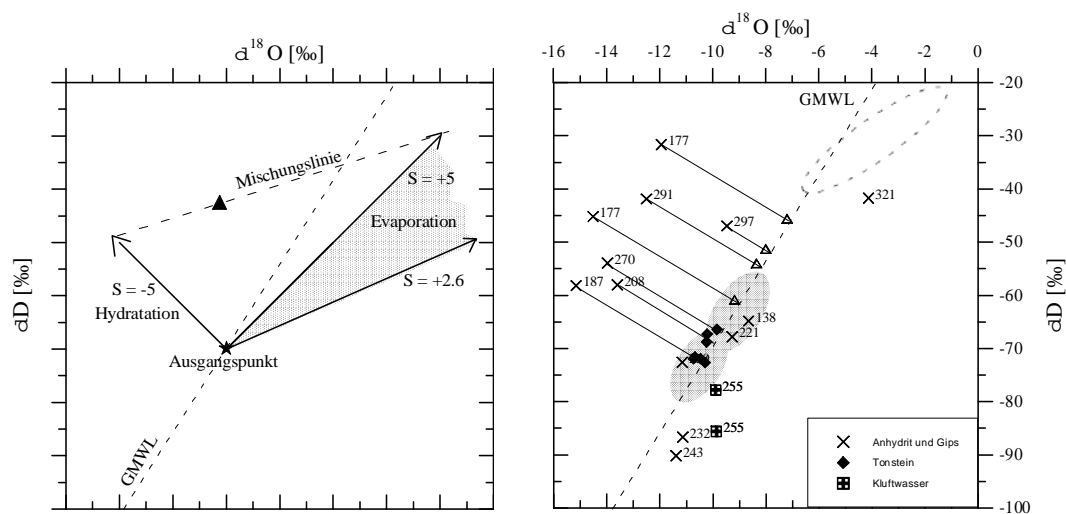


Abbildung 3.2: linkes Diagramm: Zwei Entwicklungspfade der Isotopensignatur von Kristallwasser bei der Bildung von Gips: Hydratation von Anhydrit zu Gips (mit einer Steigung von $S = -5\text{‰}$ vom Ausgangspunkt) und Evaporation einer CaSO_4 -haltigen Lösung mit Gipsausfällung (mit einer Steigung von 2.6 bis 5‰ vom Ausgangspunkt) nach: [Sofer 1967].
 rechtes Diagramm: Porenwasserisotopie der Bohrung Dp Mors 45 a. Die dunklen Flächen entsprechen holozäner und pleistozäner Isotopie, die gestrichelt umrandete Fläche entspricht den im Gebiet angetroffenen Formationswässern (s. Abb. 3.1). Die Zahlenangaben entsprechen der Tiefe der Probe in m.u. GOK.

Promille (Abs. 3.4) dominiert daher im Destillat die extrahierte Kristallwassermenge.

Die Erniedrigung der Destillationstemperatur bei gipshaltigen (Anhydrit-) Gesteinen auf 50°C erwies sich allerdings nicht als sinnvoll: Weder ist die Destillation des Porenwassers bei dieser Temperatur vollständig (die Folge ist Fraktionierung), noch ist die gerade bei Anhydritgesteinen sehr geringe Porenwassermenge (Tab. 3.2) ausreichend für die massenspektrometrische Isotopenanalyse.

Die Interpretation der Isotopendaten aus gipshaltigen Hutgesteinsproben gestaltet sich daher komplexer als die der Porenwässer aus gipsfreien Sand-, Schluff und Tonsteinproben.

Am Beispiel der Bohrung Dp Mors 45 a wird – mit Hilfe eines Ansatzes von Sofer [1967] – die Interpretation der Isotopie gipshaltiger Anhydritgesteine im Einflußbereich einer wasserführenden Kluft durchgeführt:

Bei der Entstehung von Gips werden drei geochemische Prozesse unterschieden [Sofer 1967]:

- Direkte Deposition von Gips als Folge der Eindunstung einer mit CaSO_4 gesättigten Lösung,
- Hydratation von Anhydrit zu Gips und
- *in situ* Bildung von $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ durch Oxidation von Sulfiden in Anwesenheit von Wasser.

Das linke Diagramm der Abb. 3.2 stellt schematisch die Veränderung der Isotopensignatur von Gipskristallwasser bei dessen Bildung durch Hydratation von Anhydrit bzw. durch Evapora-

tion einer CaSO_4 gesättigten Lösung dar. Die Isotopie-Verschiebung bei der Eindunstung hat – je nach dem, ob sie in ariden oder in humiden Klimaverhältnissen abläuft – eine Steigung $\Delta\delta_D/\Delta\delta_{18}$ von 2.5 bis 4 bzw. 5 bis 6 [Craig & Gordon 1965].

Die Aufnahme von Wasser durch Anhydrit kann – nach Sofer [1967] – mit einem Rayleigh-Prozess beschrieben werden:

$$\frac{W}{W_0} = \left(\frac{R}{R_0} \right)^{1/\alpha-1} \quad (3.13)$$

Dabei ist W und W_0 die Anfangs bzw. Restmenge der Lösung, und R bzw. R_0 die zugehörigen Isotopenverhältnisse. Mit den Gesamt-Trennfaktoren von $\alpha_{18O} = 1.0040$ und $\alpha_D = 0.980^{14}$ ergibt sich eine sog. ‘Hydratationslinie’ mit der Steigung von $\Delta\delta_D/\Delta\delta_{18} \sim -5$ [Sofer 1975], [Matsubaya & Sakai 1973].

Zusätzlich kann es zu einem Isotopenaustausch von Gips-Kristallwasser mit einer sekundären Lösung kommen. Dieser Prozess ist durch die Mischungslinie gekennzeichnet.

Es empfiehlt sich, vor der Interpretation der Isotopie des Gips-Kristallwassers der Hutgesteinsproben der Bohrung Dp Mors 45 a deren δD -Tiefenprofil zu betrachten (Abb. 3.3).

Die Porenwasserisotopie der Tonsteinproben aus Tiefen bis 120 m (Steinmergelkeuper) liegt im Bereich meteorischer Wässer. Mit dem Übergang in das Hutgestein (Zechstein) wird die Isotopensignatur zunehmend schwerer. Das Diffusionsprofil – im Bereich des Pumpstestintervalls in ca. 250 m strichliniert – kennzeichnet den mit der Tiefe abnehmenden Einfluß meteorischer Wässer, die in den mit Formationswässern gefüllten Porenraum des Anhydrites molekular-diffusiv vorgedrungen sind. In einer Tiefe unterhalb 300 m werden schließlich Werte von -40 bis -30‰ im δD erreicht. Im Tiefenintervall von 250 bis 261 m wurde in einem alten Salzspiegel Kluftwasser angetroffen und analysiert. Ober- und unterhalb der Kluft sind die Porenwässer von der stark abgereicherten, pleistozänen Kluftwasserisotopie beeinflusst. Osenbrück [1996] berechnete aus der Eindringtiefe des meteorischen Fingerprints in die Porenmatrix des Hutgesteins eine Lebensdauer der Kluftwasserströmung von mindestens 70 ka.

Das rechte $\delta D/\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm der Abb. 3.2 zeigt nun die Isotopie der Porenwasserproben aus der Bohrung Dp Mors 45 a, und zwar sowohl die Tonsteinproben (gefüllte Rechtecke), als auch die Proben aus Anhydrit und gipshaltigem Anhydrit (Kreuze). Die beiden offenen Rechtecke kennzeichnen zwei Grundwasserproben aus einem Kluftwasserzulauf im Tiefenintervall von 250 bis 261 m, die in den hydraulischen Tests 1 und 2 gewonnen wurden. Die Zahlenangaben an den Anhydritproben bedeuten die Tiefe der Proben unter Gelände [m]. Die Tonsteinproben liegen im Bereich der meteorischen Wässer und werden hier nicht weiter diskutiert.

Die Isotopie des Porenwassers der beiden gipshaltigen Gesteinsproben in 232 m und 243 m Tiefe vergleicht sich relativ gut mit den beiden Grundwasserproben aus 255 m u. GOK. Hier hat sich während der vergangenen ca. 70 ka nahezu ein Isotopengleichgewicht zwischen Kluft und Gips-Kristallwasser eingestellt. Gemeinsam haben die vier Proben eine stark abgereicherte, spätpleistozäne Isotopensignatur.

Die Daten weit links oberhalb der GMWL könnten nun so erklärt werden, daß das in der Kluft zirkulierende spätpleistozäne Wasser zur Hydratation des unter und über der Kluft anstehenden Anhydrites geführt hat. Verbunden mit der Hydratation ist eine Verschiebung der Gips-Kristallwassersignatur gegenüber dem Kluftwasser (Ausgangspunkt) mit einer Steigung

¹⁴Im System Gips-Wasser sind die Trennfaktoren α quasi temperaturunabhängig.

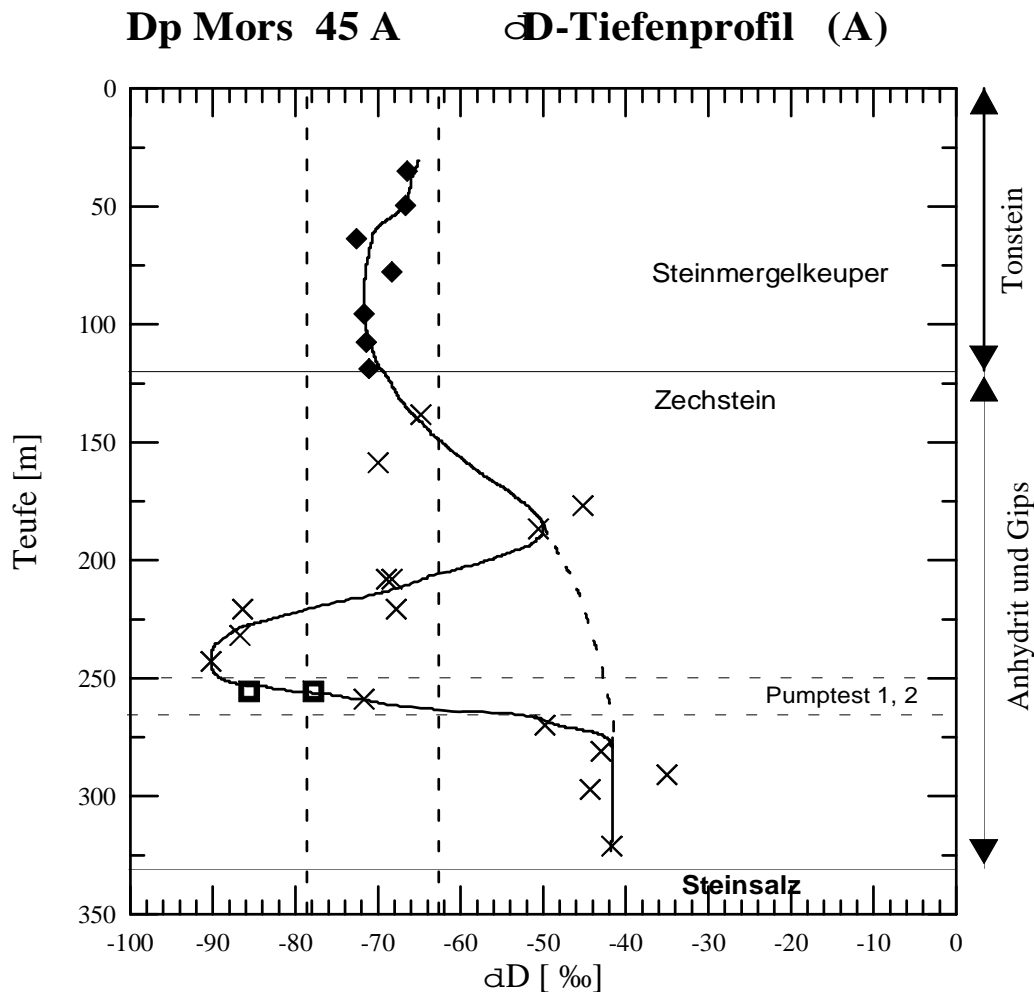


Abbildung 3.3: Dargestellt ist das δD -Tiefenprofil der Bohrung Dp Mors 45 a im Hutgestein. In den oberen 120 m weisen die Porenwässer der Tonsteinproben aus dem Steinmergelkeuper (gefüllte Rechtecke) holozäne ($\delta D = -63\text{‰}$), mit der Tiefe zunehmend pleistozäne Isotopensignatur ($\delta D = -78\text{‰}$) auf.

Unterhalb 120 m beschreibt der strichliniert eingezeichnete Profilverlauf die Form eines Diffusionsprofils. Aus dem durch meteorische Wässer gekennzeichneten Grundwasserhorizont über dem Hutgestein ist molekular-diffusiv meteorische Isotopensignatur in das durch Formationswässer gekennzeichnete Porenwasser des Anhydrites (Zechstein) eingedrungen. In einem alten Salzspiegel in ca. 250 m Tiefe zirkuliert Kluftwasser mit stark abgereicherter spätpleistozäner Isotopensignatur (offene Rechtecke). Im Einflußbereich der Kluft (ca. ± 30 m) hat sich Gipskristallwasser gebildet, dessen Isotopenwerte in den Abbildungen 3.2 mit Hilfe eines Ansatzes von Sofer [1967] erklärt werden.

von etwa $S = -5$ im $\delta D/\delta^{18}O$ -Diagramm (s. linkes Diagramm in Abb. 3.2). Daß die durch Hydratation gebildeten Isotopensignaturen nicht entlang einer Hydratations-Linie plotten, hat seine Ursache in dem mit zunehmender Entfernung von der Kluft stärker werdenden Einfluß des diese Tiefe ursprünglich charakterisierenden Porenwassers mit Formationswasser-Isotopie. Die beobachtete große Streubreite¹⁵ der Isotopensignaturen des Gips-Kristallwassers erklärt

¹⁵ Auch Sofer [1967] hat in verschiedenen, durch Hydratation von Anhydrit entstandenem Gips Isotopen-Werte

sich also aus einer Mischung zwischen a) dem durch pleistozänes Kluftwasser gebildete Gipskristallwasser und b) dem ursprünglichen Porenwasser mit Formationswasser-Isotopie.

3.3 Salinität

Die Subrosion des Diapirs ist eine großflächige geogene NaCl-Quelle im Untersuchungsgebiet und prägt den Salzgehalt der Porenwässer in den Sedimentgesteinen über und neben dem Salzstock im Allertal. Erwartet werden NaCl-gesättigte Lösungen (ca. 350 g l^{-1}) unterhalb des Salzspiegelniveaus bis hin zu Trinkwasserkonzentrationen (ca. 60 mg l^{-1} , [Langkutsch et al. 1998]) im flachen Grundwasser und damit eine über drei Größenordnungen variierende NaCl-Konzentration im Grund- und Porenwasser.

Ebenfalls eine geogene, aber lokale NaCl-Quelle stellt der Eintrag ins Untersuchungsgebiet über den Salzbach dar (Abs. 5.3.8). Im Quellgebiet des Salzaches sind auch die Grund- und Porenwässer ungewöhnlich hoch versalzen¹⁶: 20 bis 80 g l^{-1} . Eine antropogene, lokale NaCl-Quelle stellen die in der Nähe der Schächte ‘Marie’ und ‘Bartensleben’ gelegenen Abraumhalden dar, die seit ca. 100 Jahren durch Niederschlag abgelaugt werden. Daher werden im Bereich der SW-Randstörung und im Allertal in den flachen Grund- und Porenwässern NaCl-Konzentrationen bis zu 8 g l^{-1} gemessen¹⁷.

3.3.1 Probenahme und Messung von Chlorid

Für die Bestimmung des NaCl-Gehaltes von Porenwässern aus dem Untersuchungsgebiet wurden, wie für die Analyse der im Porenwasser gelösten Edelgase (Abs. 3.1.1) und der stabilen Isotope (Abs. 3.2.1), frische Bohrkernproben beprobt. Nach Abschlagen der äußeren, möglicherweise mit Bohrspülung kontaminierten Bereiche eines ca. 10 cm langen Bohrkernsegmentes wurden 200 bis 400 g Gestein in mit einem Gummiring luftdicht verschließbare 500 bis 1000 ml Metalldosen (Siladur) verbracht.

Die naturfeuchten Gesteinsproben wurden zur gravimetrischen Bestimmung des Wassergehaltes bis zur Massenkonstanz im Ofen bei 105°C getrocknet (Gl. 3.14) und anschließend in VE-Wasser molekular-diffusiv ausgelaugt (Leachen).

Das Konzentrationsgleichgewicht zwischen Porenlösung und Leachlösung wird nach dem Drei- bis Vierfachen der Relaxationszeit τ erreicht. Mit der Diffusionskonstanten von Kochsalz im Porenraum von Sedimentgesteinen D_p von größenordnungsmäßig $10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ [Ring 1994] und typischen Durchmessern x der ausgelaugten Gesteinsstücke von 1 bis 2 cm berechnet sich die Relaxationszeit $\tau = x^2/D_p$ zu knapp 12 Tagen. Üblicherweise wurden mindestens sechs Wochen abgewartet, bevor die Cl^- -Konzentration in der Leachlösung mittels Leitfähigkeitsmessungen, Titration oder Ionenchromatographie bestimmt wurde. Ein Großteil dieser Messungen wurde von Zink [1996] durchgeführt. Über den Verdünnungsfaktor zwischen Poren- und Leachlösung

mit einer relativ großen Steubreite gefunden: Die δD -Werte liegen im Bereich -72 bis -46 ‰ , die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Bereich -10.3 bis -5.7 ‰ . Er gibt zwei Ursachen dafür an: Einerseits sei es möglich, daß das Austauschgleichgewicht zwischen dem neu gebildeten Gips-Kristallwasser und der Isotopie der sekundären Lösung noch nicht erreicht sei. Andererseits ermögliche die Extrapolation der gemessenen Kristallwasser-Isotopie auf die meteorische Wasserlinie die Identifikation des die Hydratation verursachenden Wassers. Der beobachtete Streubereich beinhalte somit die Möglichkeit, daß meteorische Wässer unterschiedlicher klimatischer Epochen (Warm- und Kaltzeiten) an der Hydratation mitwirkten, weshalb die Ausgangspunkte (Pfeilspitzen im linken Diagramm, Abb. 3.2) entlang der GMWL verteilt liegen.

¹⁶siehe z.B. Dp Mors 50 a, 51 a im Anhang A, Datentabellen

¹⁷siehe z.B. Dp Mors 38 a, 43 a im Anhang A, Datentabellen

wird der Cl^- -Gehalt der Porenlösung aus der Konzentration der Leachlösung berechnet. Enthalten die Gesteinsproben kristallines Halit, kann es zu scheinbar übersättigten Porenlösungen kommen. Die Datentabellen im Anhang A enthalten die in NaCl-Konzentration umgerechneten Cl^- -Konzentrationen. Die Sättigungskonzentration beträgt $350 \text{ g NaCl l}^{-1}$.

Die aus Leitfähigkeitsmessungen bestimmten Salz-Konzentrationen waren nur erste Schätzwerte für die tatsächliche Konzentration, denn bei Anwesenheit merklicher Mengen anderer Ionen (z.B. von Ca^{2+} , SO_4^{2-} oder HCO_3^-) ergeben sich systematisch zu hohe Werte. Ergebnisse aus Leitfähigkeitsmessungen sind im Anhang A.2 in Klammern aufgeführt und werden bei der Mittelwertbildung für die ^4He - und Cl^- -Bilanz (Abs. 5.1) nicht berücksichtigt.

Die Bestimmung der Hauptanionen und -kationen der Grundwasserproben aus dem Grundwassermeßnetz und der Wasserproben aus hydrologischen Tests wurde vom Chemielabor Dr. Wessling (CLW), Hannover und dem Hydrologielabor der BGR, Berlin durchgeführt [BGR 1997].

3.4 Mittlere Porositäten

In diesem Abschnitt wird beschrieben, wie die Porositäten aus den gravimetrisch bestimmten Porenwassergehalten berechnet wurden. Die so ermittelten Porositäten werden bei der Erstellung der ^4He - und Cl^- -Bilanz (Abs. 5.1) benötigt, stellen aber auch wichtige Eingabe-Parameter für das Grundwasser-Strömungsmodell (Fa. COLENCO) dar.

3.4.1 Bestimmung der Porosität

Die Porosität einer Gesteinsprobe wird aus dem gravimetrisch bestimmten Porenwassergehalt berechnet. Der Porenwassergehalt [% Gew.] ist dabei definiert durch das Verhältnis vom Gewicht des Porenwassers zum Gewicht des feuchten Steins:

$$\% \text{ Gew.} = \frac{m_{\text{Porenwasser}}}{m_{\text{feuchter Stein}}} \cdot 100 = \frac{m_{\text{Porenwasser}}}{m_{\text{Festgestein}} + m_{\text{Porenwasser}}} \cdot 100 \quad (3.14)$$

In einer wassergesättigten Gesteinsprobe entspricht die Porosität dem Verhältnis des vom Porenwasser erfüllten Volumens $V_{\text{Porenwasser}}$ zu dem Gesamtvolumen der Gesteinsprobe.

$$n = \frac{V_{\text{Porenwasser}}}{(V_{\text{Festgestein}} + V_{\text{Porenwasser}})} \quad (3.15)$$

Nach einigen Umformungen ergibt sich die Gleichung für die Umrechnung vom Wassergehalt [% Gew.] einer Gesteinsprobe in deren Porosität n :

$$n = \frac{\varrho_f}{\left(\frac{100}{\% \text{ Gew.}} - 1\right) \cdot \varrho_{\text{Wasser}} + \varrho_f} \quad (3.16)$$

Dabei steht V_{index} für das jeweilige Volumen [cm^3], m_{index} für die jeweilige Masse [g], ϱ_f ist die Mineraldichte und für die Dichte des Wassers ϱ_{Wasser} wird 1 g/cm^3 angenommen.

Im Folgenden wird zunächst gezeigt, daß die aus zwei verschiedenen Verfahren zur Bestimmung des Porenwassergehaltes resultierenden Ergebnisse keine systematischen Effekte aufweisen. Anschließend wird gezeigt, daß bei der Berechnung der Porosität mit einer für alle Gesteine

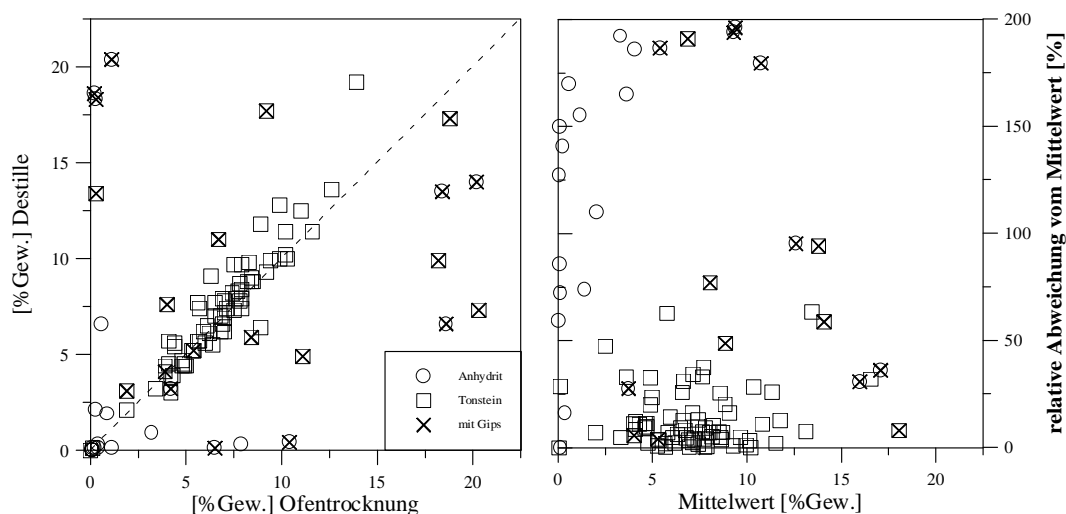


Abbildung 3.4: links: Vergleich der Wassergehalte aus Ofentrocknung und Destillation von 109 Doppelproben: Die Datenpunkte liegen auf der Winkelhalbierenden, wenn die Wassergehalte einer Doppelprobe aus Ofentrocknung und Destillation übereinstimmen. Bei Tonsteinproben ist zwischen Ofentrocknung und Destillation kein systematischer Effekt erkennbar. Proben mit Gipsanteil (gekennzeichnete Symbole) ergeben häufig nicht-reproduzierbare Wassergehalte, was auf die inhomogene Verteilung von Gips im Anhydrit zurückgeführt wird.

rechts: Relative Abweichung vom Mittelwert der Wassergehalte [% Gew.] im Vergleich beider Trocknungsverfahren: Eine relative Abweichung von Null bedeutet, daß die Datenpunkte im linken Diagramm auf der Winkelhalbierenden liegen. Große relative Abweichungen sind nur bei Anhydrit und gipshaltigen Steinen zu beobachten.

einheitlichen Mineraldichte ρ_f (Gl. 3.16) nur ein kleiner Fehler gemacht wird im Vergleich zu dem, der sich bereits aus der experimentellen Wassergehaltsbestimmung ergibt.

3.4.2 Vergleich der Wassergehalte aus Ofentrocknung und Destillation

Bei der Analyse der stabilen Isotope bzw. der im Porenwasser gelösten Edelgase wurden an 109 Doppelproben routinemäßig zwei verschiedene ‘Trocknungsverfahren‘ angewandt. Wie in den Abs. 3.2.1 und 3.1.1 beschrieben, werden die Gesteinsproben entweder bei 105°C destilliert, oder bei 105°C im Ofen getrocknet. Die folgende Diskussion zeigt, daß es keine systematische Abweichung der auf diese beiden Arten erhaltenen Porenwassergehalte gibt.

In Abbildung 3.4 (links) sind die aus der Ofentrocknung bzw. aus der Destillation gewonnenen Wassergehalte gegeneinander aufgetragen. Für den Großteil der Proben – für Tonsteinproben ohne merklichen Gipsanteil (offene Rechtecke) – ist kein systematischer Effekt erkennbar, d.h. die Datenpunkte plotten entlang der Winkelhalbierenden. Bei der Ofentrocknung liegt der mittlere Wassergehalt der 109 Doppelproben bei 6.4% Gew., der der Destillation liegt bei 6.8% Gew.. Allerdings zeigt die Wassergehaltsbestimmung bei gipshaltigen (gekennzeichnete Symbole) und Anhydritgesteinen (offene Kreise) signifikant größere Abweichungen von der Winkelhalbierenden und damit eine schlechte Reproduzierbarkeit bei der Messung von Doppelproben. Zur Quantifizierung dieses Effektes ist in Abb. 3.4 (rechts) die relative Abweichung der Ergebnisse vom gemein-

samen Mittelwert beider Trocknungsverfahren dargestellt¹⁸. Hier zeigt sich ganz klar, daß die größten relativen Abweichungen bei Anhydritproben bzw. bei Proben mit Gips-Bestandteilen auftreten. Bei knapp 50% der Proben werden relative Abweichungen deutlich kleiner als 10% beobachtet. Dabei handelt es sich überwiegend um Tonsteinproben ohne merklichen Gipsanteil. Insgesamt beträgt die relative Abweichung vom Mittelwert der 65 Tonstein-Doppelproben 10.3% Gew.. Pauschal wird daher ein maximaler Fehler des Wassergehaltes von 11% für alle Tonsteinproben angenommen.

Bei Anhydrit-Steinen ist aufgrund der oftmals nicht quantifizierbaren Gipsbeimengungen der Fehler der Wassergehaltsbestimmung derart groß (bis zu zwei Größenordnungen, Abb.3.4), daß die Bestimmung der Porosität aus dem gravimetrisch ermittelten Porenwassergehalt nicht sinnvoll ist. Interpretieren lassen sich die unterschiedlich großen relativen Abweichungen bei Tonsteinproben einerseits bzw. Anhydrit- und gipshaltigen Proben andererseits wie folgt:

- Zum einen ist es wegen der sehr inhomogenen Verteilung von Gips im Anhydrit (oder in einer Tonsteinprobe) nur selten der Fall (s. Abb.3.4 b), daß bzgl. des Wassergehaltes (hier ist die Summe aus Porenwasser und Gipskristallwasser gemeint) vergleichbare Doppelproben vorliegen.
- Zum anderen sind die Wassergehalte von Anhydritproben mit nur einigen Promille deutlich kleiner, als die der Tonsteine mit Wassergehalten im Bereich einiger Prozent. Da das Mineral Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) einen Kristallwasseranteil von ca. 20% Gew. hat, wird die Größe des Wassergehaltes bei Trocknungs-Temperaturen größer 60°C durch freiwerdendes Kristallwasser um ein Vielfaches verfälschend erhöht, und zwar bereits bei geringsten Beimengungen von Gips in der Gesteinsprobe.

3.4.3 Einfluß einer einheitlichen Mineraleichte auf die Porosität

Im Untersuchungsgebiet Morsleben wurden Gesteine mit verschiedener Mineralzusammensetzung und daher mit unterschiedlicher Mineraleichte beprobt. Da in Gl.3.16 bei der Berechnung der Porosität n aus dem gravimetrischen Wassergehalt eine Mineraleichte ρ_f eingeht, wird gezeigt, daß der Fehler der Porositäts-Berechnung bei Verwendung einer einheitlichen Mineraleichte für alle Proben klein ist im Vergleich zum Fehler des experimentell bestimmten Wassergehaltes von 11%.

In Tab.3.2 sind die bei der Destillation ermittelten Wassergehalte (Spalte 2) und die daraus mit einer konstanten Dichte berechneten Porositäten $n_{\rho = konst.} = 2.6 \text{ g/cm}^3$ (Spalte 4) verschiedener Gesteine aufgelistet. Im Vergleich dazu steht eine berechnete Porosität $n_{\rho = individuell}$ (Spalte 7), die sich aus der Gesteinsdichte $\rho_{individ. Dichte}$ (Spalte 6) ergibt, welche sich je nach angenommener, prozentualer Mineralzusammensetzung (Spalte 5) berechnet. Die letzte Spalte der Tab.3.2 enthält die prozentuale Abweichung der auf unterschiedliche Weise berechneten Porositäten. Die Abweichung der Porosität mit konstanter Gesteinsdichte von der mit differenzierter Mineralzusammensetzung liegt für Kalk-, Schluff- und Sandsteinproben im Bereich bis 4%. Der Fehler, der bei Verwendung einer konstanten Gesteinsdichte mit gravimetrisch ermittelten Porenwassergehalten bei der Porositätsberechnung gemacht wird, ist somit klein gegenüber dem Fehler der Wassergehaltsbestimmung selbst. Im Folgenden ist es daher ausreichend, bei der Berechnung der Porosität eine konstante Gesteinsdichte von 2.6 g/cm^3 und für

¹⁸Die Angabe der relativen Abweichung ist hier sinnvoll, da die Absolutwassergehalte der Proben über drei Größenordnungen streuen.

Gestein	Wassergehalt		Porosität n	angenommene Zusammen- setzung	Porosität n		Abweichung [%]
	[%Gew.]	s	mit $\rho_{\text{konst}} = 2.6$ [g/cm ³] (+/-15%)		mit ρ_{individ}	n (ρ_{individ}) (+/-15%)	
Tonstein	7.5	2.9	17.3	100% Tonstein	2.60	17.3	0.0
Tonstein, brecciös	6.9	3.4	16.1	100% Tonstein	2.60	16.1	0.0
Tonstein, Gips	11.6	0.5	25.3	68% Tonstein, 32% Gips	2.51	24.7	2.8
Kalk-, Tonstein	1.4	5.2	3.6	100% Calcit	2.71	3.8	4.0
Kalkstein	1.4	1.0	3.5	100% Calcit	2.71	3.7	4.0
Schluffstein	8.7	3.0	19.8	100% Quarz	2.65	20.1	1.5
Feinsand	15.3	2.7	31.9	100% Quarz	2.65	32.3	1.3
Sandstein	8.9	0.9	20.3	100% Quarz	2.65	20.6	1.4
Konglom.	8.5	4.0	19.5	100% Quarz	2.65	19.8	1.5

verwendete Dichten ρ [g/cm³]: Tonstein = 2.60, Gips = 2.31, Calcit = 2.71, Quarz = 2.65

Tabelle 3.2: Die Tabelle enthält den Vergleich zweier unterschiedlich berechneter Porositäten sowie deren prozentuale Abweichung. Spalte 4 enthält die sich mit konstanter Minereraldichte von $\rho_{\text{konst.}} = 2.6 \text{ g/cm}^3$ berechnende Porosität. Spalte 7 enthält diejenige, die sich ergibt, wenn entsprechend einer angenommenen Gesteinszusammensetzung (Spalte 5) die entsprechend berechnete Minereraldichte $\rho_{\text{individuell}}$ (Spalte 6) verwendet wird.

die damit berechneten Porositäten einen Fehler von 15% anzunehmen.

3.4.4 Tiefen- bzw. Stratigraphie-Abhängigkeit der Porosität

Die Bilanzierung des Chlorid-Umsatzes im Untersuchungsgebiet erfolgt mittels eines einfachen Multiboxmodells (Abs. 5.1). Für die Erstellung der Bilanz ist es notwendig, die Gesamtwassermengen der einzelnen Horizonte bzw. Modell-Boxen zu kennen. Interessant ist daher die Frage, inwieweit sich die Porositäten regionalisieren lassen.

In Abb. 3.5 sind die Porositäten aller Ton-, Schluff-, Sand- und Kalksteinproben gegen die Tiefe unter Gelände aufgetragen¹⁹. Die verschiedenen Symbole (siehe Legende in Abb. 3.5) kennzeichnen die Zugehörigkeit der Gesteinsproben zu den unterschiedlichen stratigraphischen Einheiten, die in der Legende entsprechend ihres geologischen Alters sortiert sind. Insgesamt zeigt sich eine Abnahme der Porosität mit der Tiefe bzw. mit zunehmendem Alter der Gesteine, die im Verlauf geologischer Zeiten aufgrund von Kompaktion und Mineralumwandlungen Volumen einbüßen [Jamtveit & Yardley 1997]²⁰. Innerhalb einer stratigraphischen Einheit ist eine Tiefenabhängigkeit der Porosität nur schwer erkennbar.

Bei der Regionalisierung der Porositäten im Rahmen der ⁴He- und Cl⁻-Bilanz werden den einzelnen Modellboxen charakteristische stratigraphische Einheiten mit den zugehörigen, gemittelten

¹⁹ Gips haltige Gesteinsproben wurden nicht mit dargestellt, weil hier durch Freisetzung von Gipskristallwasser eine zu große Porenwassermenge und damit eine zu große Porosität vorgetäuscht wird.

²⁰ Bei der Dehydratation von Smectit zu Illit und Silikat (Quarz) kommt es z.B. zu bis zu 10% Volumenreduktion, bei der Dehydratation von Gips zu Anhydrit zu bis zu 60% Volumenreduktion.

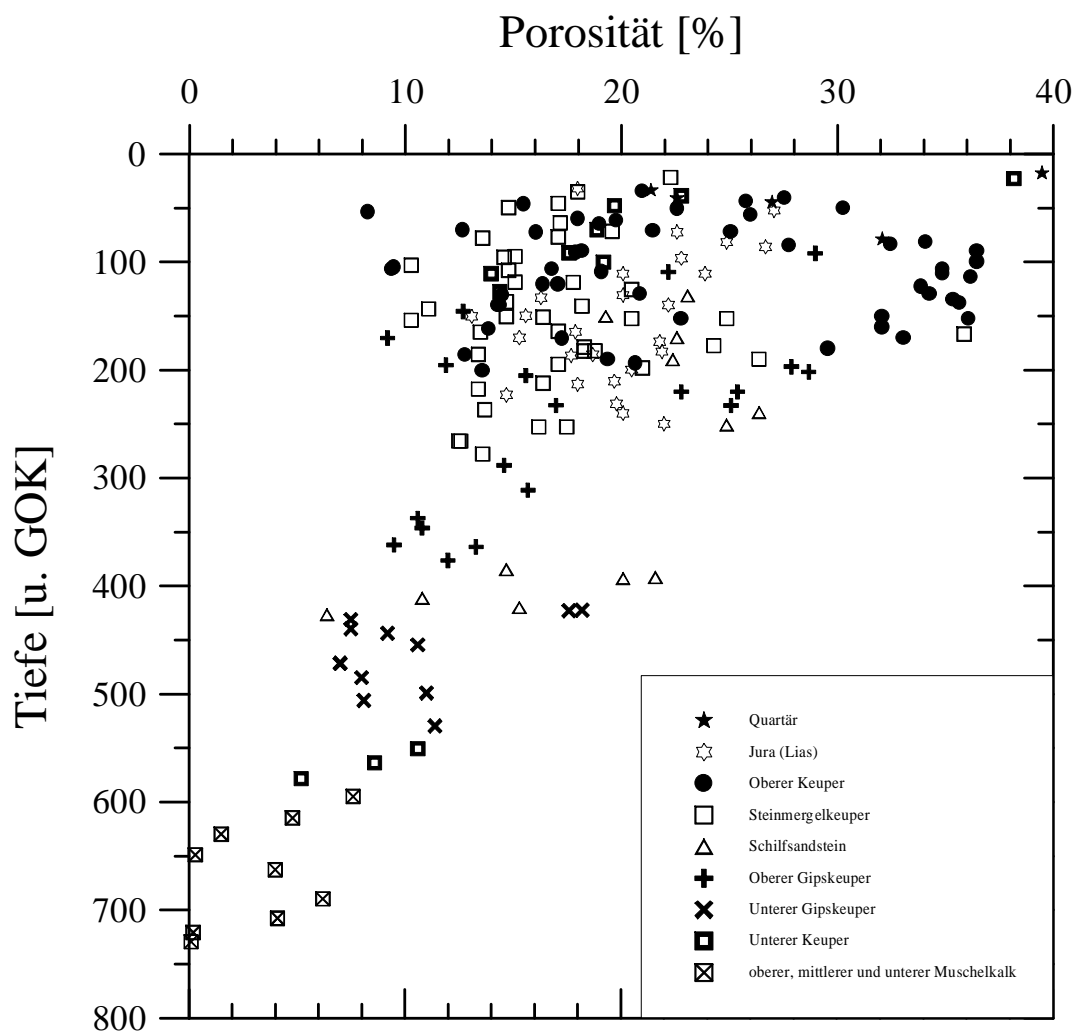


Abbildung 3.5: Tiefenabhängigkeit der Porosität aller Sand-, Schluff-, Ton- und Kalksteinproben. Die Proben sind je nach stratigraphischer Zugehörigkeit durch unterschiedliche Symbole gekennzeichnet.

Porositäten zugewiesen. Da die verschiedenen stratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet nur innerhalb begrenzter Tiefenintervalle vorkommen, ergibt sich im Modell auch eine mit der Tiefe abnehmende Porosität. Die im Modell verwendeten Porositäten sind mit der Angabe des 1σ -Fehlers in Tab. 5.2 aufgelistet.

3.5 ^{14}C , ^{13}C und Tritium

Für die Datierung von Grundwasserproben hat sich seit langem die Bestimmung der Isotopenhäufigkeit von ^{14}C , ^{13}C und Tritium bewährt. Die Konzentrationen dieser Spurenstoffe wurden nur an den Grundwasser-, nicht jedoch an den Porenwasserproben bestimmt. Die instabilen Tracer ^{14}C und Tritium werden aus der Atmosphäre ins Grundwasser eingetragen. Das aus den gemessenen Konzentrationen bestimmte Alter entspricht daher der Zeitspanne seit der

Grundwasserbildung.

3.5.1 Probenahme, Messung

^{14}C und ^{13}C

Für die Bestimmung der ^{14}C -Konzentration wurden bei der Grundwasserprobenahme 60l-Fässer abgefüllt. Die Extraktion des gelösten anorganischen Kohlenstoffes DIC²¹ (dissolved inorganic carbon) aus der Wasserprobe erfolgt durch Ansäuern der Wasserprobe mit HCl auf pH-Werte ≤ 2 , wodurch das Gleichgewicht im Hydrogencarbonat-Kohlensäure-Gleichgewicht²² auf die Seite des CO_2 verschoben wird. Das freigesetzte CO_2 wird in einem abgeschlossenen System über eine Umwälzpumpe in 250 ml konzentrierte (4 normale) Natronlauge geleitet, in der das CO_2 in Form von Natriumhydrogencarbonat ausfällt. Die Extraktionen wurden vor Ort durchgeführt und dauerten ca. 6 Stunden.

In Heidelberg wurde die Lauge in einer Vakuumextraktionsanlage mit Salzsäure versetzt und so die CO_2 -Probe wieder zurückgewonnen. Nach erfolgter Reinigung von Fremdgasen wurde eine kleine Probenmenge zur massenspektrometrischen Bestimmung des $\delta^{13}\text{C}$ -Gehaltes abgezweigt. Zur radiometrischen ^{14}C -Messung im low-level Proportionalzählrohr wurde jede Probe zweimal für jeweils 24 Stunden gezählt. Das CO_2 -Zählrohr ist mit einer Antikoinzidenz-Abschirmung gegen die durchdringende Höhenstrahlung und einer allseitigen, 10 cm dicken Bleiabschirmung gegen die γ -Umgebungsstrahlung abgeschirmt. Die Zählanlage hat einen Nulleffekt von 3.2 cpm (counts per minute). Zur Messung wird eine Probenmenge von ca. 200 mmol CO_2 benötigt. Da die DIC-Gehalte der 60l-Grundwasserproben zwischen 20 und 300 mmol lagen, wurde die zu geringe CO_2 -Menge mit ^{14}C -freiem CO_2 aufgefüllt. Diese 'verdünnten' Proben haben einen um den Verdünnungsfaktor erhöhten Meßfehler [Sonntag 1995].

Die abgezweigte Probenmenge zur Bestimmung des $\delta^{13}\text{C}$ -Gehaltes im Grundwasser wird im Massenspektrometer als Promille-Abweichung gegenüber einem internationalen Meereskalk-Standard in [pdb] (Pee Dee Belemnite) gemessen. Die Genauigkeit beträgt $\pm 0.2\text{‰}$.

Tritium

Der Tritiumgehalt der Wasserproben wurde radiometrisch in einem low-level Proportionalzählrohr gemessen. Dazu mußten die Proben um den Faktor 5 bis 6 angereichert werden, indem 52 ml einer Wasserprobe zunächst destilliert, mit Na_2SO_4 versetzt und etwa eine Woche in Gold/Platin-Elektrolysezellen bis auf eine Endmenge von ca. 8 ml elektrolysiert werden. Diese angereicherten Wasserproben werden mit Magnesium bei 560°C zu Wasserstoff reduziert und im Zählrohr mit einer Zählgas Mischung aus Argon mit 20 Mol% CH_4 auf Tritiumzerfälle untersucht. Das Zählrohr selbst ist – wie auch das für die ^{14}C Proben – mit einer Antikoinzidenz-Abschirmung und einer allseitigen 10 cm dicken Bleiabschirmung gegen die γ -Umgebungsstrahlung abgeschirmt. Der Nulleffekt des Zählrohrs beträgt 0.96 cpm. Die Netto-Zählhausbeute beträgt 48 TU (tritium units) pro Netto-cpm. Mit diesem Anreicherungs- und Meßverfahren liegt die Nachweisempfindlichkeit bei Werten ≤ 0.5 TU, entsprechend dem doppelten statistischen Meßfehler [Weiss, Roether & Bader 1976].

²¹ $\text{DIC} = \text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$

²² $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$

3.5.2 Altersinformation

Radiokohlenstoff und ^{13}C

Die Altersdatierung von organischem Kohlenstoff beruht auf der Konzentrationsbestimmung des β -instabilen Isotopes ^{14}C ($T_{1/2} = 5730 \pm 30$ a) im Verhältnis zum stabilen Isotop ^{12}C . Der Radiokohlenstoff ^{14}C entsteht in der oberen Atmosphäre durch Wechselwirkung von Luftstickstoff mit thermischen Neutronen, die durch die Höhenstrahlung produziert werden ($^{14}\text{N} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + p$). Seine Produktionsrate beträgt etwa zwei ^{14}C -Atome pro cm^2 Erdoberfläche und Sekunde [Sonntag 1990]. Aufgrund seiner langen Verweildauer in der Atmosphäre von ca. 6 bis 10 Jahren gegenüber Gasaustausch mit dem Ozean oder der Biosphäre, stellt sich eine homogene Verteilung der mit ^{14}C markierten CO_2 Moleküle in der Atmosphäre ein. Dieser natürliche Pegel entspricht einer spezifischen Aktivität von 13.56 Zerfällen pro Minute und Gramm Kohlenstoff, die mit 100 pmc (**p**ercent **m**odern **c**arbon) den Referenzwert für die Radioaktivitäts-Datierung darstellt. Der Zeitpunkt der Beendigung des Ausstausches von atmosphärischem ^{14}C mit einem der korrespondierenden Reservoirs – Ozean, Biosphäre, marine Sedimente oder tiefes Grundwasser – wird mit Hilfe des radioaktiven Zerfallsgesetzes datiert:

$$t = \tau \cdot \ln\left(\frac{A_0}{A(t)}\right) \quad \text{wobei} \quad \tau = \frac{T_{1/2}}{\ln(2)} = 8267 \text{ a.} \quad (3.17)$$

Das Alter einer Probe t bestimmt sich demnach aus dem natürlichen Logarithmus des Verhältnisses von Anfangsgehalt A_0 zum Meßwert der Probe $A(t)$ und ist proportional zur Lebensdauer τ des ^{14}C -Isotopes. Die Anwendung der von Münnich [1957] aufgebrachten ^{14}C -Datierungsmethode für die Altersbestimmung von Grundwasserproben ist weit verbreitet, obwohl sie methodische Schwierigkeiten beinhaltet:

Zum einen ist es wegen des exponentiellen Zerfalls von ^{14}C nicht möglich, bei Mischung unterschiedlich alter Wässer, eine einfache lineare Korrektur durchzuführen. Weil die Brunnen im Untersuchungsgebiet Morsleben jeweils nur einfach verfiltert sind, kann allerdings in erster Näherung eine Mischung von Wässern aus unterschiedlichen Altershorizonten ausgeschlossen werden.

Zum anderen muß, wie bei jeder Radioaktivitäts-Datierung, der Anfangsgehalt A_0 der Probe bekannt sein. Der Anfangsgehalt der Probe kann sich durch Lösung von ^{14}C -freiem Kalk im Untergrund verfälschen. Wird das sogenannte konventionelle Alter einer Probe angegeben, dann wurde vereinfachend ein Wert für A_0 von 100 pmc angenommen. Dies entspricht der Situation, daß sich bei Versickerung einer kalkhaltigen Lösung unter ‘offenen’ Bedingungen in der ungesättigten Bodenzone ein Gleichgewicht mit rezentem Bodenluft- CO_2 einstellt. Findet dagegen die Kalklösung unter ‘geschlossenen’ Bedingungen statt²³, d.h. im Aquifer selbst und daher ohne Austausch mit Luft- CO_2 , entfällt die Möglichkeit weiterer CO_2 -Zufuhr. Etwa im stöchiometrischen Verhältnis von 1:1 löst sich zu jedem entsprechend dem atmosphärischem Partialdruck im Grundwasser gelösten CO_2 -Molekül ein Molekül CaCO_3 auf. Aufgrund des geologischen Alters hat Kalk in der Regel einen ^{14}C -Anfangsgehalt von 0 pmc. Der sich in diesem Fall einstellende Anfangsgehalt von $A_0 = 50$ pmc täuscht ein größeres Grundwasseralter vor.

Mit dem Verfahren von Pearson und White [Pearson & White 1967] wird der sogenannte ‘Kalkhärte-Effekt’ anhand der $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopie der Grundwasserprobe korrigiert. Bestimmte marine Kalkformationen haben per Definition einen $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt von 0 ‰ und unterscheiden sich daher signifikant von biogenem CO_2 der Bodenluft mit -25 ‰. Aus dem Verhältnis des ^{13}C -

²³z.B., weil die ungesättigte Bodenzone selbst kalkfrei ist,

Wertes der Probe zu dem von biogenem CO_2 ergibt sich ein korrigierter, individueller Anfangsgehalt A_0 für jede Probe:

$$A_0 = 100 \cdot \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{Probe}}}{-25} \quad (3.18)$$

Eine gute ^{14}C -Grundwasserdatierung kann in einfachen Fließsystemen, d.h. in Systemen mit genau bekannter Chemie und relativ gut bekannten Fließwegen erfolgreich durchgeführt werden. Ein geeignetes, gut bekanntes System ist beispielsweise der Carrizo-Aquifer in Texas [Pearson & White 1967]. In einem *geklüfteten System* allerdings, wie es die Sedimentgesteine im Untersuchungsgebiet Morsleben darstellen, stellt sich die Interpretation der durch Grundwasserproben erhaltenen Wasser-Alter als eher komplex dar (Abs. 4.3.3). In dieser Arbeit sind alle ^{14}C -Alter nach Gl. 3.18 korrigiert.

Tritium

Die natürliche Quelle des Tritiums, das radioaktive Isotop von Wasserstoff ($^3\text{H} = \text{T}$), ist hauptsächlich die Spallation von N_2 und O_2 durch Höhenstrahlung in der oberen Atmosphäre. Mit einer Halbwertszeit von $T_{1/2} = 12.43$ Jahren zerfällt Tritium in das Tochterprodukt ^3He . Zu Wasser oxidiert nimmt das Tritium in Form von HTO am irdischen Wasserkreislauf teil. Gemessen wird die Tritium-Konzentration in TU (Tritium Unit), wobei 1 TU einem Verhältnis von ^3H zu ^1H von $1:10^{18}$ entspricht. Die natürliche Tritium-Konzentration lag vor Beginn der atmosphärischen Atombombentests – die im wesentlichen im Zeitraum von 1952 bis 1962 stattfanden – bei etwa 3 bis 5 TU. 1963 wurden Maximalkonzentrationen von bis zu 6000 TU im troposphärischen Wasserdampf der Nordhalbkugel nachgewiesen [Freeze & Cherry 1979], [Weiss, Bullacher & Roether 1979]. Im Grundwasser wurden aufgrund des Verdünnungseffektes selten Konzentrationen über 300 TU erreicht. Heute liegt die atmosphärische Konzentration bei etwa 10 TU. Wenn eine geschichtete Wasserbewegung vorliegt, kann mit der bekannten Tritium-Eintragsfunktion durch Bestimmung der Position des Tritium-Maximums die Wasserschicht der Jahre 1963/64 identifiziert und anhand dieser Zeitmarke eine solche Absolutdatierung durchgeführt werden.

Aufgrund der durch Kluftwasserbewegung geprägten Grundwasserzirkulation im Untersuchungsgebiet Morsleben kann solche Absolutdatierung durch Ermittlung des Peakmaximums nicht durchgeführt werden. Vielmehr erfolgt die Tritium-Datierung mit einem Exponentialmodell, das auf geeignet gemittelten Meßwerten beruht (Abs. 6.2.1).

3.6 Isotopie von SO_4^{2-} im Grundwasser

Im Folgenden werden anhand der gemessenen $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopie des im Grundwasser gelösten SO_4^{2-} [Hoefs 1996] Rückschlüsse auf die Quellen der Salzlaugen in den tiefen Sedimenten des Lappwaldes gezogen. Mögliche Quellen mit charakteristischer SO_4^{2-} -Isotopie im Untersuchungsgebiet sind Keuper- und Muschelkalk-Salzlagerstätten im Lappwald (Abs. 2.1.1) sowie der Zechstein-Diapir im Allertal.

Konkret wird diskutiert, ob die in den Keupersedimenten des Lappwaldes diffusiv aufdringenden Salzlaugen (Abs. 5.3.6) aus primären Keupersalzlagern entstammen, oder ob es sich um subrodiertes Zechstein-Salz handelt, das in einem langsamen, von einem Dichtegradienten angetriebenen Laugenstrom vom Salzspiegelniveau des Diapirs in die Lappwald-Scholle transportiert

wird. Hier sei zur Verdeutlichung des eben gesagten ausdrücklich auf Abb. 5.6 hingewiesen. Die Identifikation der Laugen im Lappwald als subrodiertes Zechsteinsalz ist notwendig, um aus dem bilanzierten geogenen Salzaustrag aus dem Untersuchungsgebiet (Abs. 5.3.6) Rückschlüsse auf die Subrosionsrate des Allertal-Salzdiapirs ziehen zu können (Abb. 5.6).

3.6.1 ^{34}S - und ^{18}O -Isotopie des gelösten SO_4^{2-}

Von Schwefel gibt es vier stabile Isotope, ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S und ^{36}S , die mit einer prozentualen Häufigkeit von 95.02, 0.75, 4.2 und 0.02 in der Natur vorkommen.

Im Rahmen dieser Arbeit interessiert speziell das Verhältnis von ^{34}S zu ^{32}S des im Grundwasser gelösten Sulfates. Das $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnis wird in der üblichen δ -Notation angegeben (s. Gl. 3.11). Als Standard dient das Mineral Triolit (FeS) aus einem im Canon Diabolo, USA, gefundenen Meteoriten, daher auch manchmal die Schreibweise $\delta^{34}\text{S}_{CD}$.

Zum Verständnis charakteristischer $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopensignaturen von Sulfat im Grundwasser wird der Schwefelkreislauf vereinfacht beschrieben:

Schwefel kommt in Form von Sulfat, Sulfit und elementarem Schwefel in den Reservoiren Ozean, Evaporitgesteinen (und damit Salzlagerstätten) und Flüssen vor. Nach einer mittleren Verweilzeit von ca. 10^7 Jahren wird der Schwefel im Ozean in das marine Sediment eingebaut. Wenn diese Sedimente nach einer mittleren Lagerzeit von ca. 10^8 Jahren durch Krustenbewegung gehoben werden, schließt sich der Kreislauf rasch: Durch Niederschlag und Grundwasser werden die Schwefel-Lagerstätten (Evaporit- und Sedimentgesteine) ausgewaschen und Flüsse sorgen für den Abtransport zu den Ozeanen.

Die Austauschraten zwischen den Reservoiren stehen im dynamischen Gleichgewicht miteinander²⁴. Das Sulfat SO_4^{2-} der Reservoire hat aufgrund von Fraktionierungseffekten jeweils charakteristische $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie [Claypool et al. 1980]. Die stärkste Isotopenfraktionierung im globalen Schwefelkreislauf findet bei der bakteriellen Reduktion von Sulfaten sowie bei der bakteriellen oder anorganischen Oxidation von Sulfiden im Boden statt. Typische Wertebereiche für die Isotopie von Schwefel in natürlichen Reservoiren sind in Tab. 3.3 aufgelistet.

Weil die Isotopenfraktionierung zwischen dem im Ozean gelösten und dem in Evaporiten deponierten Sulfat vernachlässigbar gering ist, [Raab & Spiro 1991] spiegelt die Isotopie evaporitischer Sulfate die Isotopenzusammensetzung der Ozeane im Verlauf geologischer Zeiten wider. Diese $\delta^{34}\text{S}$ -Alterskurve (Abb. 3.6), erstmals von Nielsen & Ricke [1964] beschrieben, gehört zu den am besten dokumentierten Isotopen-Zeitkurven [Hoefs 1997].

Die Kenntnis der $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopie von Grundwasserproben ermöglicht u.U. die Identifizierung charakteristischer Sulfatquellen in einem Untersuchungsgebiet und liefert Informationen über die unterirdischen Fließpfade, durch die das Grundwasser bis zum Probenahmeort geflossen ist. Im Untersuchungsgebiet Morsleben kommen als marine Schwefel-Quellen mit charakteristischer Sulfat-Isotopie die Salzlager in den Sedimentgesteinen des Juras und der Trias (Keuper, Buntsandstein und Muschelkalk) sowie Evaporitgesteine des Zechsteins (spätes Perm) in Betracht. Nach der Alterskurve der Sulfat-Isotopie mariner Evaporite (Abb. 3.6, links, bzw. Daten in Tab. 3.3) beträgt der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert im späten Perm +8 bis +13 ‰ und unterscheidet sich damit signifikant von denen des Jura und der Trias mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von +13 bis +29 ‰. Prinzipiell ist daher eine Quellen-Identifikation des im Grundwasser gelösten Sulfates anhand der $\delta^{34}\text{S}$

²⁴ Daß es sich um ein dynamisches Gleichgewicht handeln muß, erkennt man daran, daß die Sauerstoffisotopie des Meerwasser-Sulfates nicht im Gleichgewicht mit der ^{18}O -Isotopie des Meerwassers selbst steht. Siehe auch Tab. 3.1

^{34}S - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie von Sulfat in verschiedenen Reservoiren		
Reservoir	$\delta^{34}\text{S}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
Meerwasser (heute)	+20.0 ^a	+8.6 ^b
Flüsse	+(5 bis 14) ^c	-2 bis +5 ^{c,f}
Evaporite		
Jura (Lias)	+15 bis 20 ^d	+14 bis 17 ^e
Trias (Keuper)	+13 bis 16 ^d	+14 bis 18 ^e
Trias (Muschelkalk)	+17 bis 21 ^d	+15 bis 18 ^e
Trias (Buntsandstein)	+18 bis 29 ^d	+11 bis 16 ^e
Perm (Zechstein)	+8 bis 13 ^d	ca. +10 bis 13 ^e
Leine Zyklus (z3)	+10.7 ± 0.7 ^c	

Tabelle 3.3: Die Tabelle gibt eine Übersicht über die in verschiedenen natürlichen Reservoiren vorkommenden $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte von Sulfat. Die Isotopie der Evaporite ist graphisch in Abb. 3.6 dargestellt.

^a [Sasaki 1972]

^b [Lloyd 1967]

^c [Holser, Kaplan 1966]

^d [Nielsen 1979]

^e [Pilot et al, 1972] aus: [Balderer et al, 1988]

^f [Holser et al, 1979]

möglich²⁵.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie des SO_4^{2-} mariner Sedimente beträgt im späten Perm +10 bis +13 ‰ und im Jura und in der Trias +11 bis +18 ‰ [Hoefs 1996], [Nielsen & Ricke, 1964].

In marinen Evaporiten wurden während der letzten ca. 100 Mio Jahren kleinere $\delta^{34}\text{S}$ -Werte als +8 ‰ zu keiner Zeit erreicht. Hier werden derartige Isotopensignaturen ($\leq +10$ ‰) aus oberflächennahen Grundwasserproben auf die Oxidation sedimentärer Sulfide zurückgeführt.

3.6.2 Versuch der Identifikation von Salz-Quellen mittels SO_4^{2-} -Isotopie

Die Identifikation von Cl^- -Quellen mittels der Isotopie des SO_4^{2-} ist nur unter der Annahme möglich, daß Sulfat und Chlorid derselben Quelle entstammen und entlang des unterirdischen Fließens nicht entkoppelt werden.

In diesem Fall könnte z.B. aus einer typisch permischen $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopie einer Grundwasserprobe auf einen Ursprung des Chlorids im Zechstein-Diapir, bzw. aus einer typisch jurassischen oder triassischen $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopie auf eine Quelle im Jura, mittleren Muschelkalk, Keuper oder Buntsandstein geschlossen werden.

²⁵ Von Hoefs [1996] wird diskutiert, warum eine Reduktion von Sulfaten im Untersuchungsgebiet, die mit einer Isotopenfraktionierung zu schwereren Isotopenwerten sowohl im ^{34}S - wie ^{18}O verbunden ist, eher unwahrscheinlich ist: Es wurde weder das dabei entstehende H_2S im Grundwasser nachgewiesen, noch wurde eine in diesem Fall zu erwartende Korrelation schwerer Sulfat-Isotopie mit geringerer Sulfat-Konzentration beobachtet.

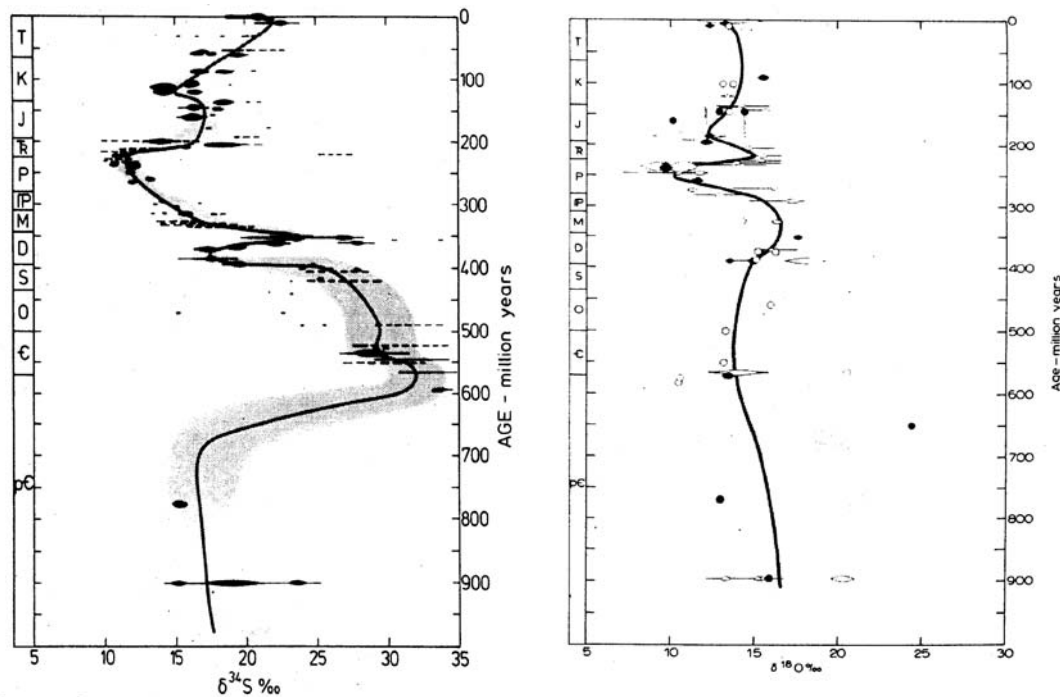


Abbildung 3.6: In den obigen Diagrammen sind die zeitlichen Variationen der $\delta^{34}\text{S}$ - und der $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie in den marinen Sedimenten dargestellt [Claypool et al, 1980]. Von Interesse für die im Untersuchungsgebiet ERA Morsleben angetroffenen Grundwässer ist die Isotopie der dort angetroffenen Sedimentgesteine aus Trias (T), Kreide (K), Jura (J) und die Evaporite des späten Perm (P). Minimale $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von $+10.5\text{‰}$ werden im Zechstein (spätes Perm) gefunden. In der unteren Trias gibt es einen steilen Anstieg bis auf Werte von $+17$ bis $+23\text{‰}$, mit einem kleinen Zwischenminimum in der frühen Kreide mit Werten um $+15\text{‰}$.

An 83 Grundwasserproben aus dem Untersuchungsgebiet²⁶ wurden von Hoefs [1996] die ^{34}S -Isotopie, an 18 Proben zusätzlich auch die ^{18}O -Isotopie des gelösten SO_4^{2-} bestimmt. Zunächst ist in Abb. 3.7 die Isotopie von 18 Proben dargestellt, an denen sowohl die ^{34}S - als auch die ^{18}O -Isotopie gemessen wurde. Die charakteristischen Wertebereiche für Sedimente aus Jura und Trias, Zechstein sowie die der oxidierten sedimentären Sulfide sind strichliniert umrandet. Die SO_4^{2-} -Isotopenwerte aller von Hoefs [1996] gemessenen Grundwässer plotten in einem der drei charakteristischen Bereiche. Die unterschiedlichen Symbole kennzeichnen die Stratigraphie des Wirtsgesteins, aus dem die Grundwasserproben gefördert wurden. Die leichten Isotopenwerte von den aus dem Jura und Keuper stammenden Proben im Bereich einer Sulfat-Isotopie $\leq +10\text{‰}$ sind durch den Einfluß oxidierteter sedimentärer Sulfide zu erklären.

An nahezu allen 83 Grundwasserproben wurde sowohl die ^{34}S -Isotopie als auch die Sulfat-Konzentration bestimmt (Abb. 3.8, links). Die $\delta^{34}\text{S}$ -Meßwerte variieren im Bereich zwischen -7.56 und $+21.36\text{‰}$, die Sulfatkonzentrationen im Bereich zwischen 26 und 8000 mg/l. Hohe Sulfatkonzentrationen gehen mit einer vergleichsweise schweren Isotopie einher. Bei niedrigen Sulfat-Konzentrationen wird die Isotopie vom Einfluß sedimentärer Sulfide dominiert. Die

²⁶Die Schnittmenge der in den Abbildungen 3.7 und 3.8 dargestellten Proben ist sehr klein. Nur an 18 Proben wurde sowohl die ^{34}S -, als auch die ^{18}O -Isotopie gemessen (Abb. 3.7), an nahezu allen 83 Proben wurde sowohl die ^{34}S -Isotopie als auch die SO_4^{2-} -Konzentration gemessen (Abb. 3.8); nur an 29 Proben wurde die ^{34}S -Isotopie und die Cl^- -Konzentration gemessen.

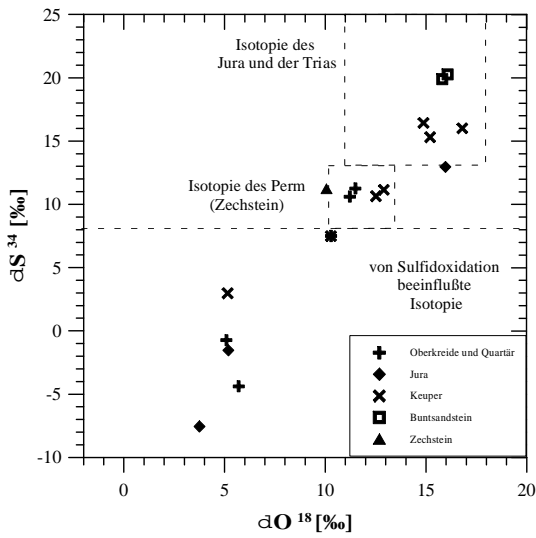


Abbildung 3.7: Im Diagramm ist die ^{34}S -Isotopie gegen die ^{18}O -Isotopie der Grundwasserproben aufgetragen. Daten aus [Hoefs 1996]. Die drei Bereiche der im Untersuchungsgebiet angetroffenen, charakteristischen Schwefel-Isotopenwerte für Jura und Trias, Zechstein sowie für sedimentäre Sulfide sind im Diagramm strichliniert umrandet.

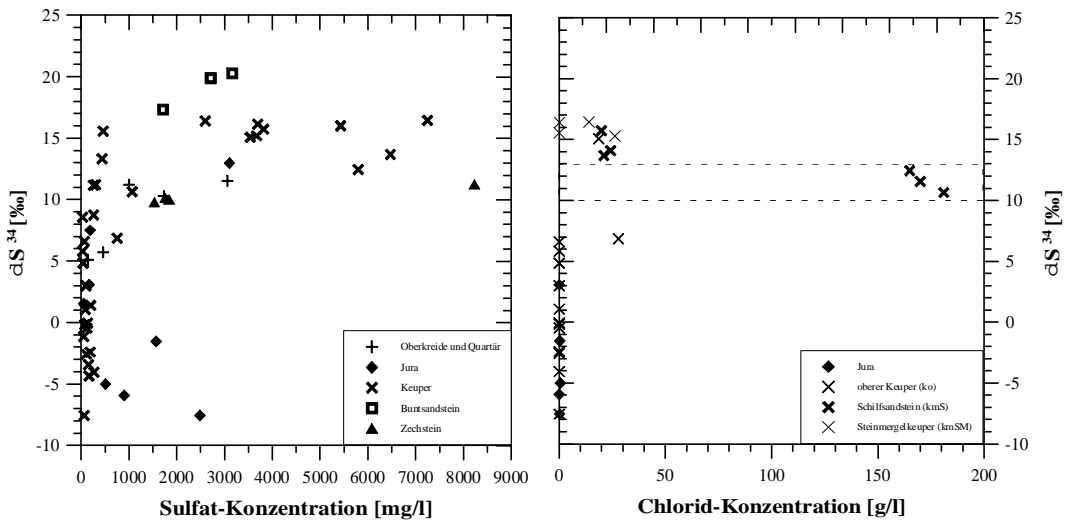


Abbildung 3.8: Das linke Diagramm zeigt die gegen die Sulfat-Konzentration der Grundwasserproben aufgetragene ^{34}S -Isotopie. Im rechten Diagramm ist die ^{34}S -Isotopie gegen die Chlorid-Konzentration der Grundwasserproben aus dem Lappwald aufgetragen. Alle drei Proben aus dem Lappwald aus Tiefen unterhalb des Salzspiegels zeigen eine charakteristische Zechstein-Isotopie von $+10$ bis $+13$ ‰.

große Variabilität der Sulfatkonzentration und die beträchtlichen Unterschiede in der Isotopenzusammensetzung des Schwefels sprechen für an verschiedenen Orten lokalisierte und aus unterschiedlichen geologischen Epochen stammende Schwefelquellen [Hoefs 1996]. Die beiden wichtigen Quellen für gelöstes Sulfat und Chlorid im Grundwasser sind Gips, Anhydrit und NaCl aus dem Hutgestein (Zechstein) einerseits sowie die Keupersedimente und die Keuper- und Muschelkalk-Salzlagerstätten im Lappwald andererseits (Abs. 2.1.1).

Da Proben mit hohen Cl^- -Konzentrationen ebenfalls hohe SO_4 -Konzentrationen aufweisen, ist in Abb. 3.8 auch die ^{34}S -Isotopie gegen die Chlorid-Konzentration der Grundwasserproben (rechts) aufgetragen. An den hier abgebildeten Grundwasserproben aus dem Lappwald, wird

die Identifikation der Chlorid-Quellen diskutiert:

Im Lappwald konnten nur drei Grundwasserproben²⁷ in Tiefen unterhalb des Salzspiegels (ca. -140 m NN) gewonnen werden. Alle weisen sie Cl^- -Konzentrationen größer als 150 g l^{-1} auf und haben eine für den Zechstein charakteristische ^{34}S -Isotopie zwischen +10 und +13 ‰. Alle drei Proben wurden im vergleichsweise gut durchlässigen Schilfsandstein angetroffen.

Proben²⁸ aus dem Schilfsandstein oberhalb des Salzspiegelniveaus mit Cl^- -Konzentrationen um 20 g l^{-1} sind durch für den Keuper charakteristische ^{34}S -Isotopie gekennzeichnet ($\delta^{34}\text{S}$ -Werte $\geq +15$ ‰). Proben aus Tiefen von 50 bis 100 m mit typischen Cl^- -Konzentrationen um deutlich kleiner 1 g l^{-1} , z.B. Dp Mors 55 a KpV und 50 b KpV aus dem oberen Keuper, sind isotopisch bereits stark von sedimentären Sulfiden beeinflusst ($\delta^{34}\text{S}$ -Werte $\leq +7$ ‰).

Unter der Annahme, Chlorid und Sulfat entstammen derselben Quelle, kann anhand des rechten Diagramms in Abb. 3.8 folgendes, für den NaCl-Umsatz im Untersuchungsgebiet wichtiges Fazit gezogen werden:

Ein wesentlicher Teil des in den tiefen Grund- und Porenwässern - im Formationswasser-Horizont (Abs. 3.2.2, 4.2.3) - des Lappwaldes gelösten Chlorids stammt aus der Subrosion des Zechstein-Salzstockes. In den verhältnismäßig gutleitenden Sedimenten des Schilfsandsteins können NaCl-gesättigte Salzlauge - von einem Dichtegradienten angetrieben - vom Salzspiegelniveau des Diapirs in den Lappwald eindringen. Von dort dringt gelöstes NaCl molekular-diffusiv mit der in Abs. 5.3.5 abgeschätzten Rate in den flacheren Grundwasserkörper auf (Abs. 5.3.6 und Abb. 5.6).

²⁷ Dies betrifft die Proben Dp Mors 52 a, Test 3 mit $\delta^{34}\text{S} = +12.44$ ‰, 55 a KpV mit +11.55 ‰ und 55 a Test 1 mit +10.64 ‰.

²⁸ z.B. Dp Mors 51 a KpV oder 51 a Test 1

Kapitel 4

Räumliche Verteilung der Altersinformation

In diesem Kapitel werden die Spurenstoffkriterien für die charakteristischen Altersübergänge Holozän/Glazial und Glazial/Präglazial (respektive Formationswässer) diskutiert. Die an den Einzelprofilen ermittelten Tiefen dieser Altersgrenzen werden räumlich mit einem geostatistischen Verfahren interpoliert und so ein dreidimensionales Bild von der Alterstruktur des Grund- und Porenwassers im Gebiet erstellt.

Im ersten Abschnitt (4.1) werden zunächst die Spurenstoffkriterien für die Porenwasser-Altersübergänge aufgestellt, mit Hilfe derer sich die Salinitäts-, Isotopen- und ^4He -Tiefenprofile der Bohrungen in drei Horizonte charakteristischer Porenwasseralter untergliedern lassen: Holozän, Glazial und Präglazial.

Basierend auf der umfangreichen Datenlage wird in Abschnitt 4.2 ein Gesamtbild der räumlichen Altersverteilung der Porenwässer im Untersuchungsgebiet erstellt, indem lokal die Tiefenlage der Grenze zwischen den Alterszonen zu Grenzflächen geostatistisch interpoliert (Krige-Interpolationsverfahren) werden. Die so entstandenen Basisflächen der Grundwasser-Alterszonen ('Isochronen' Abb. 4.5 und 4.6) spiegeln die Charakteristika der drei hydrogeologischen Einheiten wider.

Die Altersinformationen der Grundwasserproben werden im Abschnitt 4.3 diskutiert.

Bei allen folgenden Betrachtungen werden drei Porenwasser-Altershorizonte unterschieden: Der **oberste Altershorizont** ist durch eine **holozäne** Isotopensignatur (Tab. 4.1, Abs. 3.2.) der Porenwässer gekennzeichnet. In den obersten 100 bis 150 m befinden sich Wässer, die in der heutigen Warmzeit gebildet wurden, also jünger sind als 12.000 bis 10.000 Jahre. Diese holozäne Porenwasserisotopie im Bereich um $\delta\text{D} = -62\text{‰}$ im Deuterium und im Bereich um $\delta^{18}\text{O} = -9\text{‰}$ im $^{18}\text{Sauerstoff}$ vergleicht sich gut mit der Isotopie von Oberflächengewässern aus der Aller und ihren Vorflutern (Tab. 4.1):

Der **mittlere Altershorizont** ist durch **spätpleistozäne** (glaziale) Isotopensignatur (Abs. 3.2) der Porenwässer gekennzeichnet. Er hat eine Mächtigkeit von ca. 50 bis 200 m und liegt in Tiefen von ca. 150 bis 300 m unter Gelände. Die Wässer wurden während der Würm-Kaltzeit zwischen ca. 75.000 bis 12.000 Jahren vor heute gebildet. Die Porenwasserisotopie ist gegenüber den holozänen Wässern deutlich abgereichert und erreicht Werte im Mittel um $\delta\text{D} = -73\text{‰}$ im Deuterium und -10.5‰ im $\delta^{18}\text{O}$. Diese abgereicherte Isotopensignatur vergleicht sich gut mit der Isotopie zentraleuropäischer Paläowässer [Rozanski 1995] oder der

Isotopie von Oberflächengewässern im Einzugsgebiet

Probe Nr.	Probenahmeort	δD [‰]	$\delta^{18}O$ [‰]
164	Aller bei Groß Bartensleben	-62,3	-8,76
138	Röthe graben	-62,2	-8,85
117	Trinkwasser Beendorf	-63,2	-9,01
148	Bartenslebener Graben	-62,4	-8,85
139	Beendorfer Graben	-62,6	-8,83

Tabelle 4.1: Die Tabelle enthält neben der Probennummer und dem Probenahmeort charakteristische, holozäne Isotopenwerte von Oberflächengewässern aus dem Einzugsgebiet der Aller zwischen Alleringersleben und Walbeck. Die Probenahme fand zwischen dem 31.01.1995 und dem 2.02.1995 statt.

spätpleistozänen Isotopensignatur von Grundwasserproben aus Niedersachsen [Suckow 1993] und entspricht einer um ca. 3 °C niedrigeren Jahresmitteltemperatur im Vergleich zur heutigen Warmzeit. Aus der Temperaturabhängigkeit der Trennfaktoren (Abs. 3.2.2) ist bei einer um ca. 5 °C niedrigeren Jahresmitteltemperatur [Stute et al. 1995], [Stute et al. 1992, a], [Stute et al. 1992, b] während der letzten Kaltzeit mit einer Abreicherung der eiszeitlichen Grundwässer gegenüber holozänem Grundwasser im Deuterium um $\Delta \delta D = 28 \text{ ‰}$, im ^{18}O um $\Delta \delta^{18}O = 3.5 \text{ ‰}$ zu erwarten [Dansgaard 1964]. Diese Differenz zwischen zu erwartender Abreicherung und tatsächlich im Mittel gemessener Abreicherung der Wässer wird als Mischung zwischen holozäner und pleistozäner Isotopie während der Dauer der aktuellen Warmzeit von 10 ka interpretiert und in Abs. 6.2.1 quantifiziert. Aus dieser Abschätzung – bei gleichzeitiger Betrachtung der gemessenen ^{14}C und Tritium-Konzentrationen – ergeben sich hydrodynamische Schlussfolgerungen bzgl. der Wasserumsatzrate zwischen dem holozänen und dem pleistozänen Altershorizont.

Der **unterste Altershorizont** ist durch Formations-Porenwässer¹ gekennzeichnet, also Wässern, die sich von meteorischen Wässern durch eine schwerere Isotopensignatur unterscheiden und die im $\delta D/\delta^{18}O$ -Diagramm rechts der GMWL zu liegen kommen (Abs. 3.2, Abb. 3.1). Diese Wässer werden in 14 der 24 beprobten Bohrungen in besonders undurchlässigem Gestein (z.B. im Anhydrit des Hutgesteins im Allertal) und/oder in größeren Tiefen (z.B. in Dp Mors 52 a unterhalb von ca. 288 m oder in Dp Mors 55 a unterhalb von ca. 250 m) angetroffen.

4.1 Porenwässer: Spurenstoffkriterien für die Alterszonenierung

Der Vergleich der 4He - und der NaCl-Konzentration mit der ^{18}O -Isotopie der Porenwasserproben ermöglicht das Aufstellen von Spurenstoffkriterien für die zwei Übergänge zwischen den oben charakterisierten Altershorizonten: Holozän, Glazial und Präglazial.

¹ präglazial

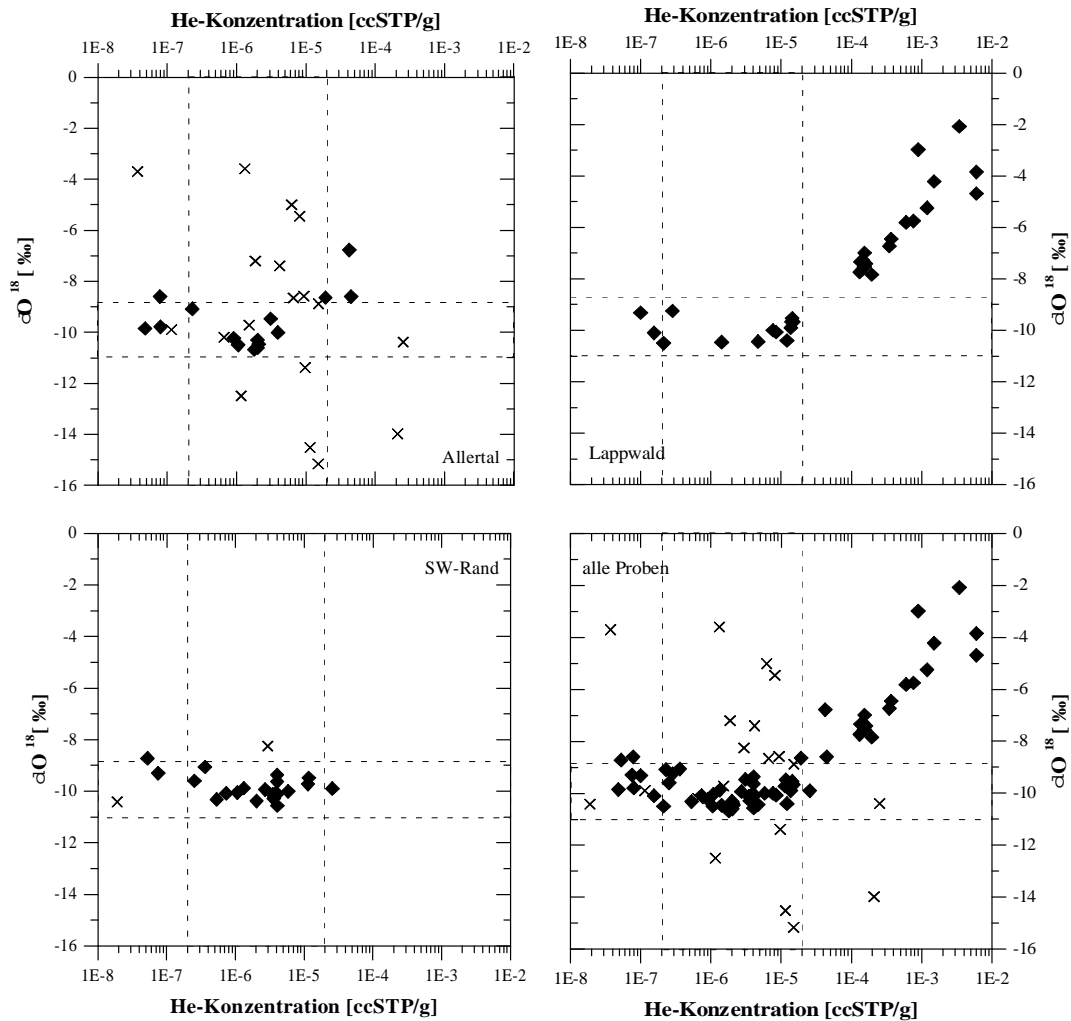


Abbildung 4.1: In den 4 Diagrammen ist jeweils die ^4He -Konzentration gegen die ^{18}O Isotopie der Porenwässer aufgetragen. Die Einzeldarstellungen enthalten Proben aus jeweils einem der drei Teilgebiete des Untersuchungsgebietes, bzw. alle Proben. Quadratische Symbole entsprechen Tonsteinproben, gekreuzte Symbole entsprechen Proben mit Anhydrit- und/oder Gipsanteil.

4.1.1 ^{18}O -Isotopie – ^4He -Konzentration

In den vier Abbildungen 4.1 ist jeweils die ^4He -Konzentration der Porenwässer gegen deren ^{18}O -Isotopie² aufgetragen. Erwartet wird bei der Gegenüberstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie gegen die ^4He -Konzentration, daß mit zunehmendem Porenwasseralter – von holozänen, über glazialen Wässern zu präglazialen Wässern – auch die ^4He -Konzentration zunimmt.

Im *Lappwald* ist die Korrelation der ^{18}O -Isotopie mit der ^4He -Konzentration (Abb. 4.1, oben links) am deutlichsten zu sehen. Der Übergang von holozänen zu pleistozänen Porenwässern korrespondiert mit ^4He -Konzentrationen im Bereich von 1 bis $3 \cdot 10^{-7} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$. Proben mit ^4He -Konzentrationen zwischen 10^{-6} und $10^{-5} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$ sind ausschließlich pleistozänen Ursprungs. Im Konzentrationsbereich $2 \cdot 10^{-5}$ bis $1 \cdot 10^{-4} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$ gibt es eine Datenlücke. Sie

²Bei den ^{18}O -Werten in den Abbildungen handelt es sich um korrigierte Werte (Abs. 3.2.1).

erklärt sich durch einen steilen Anstieg der ^4He -Konzentration um eine Größenordnung innerhalb von nur 60 Bohrkernmetern beim Übergang von den pleistozänen Porenwässern zu den immobilen Formationswässern³. Letztere haben eine charakteristische Isotopensignatur von -30‰ bis -16‰ im Deuterium und -1.4‰ bis $+2.7\text{‰}$ im ^{18}O [Pearson et al. 1994]. Als Resultat molekular-diffusiven Eindringens von spätpleistozänen Porenwässern in den Horizont immobilier Formationswässer werden Mischwässer mit Signaturen deutlich schwerer als -8.8‰ im $\delta^{18}\text{O}$ (respektive -63.0‰ im δD) angetroffen. Im folgenden wird von diesen Mischwässern vereinfachend immer von Formationswässern bzw. Wässern aus dem Präglazial gesprochen. Die ^4He -Konzentrationen dieser isotopisch stark angereicherten Wässer ist größer als $1 \cdot 10^{-4} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$.

In der *SW-Randstörung* (Abb. 4.1, oben rechts) zeigt sich ein der Situation im Lappwald vergleichbares Bild. Jedoch gibt es hier Datenpunkte mit ^4He -Konzentrationen zwischen 10^{-5} und $10^{-4} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$, die noch eindeutig pleistozäner Isotopie entsprechen. So verschiebt sich das ^4He -Konzentrationskriterium für pleistozäne Wässer nach oben. Formationswässer sind in den Bohrungen im Gebiet der SW-Randstörung bei maximalen Bohrkernlängen von 290 m nicht angetroffen worden.

Werden im *Allertal* nur solche Porenwässer von Gesteinen berücksichtigt, die weder Gips noch Anhydrit enthalten (quadratische Symbole), ist auch hier eine Korrelation zwischen der ^4He -Konzentration und der ^{18}O -Isotopie zu beobachten. Pleistozäne Porenwässer haben hier ^4He -Konzentrationen größer als $6 \cdot 10^{-7} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$. Der Übergang zu Formationswässern entspricht einer ^4He -Konzentration zwischen $5 \cdot 10^{-6}$ und $2 \cdot 10^{-5} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$. Zwar wurden auch im Allertal Porenwasserproben mit ^4He -Konzentrationen deutlich größer als $5 \cdot 10^{-4} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$ angetroffen⁴, deren absolute Wassermengen sind aber so gering, daß die Bestimmung des δO^{18} -Wertes nicht möglich ist und daher die Datenpunkte in Abb. 4.1 nicht abgebildet werden können. Bei diesen Proben handelt es sich um Anhydritgesteine aus dem Hutgestein mit Porenwassergehalten von maximal 0.03 bis 0.3 Gew. %.

In allen vier Darstellungen sind die in der obigen Diskussion ermittelten Kriterien für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und ^4He -Werte für die Übergänge holozän/pleistozän (-8.8‰ , $2 \cdot 10^{-7} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$) bzw. pleistozän/Formation (-11.0‰ , $2 \cdot 10^{-5} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$) durch gestrichelte Linien gekennzeichnet (siehe auch Tab. 4.2).

Aus zweierlei Gründen wurden die Meßwerte von gipshaltigen Gesteinsproben (in den Abbildungen durch Kreuze gekennzeichnet) für die Festlegung der Spurenstoffkriterien nicht herangezogen:

Bei der Wassergehaltsbestimmung von gipshaltigem Anhydritgestein durch Ofentrocknung bei 105°C kommt es systematisch zur Überschätzung der Porenwassermenge, da schon bei Temperaturen über 58°C das Kristallwasser des Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) freigesetzt wird (Abs. 3.2.3). Die ^4He -Konzentrationen dieser Proben können daher deutlich unterschätzt werden.

Zum anderen ist die Isotopie von Gipskristallwasser sowohl von den gipsbildenden Prozessen (Isotopenfraktionierung bei der Ausbildung des Minerals $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) als auch von se-

³Die Daten stammen im wesentlichen aus der Bohrung Dp Mors 52 a. Der Übergang zu Formationswässern erfolgt in einer Tiefe, die mit ca. -140 m NN der Tiefe des Salzspiegelniveaus im Allertal entspricht. Hier wird in der Chlorid-Konzentration ein steiler Anstieg auf Sättigungskonzentration beobachtet (Abs. 4.1.2).

⁴Bohrung Dp Mors 42 a und 65 a; siehe Tiefenprofile und Datentabellen im Anhang A

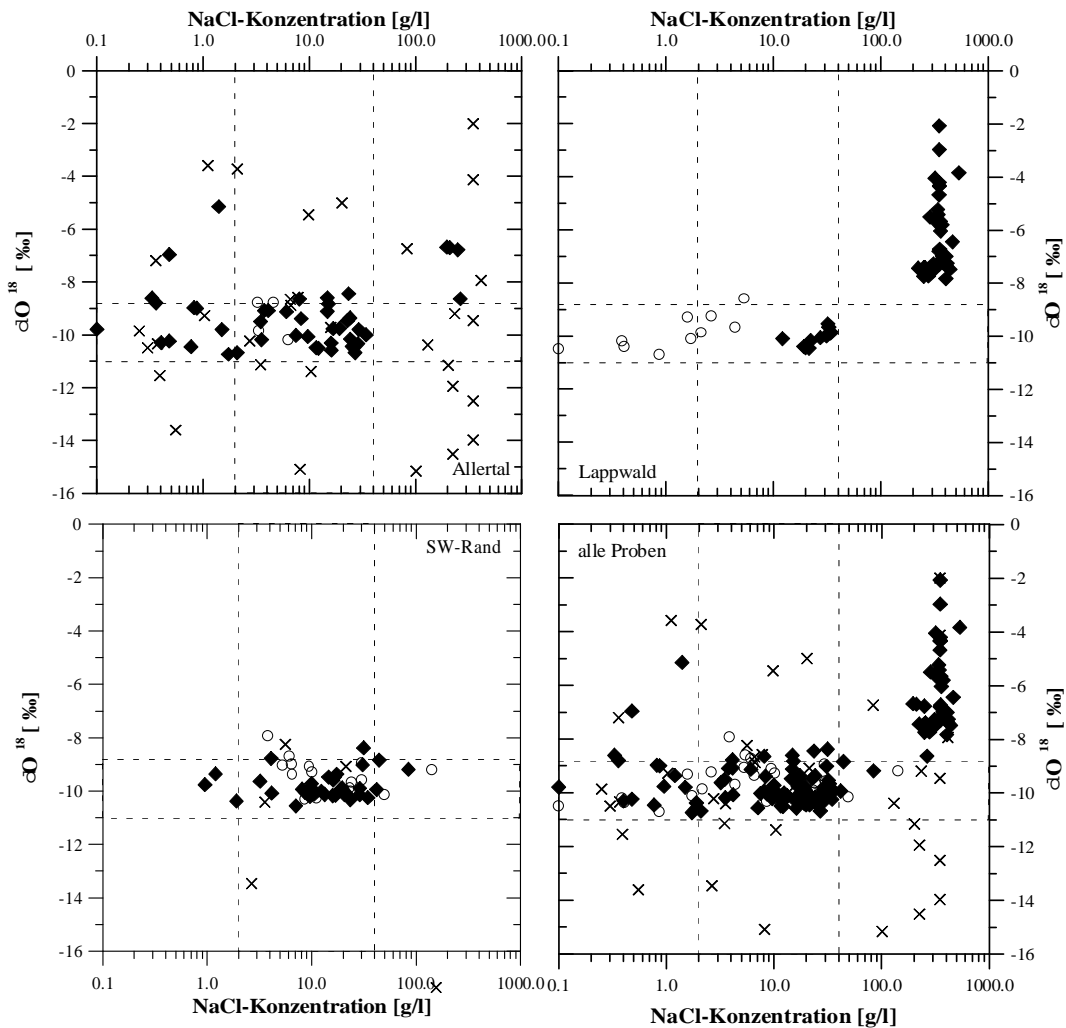


Abbildung 4.2: In den 4 Diagrammen ist jeweils die Cl^- -Konzentration gegen die ^{18}O -Isotopie der Porenwässer aufgetragen. Die Abbildungen enthalten Proben aus jeweils einem der drei Teilgebiete. Die Abbildung rechts unten beinhaltet alle Proben aus dem gesamten Gebiet. Mit Kreuzen gekennzeichnete Datenpunkte stammen aus gipshaltigen Gesteinsproben, mit Kreisen gekennzeichnete Datenpunkte aus Leitfähigkeitsmessungen; diese Werte werden nicht zur Festlegung der Spurenstoffkriterien herangezogen.

kundären Einflüssen (Einstellung eines Gleichgewichtes zwischen Kristall- und Porenwasserisotopie) abhängig. In einem Einzelprofil wird die Isotopie des Gipskristallwassers diskutiert (s. Abs. 3.2.3), aber bei der Diskussion der Isotopengehalte an den charakteristischen Altersgrenzen ist ihre Verwendung nicht sinnvoll.

4.1.2 ^{18}O -Isotopie – Cl^- -Konzentration

In den vier Abbildungen 4.2 ist jeweils die NaCl-Konzentration gegen die ^{18}O -Isotopie aufgetragen. Wiederum sind die Proben je nach ihrer Zugehörigkeit zu den einzelnen Teilgebieten getrennt dargestellt. Die Bestimmung der Porenwassersalinität in den Bohrkernproben wurde im wesentlichen mittels AgNO_3 -Titration durchgeführt [Zink 1996]. Mit Kreisen gekennzeichnet

sind Datenpunkte, deren NaCl-Konzentrationen mittels Leitfähigkeitsmessungen (Abs. 3.3.1) bestimmt wurden. In diesen Fällen sind die Meßwerte als Maximalwerte zu interpretieren, da alle in der Leachlösung vorhandenen Ionen – im Besonderen auch Sulfat aus den Gipsproben – zu erhöhter Leitfähigkeit und damit zur Überschätzung der Cl-Konzentration beitragen. Für die Erstellung der Spurenstoffkriterien werden diese Daten nicht herangezogen.

Bei der Gegenüberstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie gegen die NaCl-Konzentration wird erwartet, daß die beiden Inhaltstoffe korreliert sind, denn sowohl das Porenwasseralter, als auch die NaCl-Konzentration nimmt mit der Tiefe zu.

Tatsächlich streuen die NaCl-Konzentrationen der holozänen und pleistozänen Wässer, also der Proben im $\delta^{18}\text{O}$ -Wertebereich zwischen -8 und -11‰ , von kleiner 1 bis ca. 40 g NaCl l^{-1} . Eine Korrelation von Formationswasser-Isotopie mit hohen NaCl-Konzentrationen ist dagegen deutlich erkennbar. NaCl-gesättigte Porenwasserproben (Proben mit einer NaCl-Konzentration größer als 350 g l^{-1}) haben eine $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur größer -8‰ bis über 2‰ .

Proben mit NaCl-Konzentrationen zwischen 40 und 200 g l^{-1} wurden nur selten beprobt. Diese Datenlücke erklärt sich anhand des beobachteten großen Dichtegradienten, der auf einem Tiefenintervall von wenigen Zehnermetern eiszeitliche Porenwässer mit bis zu 40 g l^{-1} von NaCl gesättigten, immobilen Formationswässern trennt (z.B. Dp Mors 52 a Abb. A.13 im Anhang A). Die Tiefe dieses Dichtesprunges im Lappwald bei ca. -140 m NN entspricht der Tiefe des Salzspiegelniveaus an der Oberfläche des Salzstocks. Im gesamten Untersuchungsgebiet wurden in Tiefen unterhalb des Salzspiegelniveaus NaCl-gesättigte Lösungen angetroffen.

4.1.3 Cl^- – ^4He -Konzentration

Die Argumentationskette zur Bestimmung der Spurenstoffkriterien für die Übergänge Holozän/Glazial bzw. Glazial/Präglazial schließt sich, wenn die NaCl-Konzentrationen der Porenwässer gegen deren ^4He -Konzentrationen aufgetragen wird. In Abb. 4.3 lassen sich eindeutig die Porenwasserproben identifizieren, deren Chloridgehalt durch Leitfähigkeitsmessung (Kreise) überschätzt wurden. Durch Anlegen des $^4\text{Helium}$ -Konzentrationskriteriums für den Übergang von holozänen zu pleistozänen Porenwässern von $2 \cdot 10^{-7}\text{ cm}^3\text{ STP g}^{-1}$ ergibt sich nun auch das Kriterium für die diesem Übergang entsprechende Chloridkonzentration: ca. 2 g NaCl l^{-1} .

Zusammenfassend sind die aus dem Vergleich der Porenwasser-Inhaltsstoffe ermittelten Spurenstoffkriterien für die Altersgrenzen Holozän/Glazial und Glazial/Präglazial in Tabelle 4.2 aufgeführt.

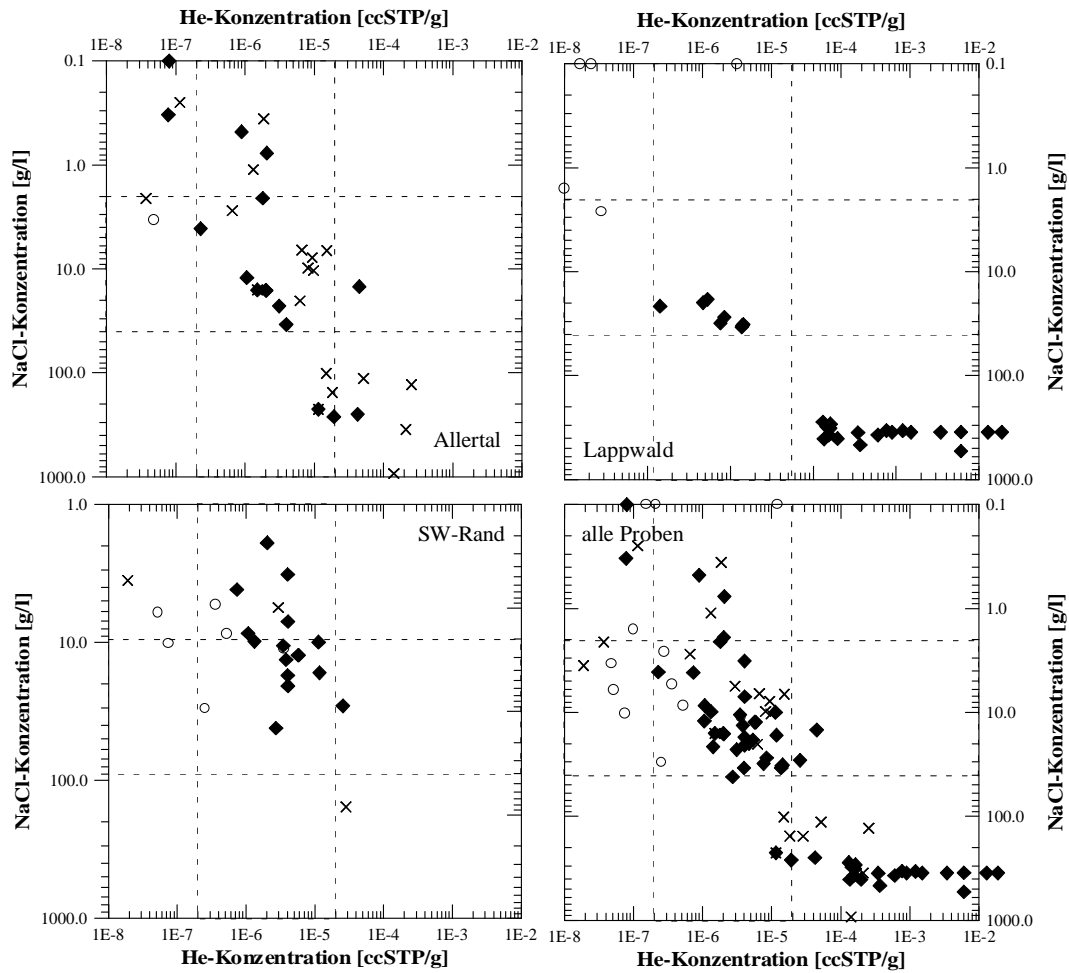


Abbildung 4.3: In den 4 Diagrammen ist jeweils die ^4He -Konzentration gegen die Cl^- -Konzentration der Porenwässer aufgetragen. Die Abbildungen enthalten Proben aus jeweils einem der drei Teilgebiete des Untersuchungsgebietes, unten rechts sind alle Proben aus dem gesamten Gebiet aufgetragen. Bedeutung der Symbole wie in Abb. 4.2

Spurenstoffkriterien für die Alterszonierung

Spurenstoff	holozän ≤ 10 ka	pleistozän 10 bis 100 ka	Formationswasser-Isotopie ≥ 100 ka
$\delta D / \delta^{18}O$ [‰]	um (-62.00/-8.8)	$\leq (-73.00/-10.2)$	$\geq (-56.00/-8.0)$
4He [cm ³ STP g ⁻¹]	$\leq 2 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-7}$ bis $2 \cdot 10^{-5}$	$\geq 2 \cdot 10^{-5}$
NaCl [g l ⁻¹]	\leq ca. 2	2 bis (20 – 40)	\geq (20 – 40)

Tabelle 4.2: Die Tabelle enthält die oben diskutierten Spurenstoffkriterien für die drei Porenwasser-Altershorizonte Holozän, Glazial (pleistozän) und Präglazial (Formationswasser-Isotopie). Basierend auf diesen Werten werden Flächen gleichen Grundwasseralters erstellt und anhand der gemessenen und berechneten mittleren Verweildauer der Wässer im Untergrund die Bilanzierung des Cl^- -Umsatzes im Untersuchungsgebiet ermöglicht.

4.2 Räumliche Interpolation des Porenwasser-Alters

Aus den oben ermittelten Spurenstoffkriterien (Tab.4.2) lassen sich für die 24 Bohrungen Tiefen für die jeweiligen Porenwasser-Altersgrenzen angeben. Die Tiefe der Altergrenze Holozän/Pleistozän wurde in allen 24 Standorten erbohrt, konnte aber in einigen Fällen (siehe Tab.4.3) aufgrund unzureichender Tiefenauflösung nicht eindeutig identifiziert werden. In vielen Fällen, vor allem bei Bohrungen im Allertal und in der Süd-West-Randstörung, wurde der Altersübergang Glazial/Präglazial bei maximalen Bohrkernlängen von 290 m nicht erbohrt. Die Ungenauigkeit bei der Bestimmung der Tiefe der Porenwasser-Altersgrenzen wird bei den meisten Bohrungen durch eine begrenzte Tiefenauflösung bestimmt. Die beste Tiefenauflösung beträgt bei einzelnen Bohrungen 20 m, z.B. bei der Bohrung Dp Mors 52 a und der Bohrung Dp Mors 45 a. Letztere wurden zusammen mit der Bohrung Dp Mors 69 a ausführlich von Osenbrück [1996] diskutiert.

Im Folgenden wird kurz das Krige-Interpolationsverfahren eingeführt, mit Hilfe dessen die Tiefen gleichen Porenwasseralters zu Isochronenflächen interpoliert werden. Daran schließt sich die Diskussion der 10 ka- und 100 ka-Isochrone an.

4.2.1 Erstellung von Variogrammen

Zur Erstellung von dreidimensionalen Darstellungen von der Tiefe der Altersgrenzen zwischen holozänen und glazialen Porenwässern, bzw. zwischen glazialen und präglazialen Porenwässern – die 10 ka- und 100 ka-Isochrone – werden die Daten mit einem geostatistischen Verfahren interpoliert. Eine ausführliche Diskussion dieses sog. Krige-Verfahrens [Krige 1951] findet sich z.B. bei [Akin & Siemes 1988], [Bárdossy 1994], [Wackernagel 1995] oder in gut verständlicher Kurzfassung bei [Delbrück 1996].

Die Durchführung der Krige-Interpolation erfolgte in drei Schritten:

1) Zunächst wird im sog. *experimentellen Variogramm* die Varianz⁵ eines Meßwertes, z.B. die Tiefe des Überganges von holozäner zu pleistozäner Porenwassersignatur, in Abhängigkeit vom

⁵korrekt formuliert ist dies die Varianz/2

Name der Bohrung	Standort		Lage	Tiefe GOK [mNN]	Isochronen-Flächen [m NN]		
	Rechtswert	Hochwert			10k Jahre	100k Jahre	Hutgestein OK
Dp Mors 34A	4437761	5790044	r/a	134	62	-97	-120
Dp Mors 35A	4436772	5789760	l	139	39		*
Dp Mors 37A	4438026	5789360	r	132	42	-125	-115
Dp Mors 38A	4438288	5789449	a	120	-18	-90	-82
Dp Mors 40B1	4438414	5788469	r/a	138	18		-129
Dp Mors 42A1	4439089	5788602	a	112	47	-38	80
Dp Mors 43A	4438967	5787842	r	123	51	-110	*
Dp Mors 45A	4440124	5788549	a	130	52	-47	6
Dp Mors 46A	4438933	5789905	a	108	32	-115	-101
Dp Mors 47A	4439440	5787214	a	132	32		-88
Dp Mors 49A	4438877	5788216	a	120			-56
Dp Mors 50A	4438780	5788178	r	125	50		*
Dp Mors 51A	4438572	5788106	r	139	88	-56	*
Dp Mors 52A	4437897	5788454	l	161	70	-127	*
Dp Mors 54A	4436824	5788630	l	173			*
Dp Mors 55A	4437536	5789170	l	162	42	-88	*
Dp Mors 56A	4437308	5789715	l	155	44		*
Dp Mors 61A	4436145	5791154	l	168			*
Dp Mors 64A	4434691	5789462	l	179			*
Dp Mors 65A	4439800	5787277	a	113	63	-15	53
Dp Mors 69A	4438790	5788534	a	119	-16		-75
Dp Mors 71A	4438725	5788857	a	117			40
Dp Mors 72A	4438957	5788929	a	112	20	-54	40
Dp Mors 86A	4440132	5787649	a	137	12		-54
Dp Mors 94A	4441136	5788240	a	148			*

Tabelle 4.3: In der Tabelle sind der Name, Rechts- und Hochwert [m], die Lokation der Bohrpunkte (a: Allertal, r: SW-Rand, l: Lappwald) und die Höhe der Geländeoberkante (GOK) [m NN] aufgelistet. Die letzten drei Spalten enthalten die Tiefe [m NN] der Übergänge zwischen holozänen und galzials bzw. zwischen glazialen und präglazialen Porenwässern sowie die Tiefe der Hutgesteinsoberkante. In denen mit * gekennzeichneten Bohrungen im SW-Rand und im Lappwald steht kein Hutgestein an.

Abstand $|\vec{x}_i - \vec{x}_j| = h$ eines Meßpunktpaares ermittelt:

$$\gamma_{exp}(\vec{h}) = \frac{1}{2N(\vec{h})} \sum_{\vec{x}_1 - \vec{x}_j = \vec{h}} ((Z(\vec{x}_i) - Z(\vec{x}_j))^2) \quad (4.1)$$

Dabei ist $Z(\vec{x})$ der Wert des interessierenden Parameters am Ort \vec{x} und $N(\vec{h})$ die Anzahl der Meßpunktpaare mit dem Abstandsvektor \vec{h} , bzw. – experimentell bedingt – im Abstandsbereich $(n - 1/2) \cdot l \leq |h| \leq (n + 1/2 \cdot l)$. Empfohlen wird, daß mindestens 30 Meßpunktpaare in jeder Abstandsklasse enthalten sind, ansonsten sollten die Abstandsintervalle l vergrößert werden [Bárdossy 1994]. Die Anzahl der Meßpunktpaare, auf die sich die ermittelten experimentellen Variogramme stützen, sind als Zahlenwerte in die jeweiligen Abbildungen 4.4 eingetragen. Einige Abstandsklassen haben weniger als 5 Meßwertpaare⁶.

Die Berechnung der experimentellen Variogramme erfolgt in der Praxis mit Hilfe eines von

⁶ Auch bei einer Vergrößerung von l von 100 m auf z.B. 400 m vergrößert sich die Anzahl der Meßpunktpaare

Bárdossy [1994] entwickelten Programmes.

2) Je nach Verlauf des experimentellen Variogrammes wird von Hand eine theoretische Variogrammfunktion (lineare, exponentielle, gaußförmige oder sphärische Funktion) angepasst. Hier eignete sich eine *spärische Variogrammfunktion*:

$$\begin{aligned}\gamma(h) &= \gamma_0 + C \cdot \left(\frac{3}{2} \frac{h}{a} - \frac{1}{2} \frac{h^3}{a^3}\right), & \text{falls } h \leq A \\ \gamma(h) &= \gamma_0 + C, & \text{falls } h > A\end{aligned}\quad (4.2)$$

Mit wachsender Entfernung (Abstandsvektor \vec{h}) der Datenpunkte zueinander wächst die Varianz $\gamma(\vec{h})$ bis zu einem Schwellenwert C (engl. *sill*) an. Der Schwellenwert C entspricht der mittleren Varianz der Meßwerte. Sie wird innerhalb der Entfernung A (engl. *range*) erreicht. Der Achsenabschnitt bei $\gamma(0)$, der sog. *nugget*-Effekt γ_0 , entspricht der Summe aus dem Meßfehler der Einzelmessung und der natürlichen Mikrovarianz $\gamma_0 = \sigma_{\text{Meß}}^2 + \sigma_{\text{Mikrovarianz}}^2$.

3) Die sich aus dem sphärischen Variogramm ergebenden Parameter Schwellenwert C , maximale Entfernung A und *nugget*-Effekt γ_0 werden beim Erstellen der dreidimensionalen Isochronen als Krige-Interpolationsparameter verwendet und sind unterhalb der vier Abbildungen der Variogramme (Abb. 4.4) aufgeführt.

4.2.2 Diskussion der experimentellen Variogramme

In Abb. 4.4 sind die experimentellen Variogramme sowie die angepaßten sphärischen Variogrammfunktionen dargestellt. Zum Vergleich, wie sich aus experimentellen Variogrammen Aussagen über die Aussagekraft von interpolierten Daten ableiten lassen, sind parallel zu den Variogrammen der 10 ka- (Tiefe der Altersgrenze zwischen holozänen und glazialen Porenwässern) und 100 ka-Isochrone (Tiefe der Altersgrenze zwischen glazialen und präglazialen Porenwässern) auch das Variogramm der Geländeoberkante und das der Oberkante des Hutgesteins dargestellt (Tab. 4.3). Unterhalb der vier Abbildungen 4.4 sind die sich aus der angepaßten sphärischen Variogrammfunktion (Gl. 4.2) ergebenden Parameter aufgelistet.

Erwartungsgemäß ist das *Variogramm der Geländeoberkante* (Abb. 4.4a) im Vergleich zu den anderen drei (Abb. 4.4b bis d) verhältnismäßig ausgeglichen. D.h. die Dichte der Datenpunkte, die sich aus der Anzahl der Bohrpunkte im Untersuchungsgebiet ergibt, ist ausreichend, den relativ gering variierenden Parameter 'Höhe der Bohrpunkte [mNN]' gut zu beschreiben. Und das, obwohl die empfohlene Anzahl von 30 Meßpunktpaaren pro Abstandsklasse auch hier nicht erreicht wird. Das Variogramm der Geländeoberkante ist das einzige, dem eindeutig ein *nugget*-Effekt von $\gamma_0 = 0 (\pm 10) \text{ m}^2$ zugeordnet werden kann. D.h. hier ist die angepasste Variogrammfunktion auch im Ursprung kontinuierlich. Eine mit $\gamma_0 = 0 \text{ m}^2$ Krige-interpolierte Fläche durchläuft jeden Meßwert exakt. Bei dem Abstand $h = A$ von ca. 2000 bis 2500 m geht das Variogramm in den Schwellenwert von ca. 650 m^2 über, d.h., die Datenpunkte sind über einen vergleichbar weiten Bereich miteinander korreliert, die Geländeoberfläche folgt einem

von unter fünf nur auf 15. Gleichzeitig verringert sich aber die Zahl der Abstandsklassen von 24 auf 6. In der Praxis ist hier keine verbesserte Anpassung der sphärischen Funktion an das experimentelle Variogramm durch Vergrößerung der Schrittweite l zu erzielen. Die letztendlich ausgewählten Schrittweiten sind in der Bildunterschrift von Abb. 4.4 aufgeführt und entsprechen mindestens dem halben Mindestabstand der Meßpunktpaare.

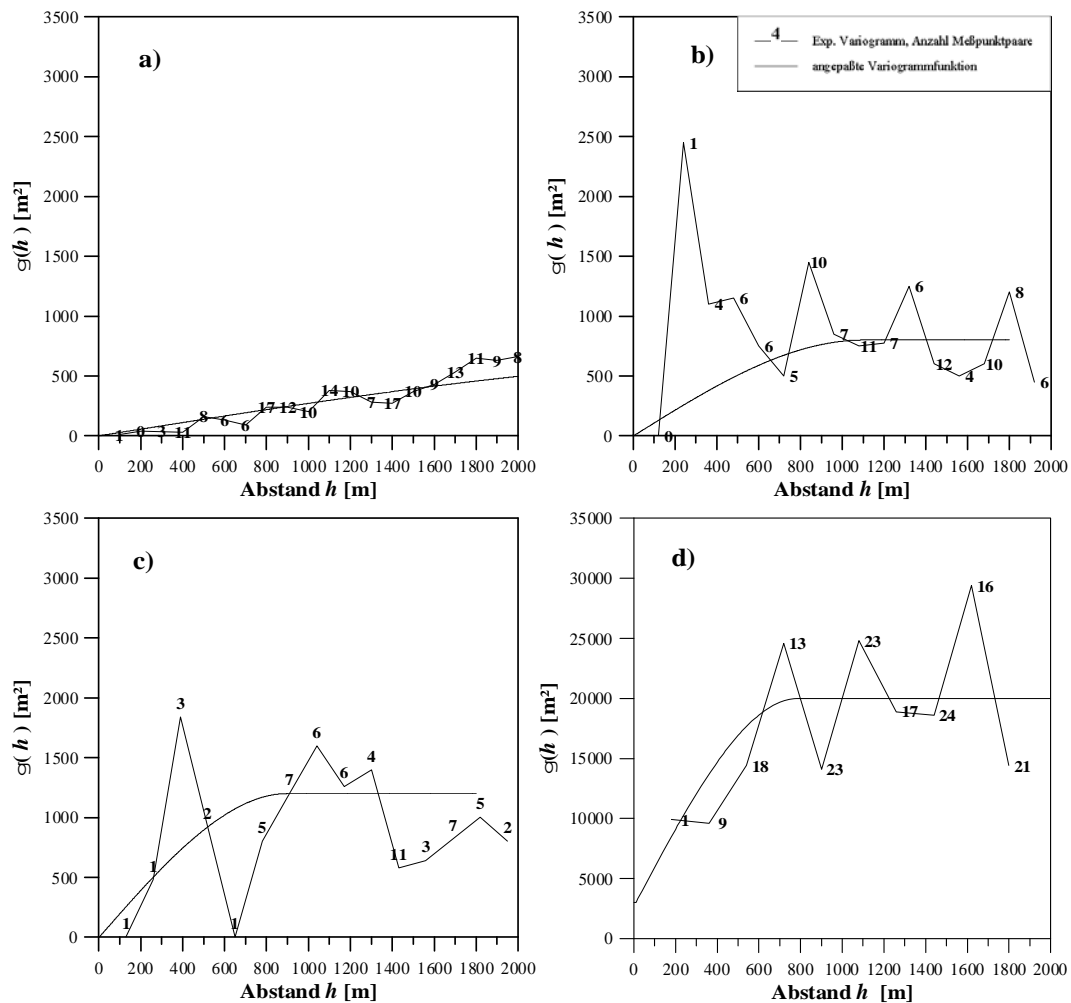


Abbildung 4.4: Die Zahlenangaben in den experimentellen Variogrammen entsprechen der Anzahl der Meßpunktpaare im jeweiligen Abstandsbereich $N((n - 1/2) \cdot l \leq \bar{h} \leq (n + 1/2))$.

a) Variogramm der Geländeoberkante (GOK). Aus der sphärischen Variogrammfunktion ergeben sich folgende Parameter: nugget-Effekt $\gamma_0 = 0 \pm 10 \text{ m}^2$, range $A = 2000$ bis 2500 m , sill = 650 m^2 , lag = 100 m .

b) Variogramm der 10 ka-Isochrone. Aus der sphärischen Variogrammfunktion ergeben sich folgende Parameter: nugget-Effekt $\gamma_0 = 0 \text{ m}^2$, range $A \cong 1100 \text{ m}$, sill $\cong 800 \text{ m}^2$, lag = 120 m .

c) Variogramm der 100 ka-Isochrone: nugget-Effekt $\gamma_0 = 0$ bis 500 m^2 , range $A \cong 800 \text{ m}$, sill $\cong 1200 \text{ m}^2$, lag = 130 m .

d) Variogramm der Hutgesteinsoberkante, **Maßstab!!**: nugget-Effekt $\gamma_0 = 3.000$ bis 5.000 m^2 , range $A \cong 800 \text{ m}$, sill $\cong 20.000 \text{ m}^2$, lag = 180 m .

großräumigen Trend.

Die drei anderen Variogramme in Abb.4.4b) bis d) sind durch große Schwankungen in den experimentellen Variogrammen gekennzeichnet. Diese Schwankungen gerade bei kleinen Abständen h sind verständlich, da quer zum Allertal innerhalb weniger Meter die hydrogeologische Struktur stark variiert, längs zum Allertal dahingegen weniger. Hier ist aus Sicht der Geostatistik die Dichte der Beprobungspunkte nicht groß genug, um die Variabilität der Para-

meter hinreichend gut zu beschreiben. Die Bestimmung eines *nugget*-Effektes, des Abstandes A und des Schwellenwertes ist daher mit Unsicherheiten verbunden. Unter den Variogrammen sind die Parameterwerte aufgelistet, mit denen letztendlich die Krige-Interpolation durchgeführt wurde.

Das *Variogramm der 10ka-Isochrone* (Abb. 4.4b) zeigt kleinräumig starke Schwankungen und wird mit größerem Abstand der Datenpunktpaare zunehmend ausgeglichener. Im Vergleich der vier Variogramme ist es das mit den relativ größten Schwankungen bei kleinen Abständen. Der Schwellenwert C des *Variogramms der 100ka-Isochrone* ist mit 1200 m^2 etwas größer als der der 10ka-Isochrone mit 800 m^2 . D.h., die mittlere Varianz der Datenpunkte beider Isochronen ist vergleichbar. Bei beiden angepaßten sphärischen Variogrammfunktionen wurde ein *nugget*-Effekt von Null angenommen; die interpolierten Flächen verlaufen an den Bohrpunkten exakt durch die in Tab. 4.3 aufgeführten Tiefen.

Im *Variogramm der Hutgesteinsoberkante* (Abb. 4.4d) sind im Mittel die Werte um den Faktor 10 größer (Maßstab!!) als in den anderen drei Variogrammen. Die großen Variogramm-Werte erklären sich nicht allein durch die Tiefenunterschiede der Hutgesteinsoberkante (von +80 bis -130 m NN, Tab. 4.3), sondern auch durch die Tatsache, daß das Hutgesteinsvorkommen auf das Allertal beschränkt ist. An Standorten, wo kein Hutgestein zu erwarten ist – also im Lappwald und teilweise auch in der SW-Randstörung, wurde bei der Erstellung des experimentellen Variogramms pauschal ein Wert von -300 m (in Tabelle 4.3 mit * gekennzeichnet) eingefügt. Hier wird ein *nugget*-Effekt von ca. 3.000 m^2 identifiziert.

4.2.3 Isochronendarstellungen

In der zweidimensionalen Abb. 4.5 sind zunächst alle vier (Isochronen-)Flächen in einem Tiefendiagramm dargestellt, um sich von der relativen Lage der Flächen zueinander ein Bild zu verschaffen. Hier, wie auch in Abb. 4.6, ist eine Blickrichtung NNW gewählt – entlang der Achse des Allertals von Süd nach Nord. Die GOK, die 10ka- und die 100ka-Isochrone liegen deutlich voneinander getrennt übereinander. Die 100ka-Isochrone liegt im Allertal in allen Bohrpunkten unterhalb der Hutgesteinsoberkante.

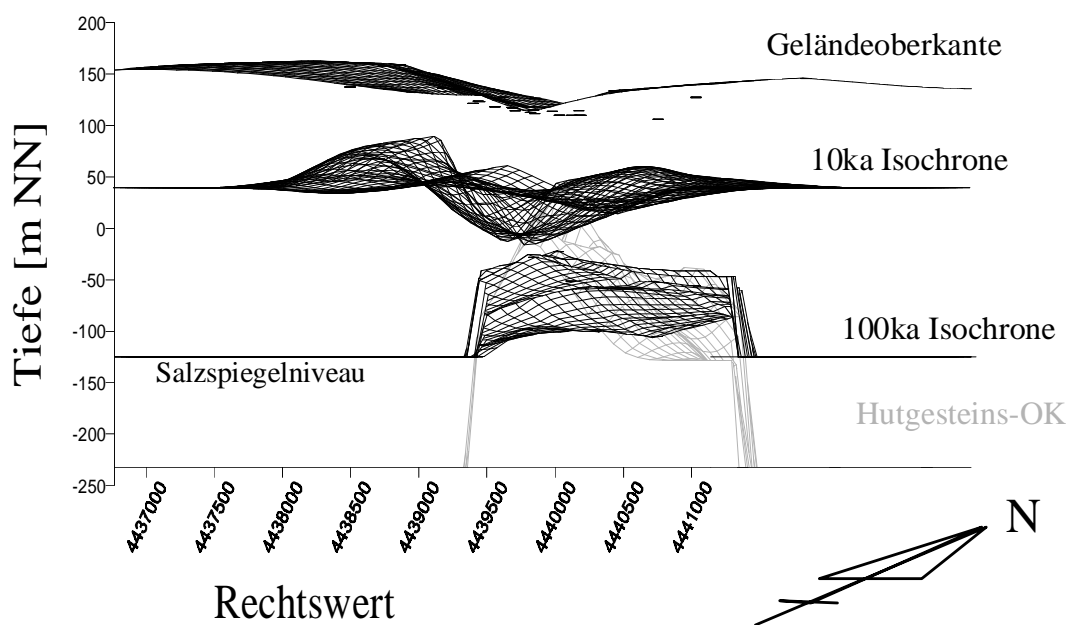


Abbildung 4.5: Die Abbildung zeigt die Krige-interpolierten, auf zwei Dimensionen projizierten (Isochronen-)Flächen der Geländeoberkante (GOK), der 10ka- und der 100ka-Isochrone sowie die Fläche des Hutgesteins (HOK). Blickrichtung ist NNW. Die Flächen der GOK, der 10 ka und der 100 ka-Isochrone liegen getrennt voneinander untereinander. Die 100 ka-Isochrone verläuft hingegen quer durch das Hutgestein, punktuell bis zu 110 m unter dessen Oberkante (s. Tab. 4.3).

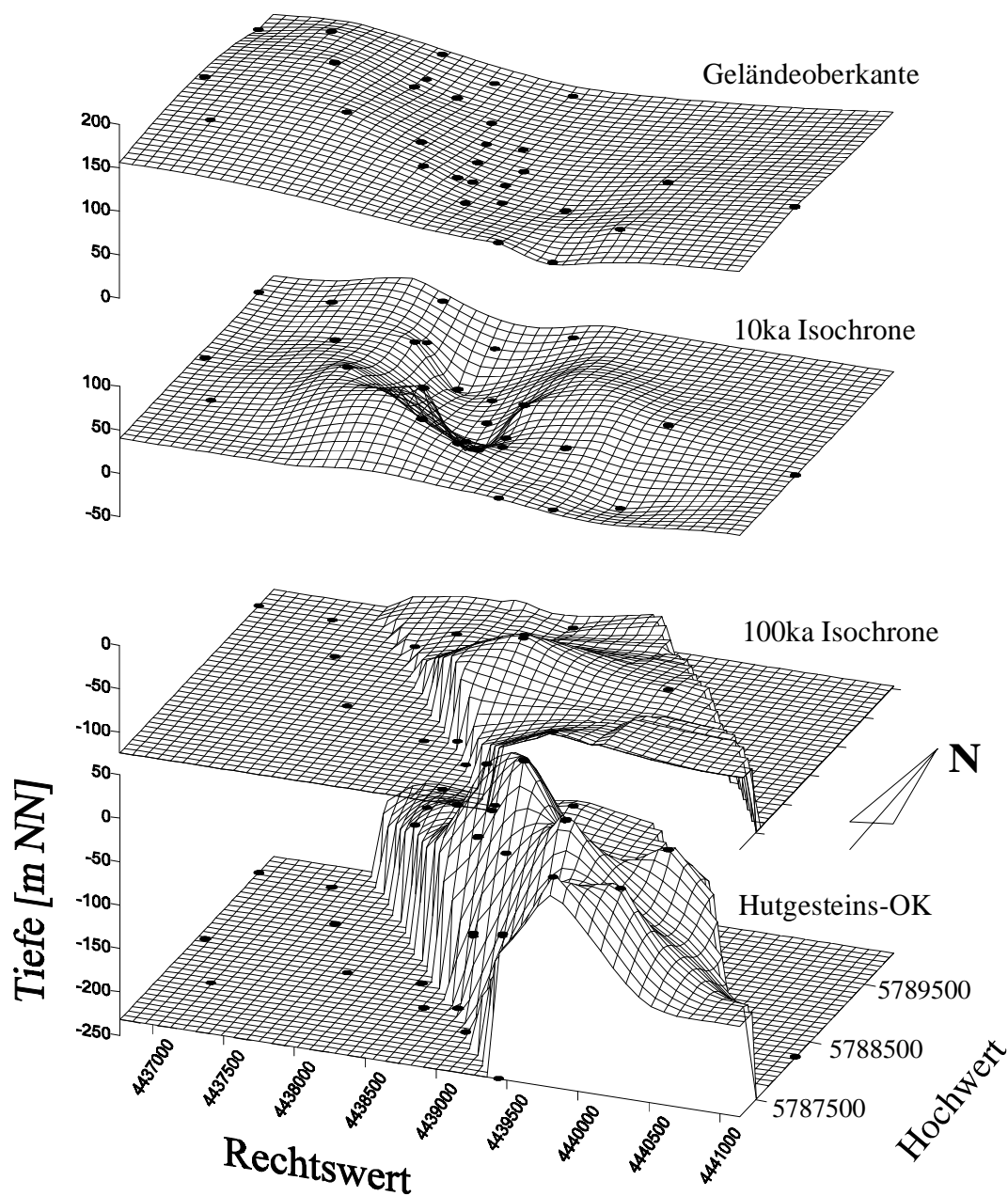


Abbildung 4.6: Dreidimensionale (Isochronen-)Flächen der Geländeoberkante, der 10 ka-, 100 ka-Isochrone sowie der Oberkante des Hutgesteins. Blickrichtung ist wiederum NNW. Die Punkte entsprechen der Lage der Bohrpunkte aus Tab. 4.3. Die Achsen der einzelnen Isochronenflächen sind – aus Gründen der Übersichtlichkeit – jeweils um einem 200 m entsprechenden Abstand versetzt.

Die Informationsdichte ist im Allertal und in der SW-Randstörung am größten, da hier die meisten Bohrungen abgeteuft wurden. Hier zeigen die Flächen, z.B. die 10 ka-Isochrone, am meisten Profil. Zum Rand des Untersuchungsgebietes hin werden bei der Krige-Interpolation die jeweiligen Mittelwerte der Isochrone angestrebt. Besonders im Fall der 100ka-Isochrone war dies irreführend: Denn im Allertal und in der SW-Randstörung verläuft die 100 ka-Isochrone unterhalb der Hutgesteinsoberkante, aber immer oberhalb der Salzspiegelbegleitzone (ca. -140 mNN). Im Lappwald erreichten nur zwei Bohrungen überhaupt die Tiefe der 100 ka Altersgrenze, die hier – aufgrund des fehlenden Hutgesteins – in einer Tiefe deutlich unterhalb des Allertal-Mittelwertes verläuft.

In der Isochronendarstellung der 100 ka-Isochrone im Lappwald wurde aus folgender Überlegung heraus die Tiefe der Isochronenfläche auf konstant -140 mNN gesetzt:

Bei der Diskussion der Spurenstoffkriterien (Abs. 4.1.2) hatte sich gezeigt, daß der Übergang von meteorischen zu Formationswässern sehr deutlich mit einem steilen Anstieg der NaCl-Konzentration von einigen zehn Gramm zur Sättigungskonzentration von $350 \text{ g NaCl l}^{-1}$ einhergeht. Da der NaCl-Dichtesprung im Lappwald in vergleichbarer Tiefe wie der Salzspiegel im Allertal verläuft (ca. -140 mNN, [Osenbrück 1996], [Albrecht et al. 1995]) wird gefolgert, daß sich die 100ka-Isochrone im Lappwald weiträumig und homogen in dieser Tiefe erstreckt.

In Abb. 4.6 sind die vier (Isochronen-)Flächen diesmal dreidimensional, wiederum mit Blick Richtung NNW dargestellt. Die einzelnen Abbildungen sind zur besseren Übersicht um jeweils 200 m voneinander getrennt positioniert. Auch hier ist wieder die Lage der 100 ka-Isochrone im Lappwald auf das Salzspiegelniveau bei -140 mNN gezeichnet.

Die tiefste Lage der 10 ka-Isochrone stimmt mit der Erstreckung des Oberkreide-Aquifers entlang des Allertals an der westlichen Flanke des Hutgesteinrückens überein (in Abb. 2.3 mit *kro* gekennzeichnet). Hier in den teilweise nicht verfestigten Sanden erreichen Wässer mit holozäner Isotopensignatur Tiefen um 135 m u. GOK⁷.

Im Bereich der SW-Randstörung weist die 10 ka-Isochrone ein lokales Maximum auf (Abb. 4.6). Die Spurenstoffkonzentrationen der Grund- und Porenwässer der Bohrungen Dp Mors 50 a 51 a weisen schon in wenigen Zehnermetern unter Gelände ungewöhnlich hohe Chlorid und ⁴He-Konzentrationen auf. Die Bohrung Dp Mors 51 a befindet sich in unmittelbarer Nähe des Schachtes Bartensleben, wo oberirdisch salzhaltiger Abraum abgelagert wurde. Zwar kann daher die hochgelegene Versalzung des Porenwassers durch Ablaugung der Abraumhalden verursacht werden, die zugleich hochgelegene hohe ⁴He-Konzentration jedoch nur durch lokalen Grundwasser-Aufstieg erklärt werden. Für den lokalen Aufstieg von Tiefengrundwasser mit hohen Cl⁻- und ⁴He-Konzentrationen spricht auch die Nähe zu einer Solquelle, dem sog. Salzbach (Abs. 5.3.8).

Als **zusammenfassende Schlußfolgerung** aus der Diskussion der Variogramme (Abs. 4.2.2) und der Isochronendarstellungen (Abs. 4.2.3) der Porenwasser-Altersübergänge ergibt sich folgendes Bild:

- Die experimentellen Variogramme der 10 ka- und 100 ka-Isochrone zeigen im Vergleich zu dem der Geländeoberkante starke Variationen. Eine höhere Beprobungsdichte wäre für eine bessere Variogrammschätzung empfehlenswert gewesen. Bei der Anpassung der sphärischen (theoretischen) Variogrammfunktion an die experimentellen Variogramme – zur Bestimmung der für die Krige-Interpolation benötigten Parameter *nugget*, *sill* und

⁷Bohrpunkte Dp Mors 38 a und 69 a (Tab. 4.3)

range – gibt es einen großen Fehler. Die Aussagekraft der Krige-interpolierten Flächen darf daher nicht überbewertet werden.

- Anhand der 24 Bohrpunkte innerhalb der hier dargestellten ca. 12 km² großen Fläche kann ein *räumlicher Überblick* über die Porenwasser-Altersverteilung gewonnen werden: Im Abstand von 100 bis 150 m unter Geländeoberkante verläuft die 10ka-Isochrone in einer Tiefe von -20 bis +120 mNN. Durch einen Abstand von 40 bis 130 m klar getrennt verläuft die 100ka-Isochrone in einer Tiefe von 0 bis -130 mNN. Die 100 ka-Isochrone verläuft im Allertal deutlich unterhalb der Hutgesteinsoberkante und zeigt im Bereich des Hutgesteins ausgeprägte lokale Variationen, verläuft hier jedoch immer oberhalb der Salzspiegelbegleitzone in -140 mNN (Abb. 4.5). Die Lage und Form der Hutgesteinsoberkante ist tatsächlich aufgrund seismischer Meßnetze (Abs. 2.2.1, Fußnote 5) besser bekannt, als nur anhand der hier verwendeten Bohrpunkte. Die Hutgesteinsoberkante wurde hier allein aus Gründen des Vergleiches von Krige-interpolierten, stark variierender Parameter mitbehandelt und zur Verdeutlichung der Tiefenlage der 10 ka- und 100 ka-Isochrone mit abgebildet.
- Die vertikal klar strukturierte Porenwasser-Altersabfolge steht räumlich in einem plausiblen Zusammenhang zu charakteristischen hydrogeologischen Strukturen:
 - Die 10ka-Isochrone liegt im Allertal bis zu ca. 50 m tiefer als das Mittel von ca. 80 mNN. Diese relative Tieflage der holozänen Poren- und Grundwässer korreliert mit der Verbreitung des sandigen Oberkreide-Aquifermaterials mit einer guten Durchlässigkeit von 10⁻⁴ bis 10⁻⁵ m s⁻¹ [Langkutsch et al. 1998].
 - Die relative Hochlage der 100ka-Isochrone im Allertal wird durch die Anwesenheit der gering durchlässigen Hutgesteinsmatrix mit Durchlässigkeiten von kleiner 10⁻¹⁰ m s⁻¹ bestimmt. Da im Lappwald Formationen mit vergleichbar geringen Durchlässigkeiten (Unterer Gipskeuper, $\leq 10^{-10}$ m s⁻¹) erst in viel größeren Tiefen anstehen, liegt hier auch die 100 ka-Isochrone entsprechend tiefer.
 - Zwar ist zur flächenhaften Lagebestimmung der 100ka-Isochrone im Lappwald die Beprobungsdichte zu gering, aber wegen der strengen Korrelation von Formationswasser-Isotopensignatur mit NaCl-gesättigter Porenlösung wird gefolgert, daß sich die 100ka-Isochrone im Lappwald weiträumig und homogen in der Tiefe des Salzspiegelniveaus um ca. -140 mNN erstreckt.
- Bei der Bilanzierung der Spurenstoffe ⁴He und Cl⁻ in Kap. 5 werden mittlere Mächtigkeiten des holozänen, glazialen und präglazialen Grundwasserkörpers benötigt. Die Ermittlung mittlerer Mächtigkeiten aus Differenzbildung zweier interpolierter Flächen hätte die Anwendung des sog. Cokriging-Verfahrens notwendig gemacht. Die in Kap. 5 verwendeten mittleren Mächtigkeiten ergaben sich aus mittleren Mächtigkeiten von Einzelbohrungen (s. Tab. 5.2).

4.3 Grundwässer: Spurenstoffkriterien und Altersinformation

Zusätzlich zu den Porenwasseruntersuchungen an frischen Bohrkernen wurden Grundwasserproben aus Kurzpumpversuchen und hydraulischen Tests gewonnen (Fa. Golder Associates GmbH).

Zu erwarten war, daß die Datierung von Grundwasserproben auf die flachen, jungen Grundwasserhorizonte beschränkt sein würde, da in den tieferen Horizonten wegen deren sehr geringen Wasserdurchlässigkeiten kaum mit ausreichend Zufluß in die Bohrlöcher zu rechnen war⁸. Tatsächlich konnten vorwiegend aus Tiefen bis ca. 150 m unter Gelände, d.h. aus dem holozänen Altershorizont, ca. 70 Grundwasserproben gewonnen werden, nur ca. 10 Grundwasserproben entstammen größeren Tiefen. Es wurden die gelösten Edelgase, stabile Isotope, ¹⁴C-Konzentration, gelöster anorganischer Kohlenstoff (DIC), $\delta^{13}\text{C}$ und der Tritiumgehalt bestimmt. Hoefs [1996] bestimmte zudem die $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie des gelösten SO_4 (Abs. 3.6.1).

4.3.1 Spurenstoffkriterien der Grundwasserproben

Die in Abs. 4.1 aufgestellten Spurenstoffkriterien für die Porenwasser-Altersübergänge 10 ka (Holozän/Glazial) und 100 ka (Glazial/Präglazial, resp. Formationswasser) sind direkt auf die Grundwasserproben übertragbar. Dies zeigen die in den Abb. 4.7, 4.8 und 4.9 gegenübergestellten Spurenstoffkonzentrationen der Grundwasserproben aus den drei Teilgebieten Allertal, Lappwald und SW-Rand.

Der Altersübergang von pleistozänen Porenwässern zu Formationswässern hätte aufgrund der geringen Anzahl Grundwasserproben aus den undurchlässigen, tieferen Sedimenten nicht identifiziert werden können. Das 100 ka-Kriterium für die stabilen Isotope von $\ll(-62.00/-8.8)$ (Tab. 4.2) wird nur von einer Probe⁹ erreicht, die geforderte ⁴He-Konzentration von $2 \cdot 10^{-5} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$ von zwei Proben¹⁰, das Salinitätskriterium von vier Proben¹¹. Keine Grundwasserprobe erfüllt alle drei Kriterien für den 100ka-Altersübergang. Hier zeigt sich nochmals der große Vorteil der neuen Probenahmetechnik [Osenbrück 1996], Porenwässer aus frischen Bohrkernproben zu datieren und somit auch in Altershorizonte mit immobilem Porenwasser vorzudringen, in denen kein Grundwasser zirkuliert.

In den Grundwasserproben wurden außer den ⁴He- und Cl^- -Konzentrationen und den Isotopensignaturen von δD und $\delta^{18}\text{O}$ auch die Spurenstoffkonzentration von ¹⁴C, Tritium und $\delta^{34}\text{S}$ bestimmt, deren Analyse am Porenwasser nicht durchgeführt wurde. Die Tiefenverteilung dieser Spurenstoffe wird im folgenden Abschnitt diskutiert.

4.3.2 Tritium-, ¹⁴C-, und $\delta^{18}\text{O}$ -Tiefenprofile

Die Spurenstoffkonzentrationen von Tritium, ¹⁴C, $\delta^{13}\text{C}$, DIC und den stabilen Isotopen wurden an Grundwasserproben aus zwei Beprobungskampagnen gemessen: 1992 wurden Kurzpumpversuche am damals bestehenden hydrologischen Meßnetz durchgeführt, 1994/95 wurden zusätzlich an allen neuen Bohrungen Kurzpumpversuche und zum Teil auch hydraulische Tests durchgeführt. Die Grundwasserproben aus der ersten hydrologischen Beprobungskampagne 1992 stammen fast ausschließlich aus flachen Pegeln aus dem Allertal. Die Ergebnisse beider Beprobungskampagnen werden gemeinsam diskutiert, da keine systematischen Unterschiede be-

⁸Die Begrenzung der Grundwasserdatierung auf die flacheren, jüngeren Grundwasserhorizonte aufgrund gering durchlässiger Sedimentgesteine im tieferen Untergrund war letztendlich der Grund für die speziell für die Standortuntersuchung in Morsleben entwickelte Probenahmemethodik zur Untersuchung der im Porenwasser frischer Bohrkernproben gelösten Edelgase [Osenbrück, 1996].

⁹Dp Mors 55 a, (525), Lappwald

¹⁰Dp Mors 45 a, (53), Allertal; Dp Mors 51 a, (123), SW-Rand

¹¹Dp Mors 45 a, (53), Allertal; Dp Mors 52 a, (181), Lappwald; Dp Mors 55 a, (570), Lappwald; Dp Mors 65 a, (750), Allertal

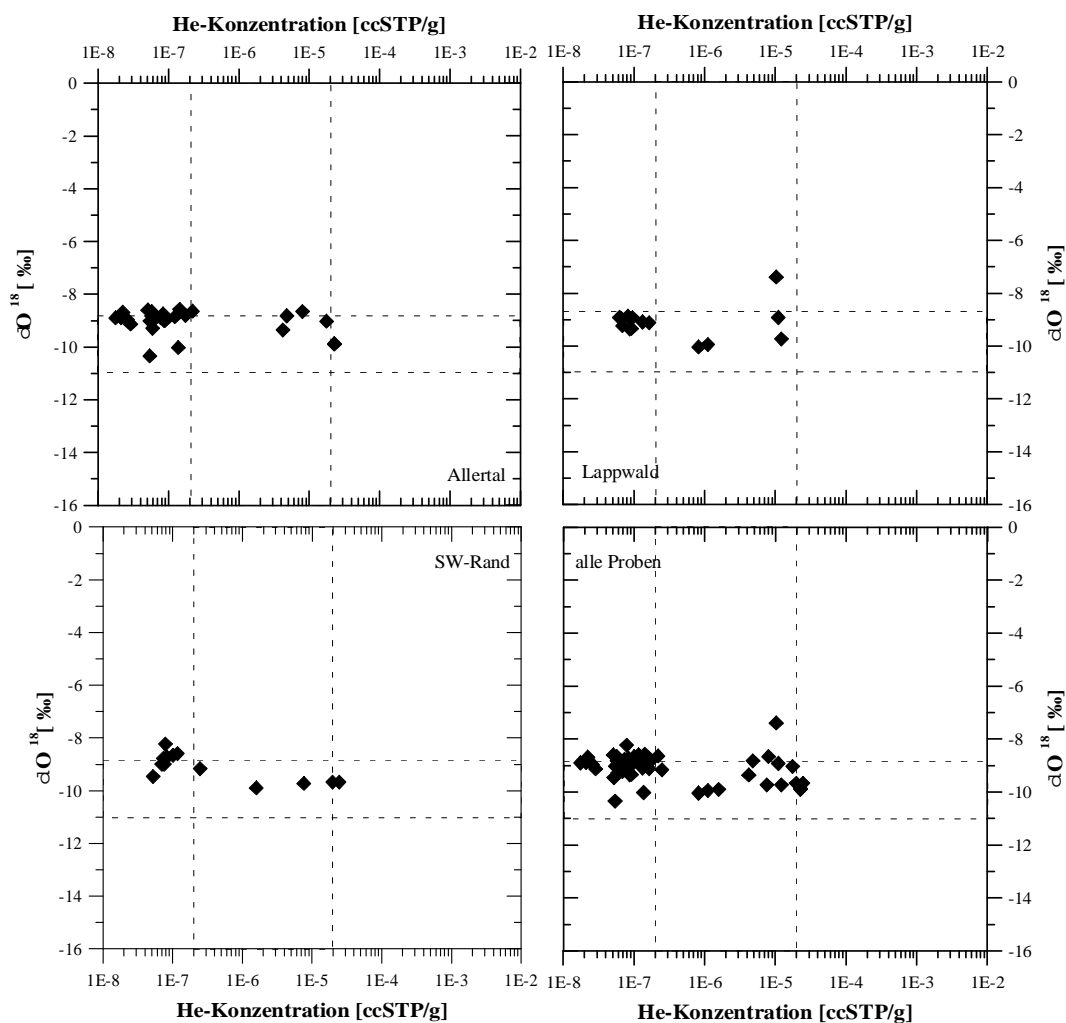


Abbildung 4.7: In den 4 Diagrammen ist jeweils die ^4He -Konzentration gegen die ^{18}O -Isotopie der Grundwässer aufgetragen. Die Abbildungen enthalten Proben aus jeweils einem der drei Teilgebiete bzw. alle Proben aus dem gesamten Untersuchungsgebiet. Strichliniert sind hier die aus der Diskussion der Tracerkonzentration der Porenwässer übernommenen Spurenstoffkriterien für die Grenzen zwischen holozänen, glazialen und präglazialen Altern eingezeichnet; s. auch Tab. 4.2.

stehen.

Tritium-Tiefenprofil

Um die Besonderheiten der einzelnen hydrogeologischen Einheiten herauszustellen, werden die Tritium-Gehalte der Grundwasserproben getrennt nach Gebietszugehörigkeit dargestellt. In den Abb. 4.10 sind die Tritium-Gehalte gegen die mittlere Filtertiefe aufgetragen. Die Tritium-Werte liegen zwischen der Nachweisbarkeitsgrenze von ≤ 0.4 TU (Abs. 3.5.1) und 38.5 TU.

Die höchsten Tritium-Werte mit 38.8 TU werden in den obersten 20 bis 70 m im *Allertal*

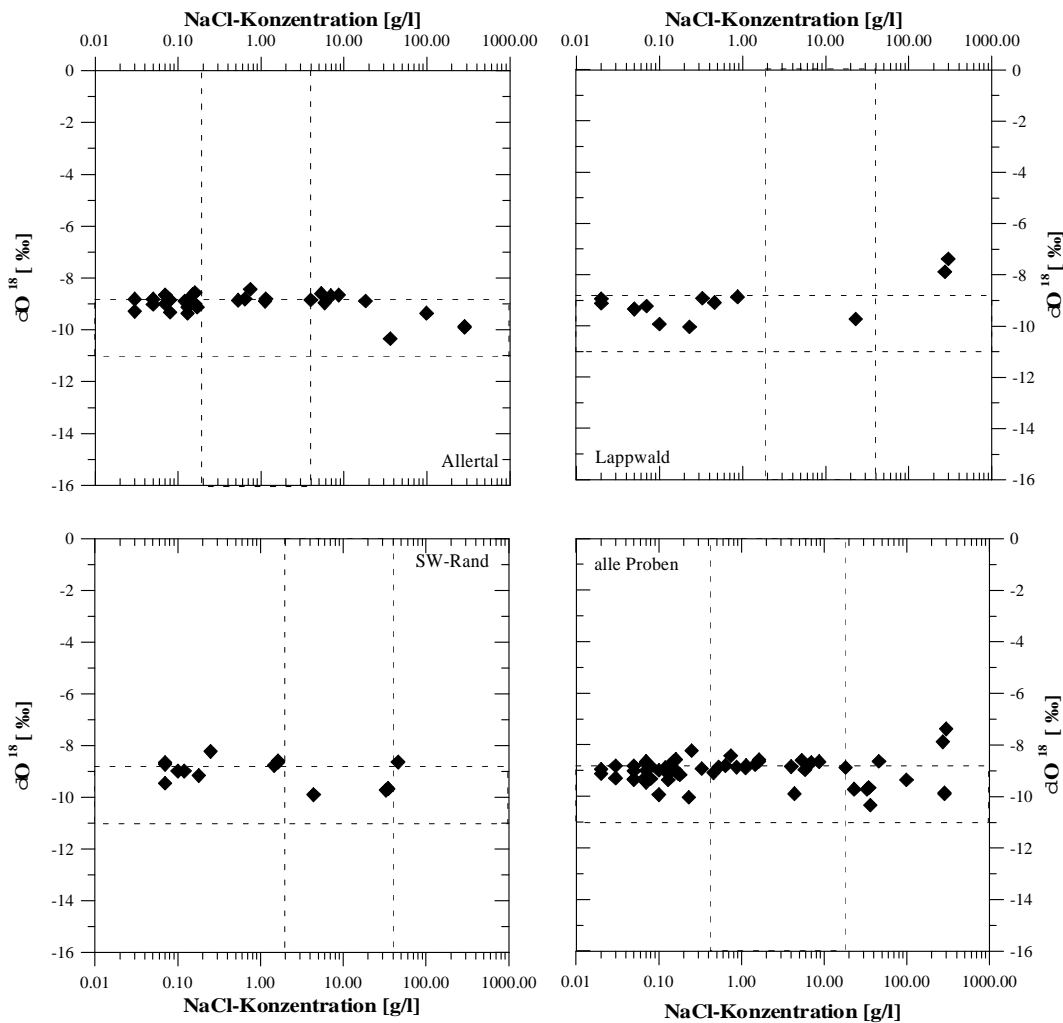


Abbildung 4.8: Es ist jeweils die NaCl-Konzentration gegen die ¹⁸O-Isotopie der Grundwässer aufgetragen. Die Abbildungen enthalten Proben aus jeweils einem der drei Teilgebiete. Die Abbildung unten rechts enthält alle Proben aus dem Untersuchungsgebiet. Auch hier sind wieder die Spurenstoffkriterien, wie sie die ausführliche Diskussion der Tracerkonzentration der Potrwässer ergab, strichliniert gekennzeichnet, s. Tab. 4.2.

angetroffen. Innerhalb dieses Tiefenintervalls werden auch zahlreiche Tritium-freie Grundwasserproben angetroffen. Daher werden die Ergebnisse interpretiert als Verzahnung von auf- und abwärts gerichteten Komponenten einer Grundwasserbewegung, die für Flußauen typisch ist. Einerseits wird neues Grundwasser gebildet, das Bombentritium aus dem Niederschlag in den Boden einträgt. Andererseits steigt hier lokal Tritium-freies Grundwasser auf, das über die Aller das Untersuchungsgebiet verläßt. Aus Tiefen unter 150 m wurden fünf Proben gewonnen, die mit Tritium-Gehalten ≤ 1 TU annähernd Tritium-frei sind.

Im *Lappwald* wird in 70 m u.GOK sowohl eine maximale Tritiumkonzentration von 20 TU angetroffen, als auch Proben mit Werten deutlich unter 1 TU. Wiederum sind alle Proben unterhalb 150 m u.GOK quasi Tritium-frei.

Die Meßergebnisse der Proben aus der *SW-Randstörung* fügen sich in das Bild ein.

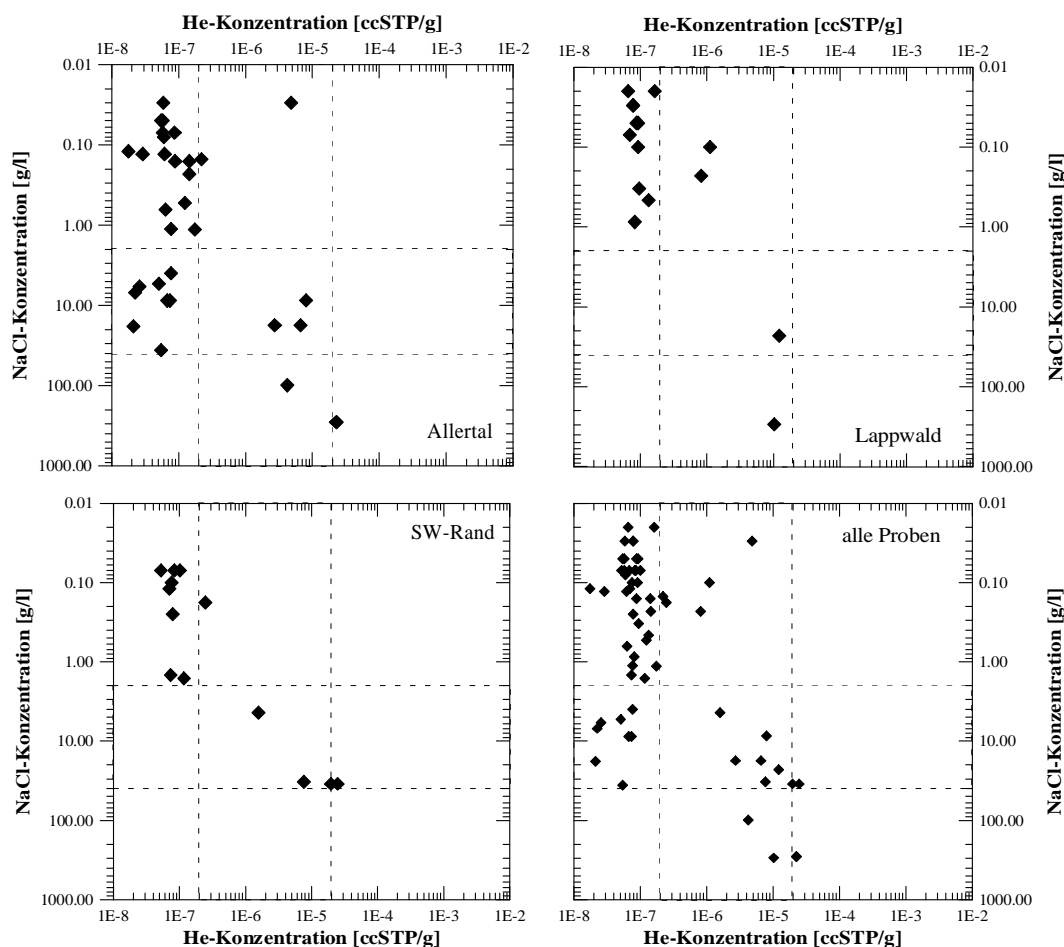


Abbildung 4.9: In den 4 Diagrammen ist jeweils die ^4He - gegen die NaCl-Konzentration der Grundwässer aufgetragen. Die Abbildung unten rechts enthält alle Proben aus dem Untersuchungsgebiet. Auch hier sind wieder die Spurenstoffkriterien, wie sie die ausführliche Diskussion der Tracerkonzentration der Porenwässer ergab, strichliniert gekennzeichnet, s. Tab. 4.2.

Zur Abschätzung der Grundwasserneubildungsrate aus der Ermittlung der Lage des Tritium-Maximums (Abs. 3.5.1) eignen sich die Ergebnisse von Grundwasserproben aus dem Untersuchungsgebiet Morsleben nicht. Denn wie folgende Abschätzung anhand der Daten aus dem Lappwald zeigt, kann es sich bei der Grundwasserbewegung in dem durch tritiumhaltige Proben gekennzeichneten Tiefenintervall bis ca. 120 m nicht um eine geschichtete Bewegung, also um sog. *piston flow*, handeln. Vielmehr wird die Grundwasserbewegung auch von Kluftwasserbewegung beeinflusst:

Zunächst scheint es plausibel, daß im Lappwald die größte vertikale Eindringtiefe von Bombentritium beobachtet wird (Abb. 4.10), da hier – im Vergleich zum Allertal – keine aufwärtsgerichtete Grundwasserbewegung zu erwarten ist.

Aus den maximalen Tritium-Konzentrationen in ca. 70 m Tiefe (entsprechend den maximalen atmosphärischen Bombentritium-Konzentrationen im Jahr 1963) würde sich unter der Voraussetzung einer geschichteten Grundwasserlagerung und bei einer Porosität n von $18.1(\pm 4.4)\%$

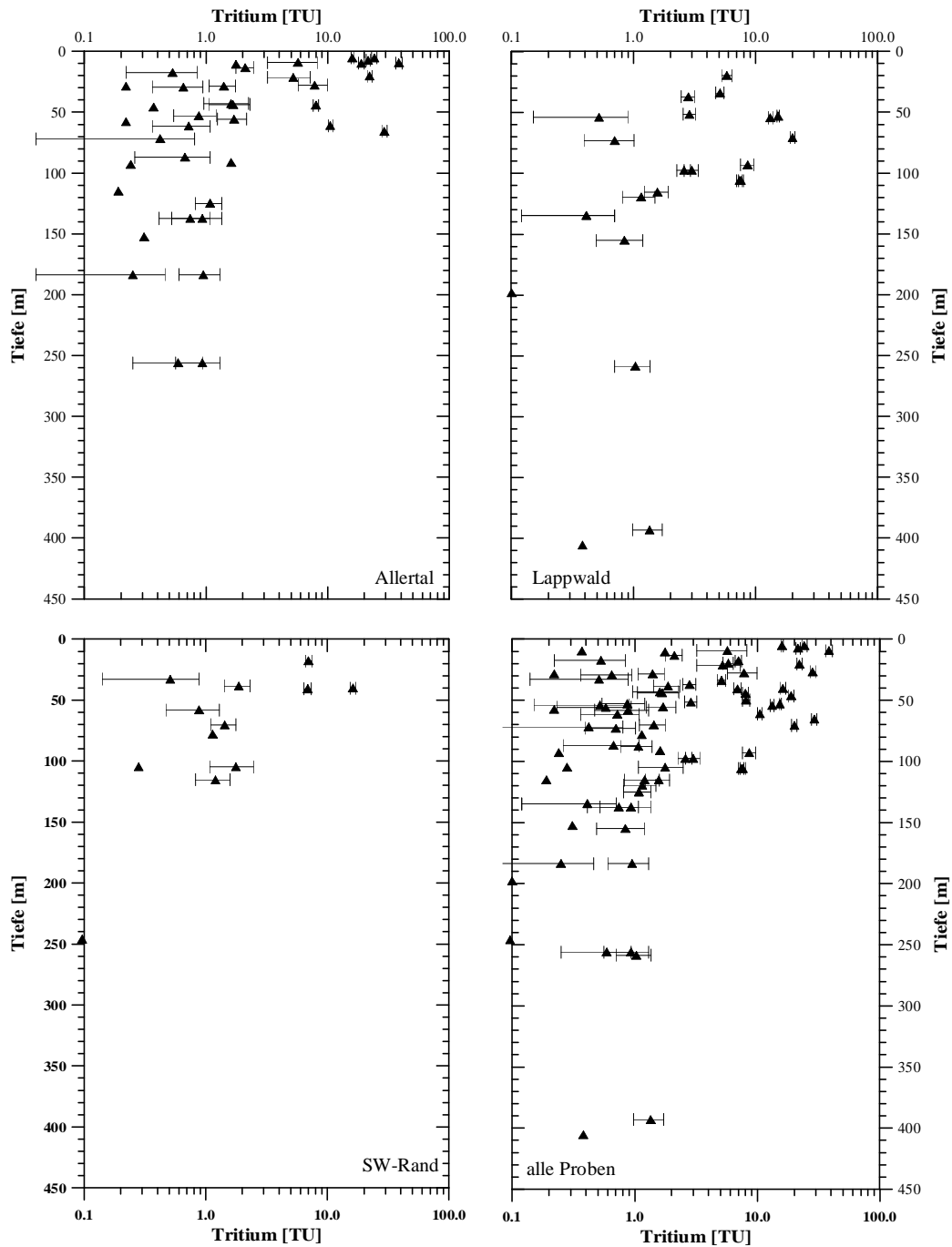


Abbildung 4.10: Die vier Abbildung stellen die Tritium-Tiefenprofile von Grundwasserproben aus den drei Teilgebieten Allertal, Lappwald und SW-Rand sowie aus dem Gesamtgebiet dar.

eine unrealistisch große Grundwasserneubildungsrate von 396 mm a^{-1} berechnen. Tritium-freie Grundwässer werden aber bereits in ca. 50 m Tiefe angetroffen¹². Wegen der Existenz von Tritium-haltigen und Tritium-freien Grundwässern in den oberen ca. 100 bis 150 Metern han-

¹²(Dp Mors 53 a, (457); Dp Mors 60 b, (548); Dp Mors 64 a, (623)

delt es sich um ein von Klüften beeinflusstes System (s. Abs. 6.2, 6.2.3 und vor allen Dingen Abs. 6.2.5).

¹⁴C-Tiefenprofil

In den Abbildungen 4.11 sind die mit Gl. 3.17 berechneten ¹⁴C-Alter der Grundwasserproben aus den drei Gebieten Allertal, Lappwald und SW-Rand gegen die Tiefe aufgetragen. In der Abbildung rechts unten sind die ¹⁴C-Alter aus allen drei Teilgebieten gemeinsam aufgetragen. Die Anwendung des Kalkhärte-Korrekturverfahrens nach [Pearson & White 1967] (Gl. 3.18) liefert vereinzelt ¹⁴C-Anfangsgehalte, die geringer sind als die ¹⁴C-Meßwerte. Diese offensichtliche Übertreibung der Alters-Korrektur führt in Einzelfällen zu negativen Grundwasseralters, im allgemeinen zur Angabe des Minimal-Grundwasseralters.

Die ¹⁴C-Alter nehmen in allen drei Teilgebieten mit der Tiefe zu. Bis auf drei Ausnahmen¹³ sind die wenigen, aus Tiefen unterhalb 150 u. GOK stammenden Proben alle älter als 10 ka.

¹⁸O-Tiefenprofil

In den Abbildungen 4.12 ist die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie der Grundwasserproben gegen die Tiefe dargestellt. Es zeigt sich, wie auch schon die Diskussion der Tiefenprofile der Tritiumkonzentration und des ¹⁴C-Alters ergab, eine hohe Dispersivität der Meßwerte im Tiefenbereich der oberen 100 bis 150 m. Die gestrichelte Linie bei -8.8‰ kennzeichnet holozäne, die Linie bei -11.0‰ pleistozäne Isotopie. Alle Grundwässer aus Tiefen bis 250 m sind meteorischen Ursprungs. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen im Bereich zwischen -8.23 und -10.34‰ (bzw. die δD -Werte zwischen -56.0 und 77.8‰). Zwei von Formationswasser-Isotopie beeinflusste Grundwasserproben konnten im Lappwald in Tiefen unter 390 m beprobt werden¹⁴. Die etwas größere Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie im Allertal im Vergleich zu der im Lappwald erklärt sich wiederum durch den Flußauen-Effekt: Enge Verzahnung von abwärts gerichteter Grundwasserströmung infolge lokaler Infiltration und aufwärts gerichteter Grundwasserströmung infolge von (Tiefen-)Grundwasser-Aufstieg mit oberflächlichem Abfluß.

Ein erstes **Fazit** der Grundwasseranalyse bzgl. der Tritiumkonzentration, der ¹⁴C-Alter und der Isotopensignatur des Wassers ist, daß zum einen in den Jura- und Keupersedimenten der SW-Randstörung und des Lappwaldes bis in 100 m bzw. 150 m Tiefe die Grundwasserbewegung maßgeblich durch Kluftwasserbewegung beeinflusst wird. Zum anderen wird im Allertal die Eindringtiefe von Tritium-haltigem Grundwasser bis in Tiefen um 80 m auf eine enge Verzahnung von abwärts gerichteter Grundwasserströmung infolge Infiltration und lokalem Grundwasser-Aufstieg mit oberflächlichem Abfluß verursacht.

Dieses Ergebnis steht nicht im Widerspruch zu in den Porenwasser-Tiefenprofilen beobachteten klar vertikal strukturierten Porenwasser-Altersabfolgen, da sich hydraulisch aktive Klüfte im pleistozänen Altershorizont weniger, im Bereich der immobilen Porenwässer nur sehr vereinzelt (Abs. 6.1.2, Abs. 6.2.5) bemerkbar machen.

¹³Dp Mors 55 a, (572), (575) und Dp Mors 52 a, (393), alle aus dem Lappwald

¹⁴Dp Mors 52 a, (182), Dp Mors 55 a, (572)

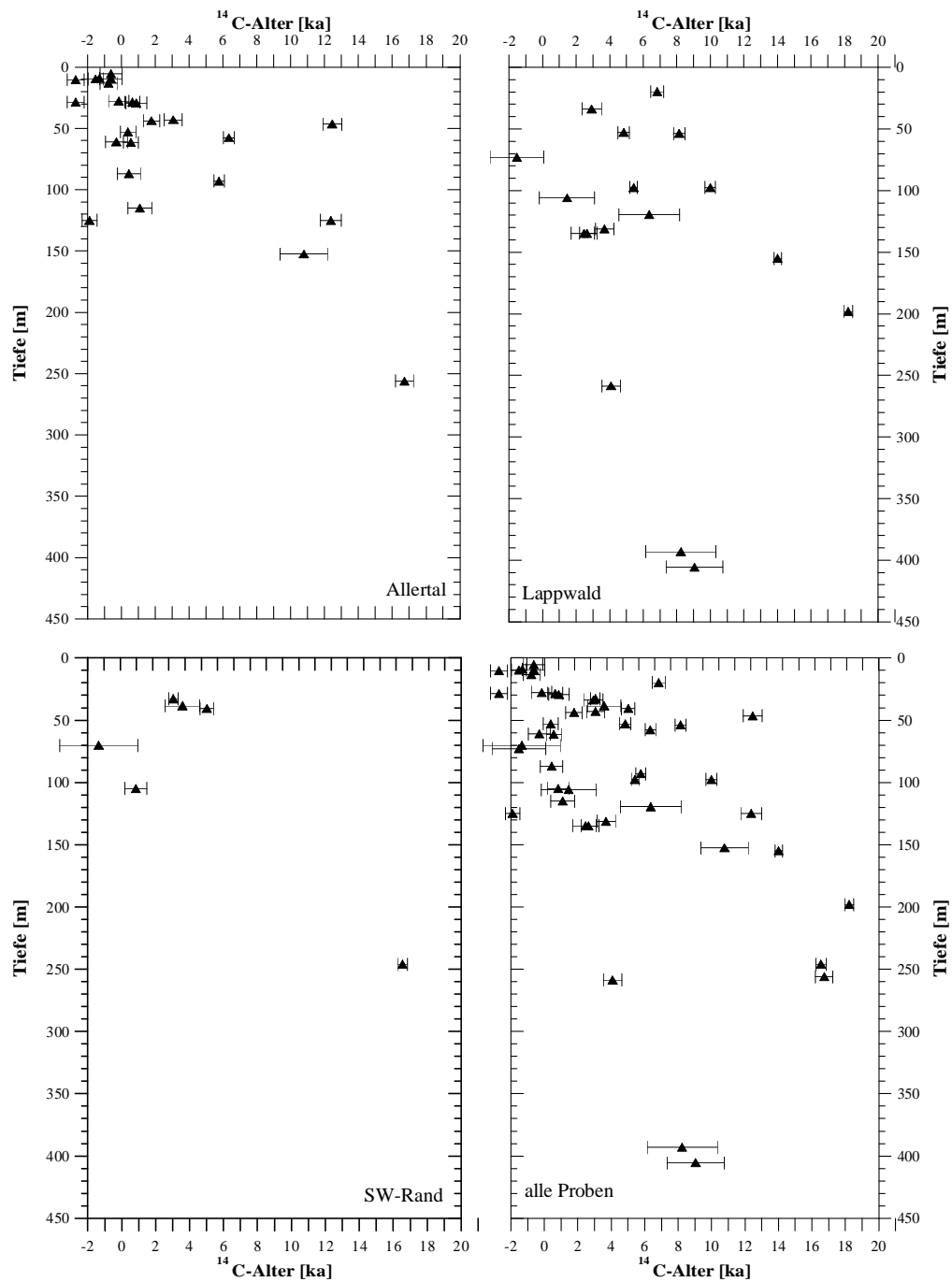


Abbildung 4.11: Die vier Tiefenprofile zeigen die nach Pearson & White [1967] korrigierten ^{14}C -Grundwasseralter in den drei Teilgebieten Allertal, Lappwald und SW-Rand, sowie die Ergebnisse aus dem gesamten Gebiet.

4.3.3 Altersinformation der Grundwasserproben

Die zeitliche Auflösung des Grundwasseralters mit Hilfe der Tritium- (einiger Jahrzehnte) und der ^{14}C -Konzentrationsbestimmung (einige hundert bis 40 ka Jahre) ist besser, als die zeitliche Auflösung der Porenwasseralter aufgrund der stabilen Isotopen- (Warmzeit-Kaltzeit-Effekt) und

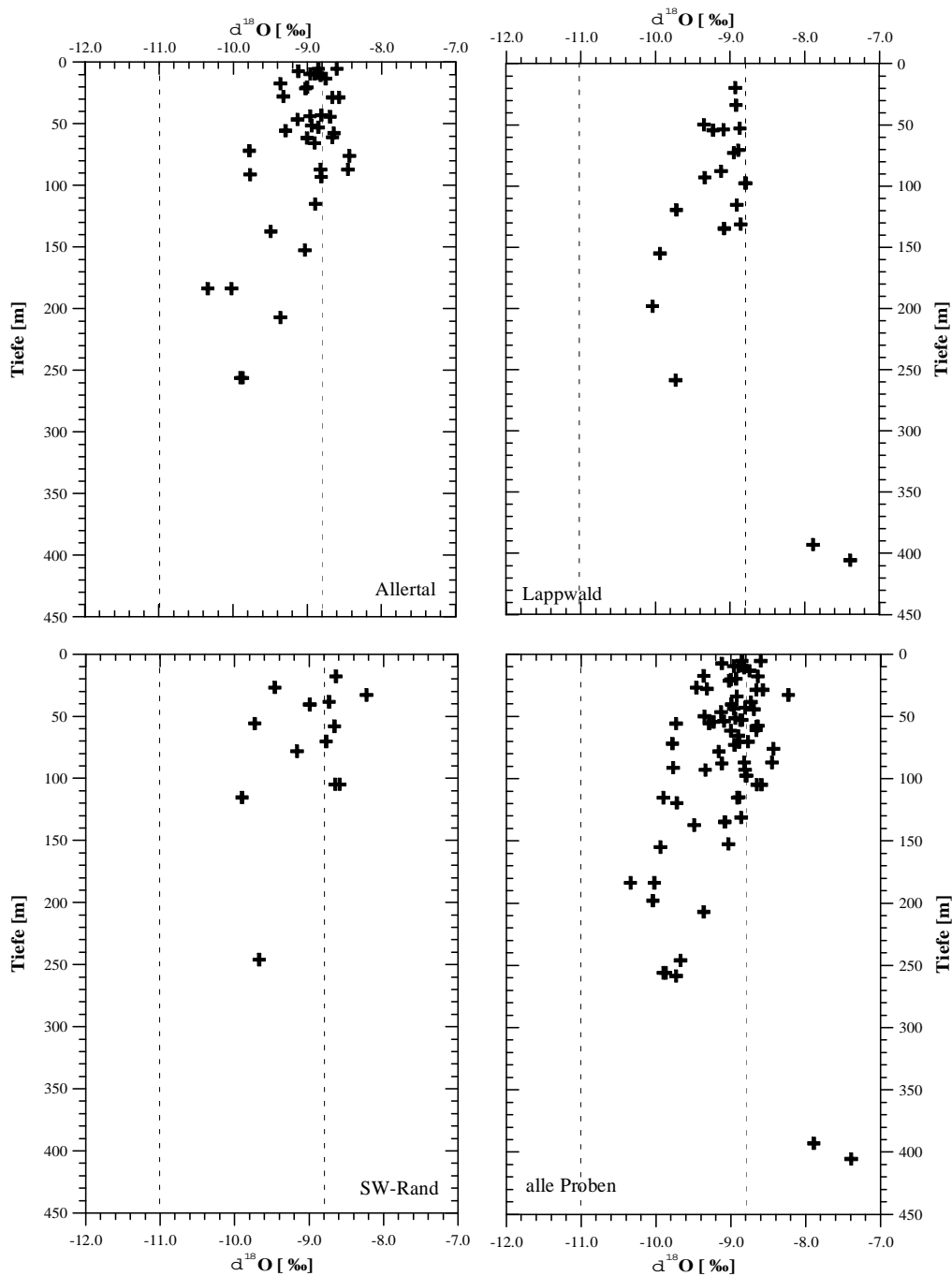


Abbildung 4.12: Die vier Diagramme zeigen die gegen die Tiefe aufgetragenen $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte der Grundwasserproben der Teilgebiete Allertal, Lappwald und SW-Rand; das rechte untere Diagramm enthält zusammenfassend alle Meßdaten.

der Edelgas-Analyse. So hat die Diskussion der Tiefenprofile von Tritium, ^{14}C und $\delta^{18}\text{O}$ aus – vorwiegend flachen – Grundwasserproben gezeigt, daß das Grundwasserfließsystem in den oberen 100 bis 150 m eine vertikale Altersverteilung aufweist, die von Kluftwasserzirkulation sowie vom Auf- und Abstieg von Grundwasser in einer Flußbaue charakterisiert wird.

Die dispersive Verteilung der Grundwasser-Spurenstoffkonzentrationen über die Tiefe ist ein Kennzeichen für ein geklüftetes Fließsystem.

In Abs. 6.2.1 werden aus mittleren Tritium- und ^{14}C -Meßwerten der Grundwasserproben in Exponentialmodellen mittlere Verweilzeiten für den holozänen bzw. pleistozänen Grundwasserhorizont abgeschätzt. Die so erhaltenen mittleren Verweilzeiten der Grundwasserproben werden mit der im ^4He - und Cl^- -Modell berechneten mittleren Verweilzeit der Porenwässer verglichen (Abs. 6.2.3). Die widerspruchsfreie Angabe mittlerer Verweilzeiten von Kluftwasser und Porenwasser im Untergrund ergibt sich erst, wenn das Grundwasserfließsystem als ein doppel-poröses Medium (Doppel-Porositäts-Problem) betrachtet wird. Es werden schließlich mittlere Kluftweiten, Kluftabstände, Kluftwasser-Geschwindigkeiten und Gebirgsdurchlässigkeiten in den von Klüften durchzogenen Sedimenten der Lappwald-Scholle berechnet (Abs. 6.2.5).

Kapitel 5

Zweidimensionaler Wasser- und Stofftransport

In diesem Kapitel wird die Stoffbilanz für Helium und Chlorid erstellt. Die ^4He - und Cl^- -Bilanzierung wird mit dem Ziel durchgeführt, unter Einbeziehung aller Meßdaten aus Grund- und Porenwasseranalysen innerhalb des Untersuchungsgebietes ein schlüssiges Bild bzgl. der Altersverteilung und des Wasser- und Cl^- -Umsatzes zu erhalten, sowie die Subrosionsrate des Allertal-Salzdiapirs zu quantifizieren (Abs. 5.3).

Das der Bilanz zugrundeliegende ^4He - und Cl^- -Modell (Abs. 5.1) beruht auf Vereinfachungen der im Gebiet stark variierenden hydrogeologischen Abfolgen und auf geeignet gemittelten Spurenstoffkonzentrationen, die sich aus dem umfangreichen Datenmaterial ergeben. Hier zunächst ein kurzer Überblick über den in den folgenden Unterkapiteln ausführlich diskutierten Grundwasser- und Stoffumsatz:

Aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes – gekennzeichnet durch immobile, NaCl -gesättigte Porenlösungen mit Formationswasserisotopie – dringen ^4He und Cl^- molekular-diffusiv in den pleistozänen Porenwasserhorizont auf (Abs. 5.2). Der advective Grundwasserumsatz in den pleistozänen und holozänen Horizonten führt zum Austrag beider Spurenstoffe über den Oberkreide-Aquifer in die Aller. Für das ^4He stellt die *in situ* Produktion P_{is} im Untergrund eine weitere Quelle dar. Anhand der Akkumulation dieser Quellrate im Grundwasserkörper werden mittlere Grundwasser-Alter, respektive mittlere Verweilzeiten, berechnet. Im advektiv durchströmten Grundwasserkörper der holozänen und pleistozänen Horizonte kann aus dem Wasserumsatz bei bekannter mittlerer Cl^- -Konzentration direkt der Stoffumsatz berechnet werden. Bei dieser Bilanzierung des *Chlorid-Umsatzes im Untersuchungsgebiet* ergeben sich als weitere Cl^- -Quellen neben der Subrosion des Salzstockes die Ablaugung der oberflächlich anstehenden Abraumhalden und der Eintrag über den sog. Salzbach¹.

Zur Überprüfung der vereinfachenden Annahmen werden die modelleigenen Bilanzgrößen, wie die ^4He -Altersverteilung, die Wasserumsatzraten und der Cl^- -Austrag, mit bzgl. der Bilanz externen Größen verglichen. Solch eine externe Größe ist zum Beispiel die Altersverteilung, die sich aus der Tritium und ^{14}C -Datierung ergibt oder der in der Aller gemessene mittlere Cl^- -Austrag aus dem Gebiet.

¹ Eine wesentlich differenziertere Betrachtung der Quellen erfolgt in Abs. 5.3.5, siehe auch Tab. 5.4.

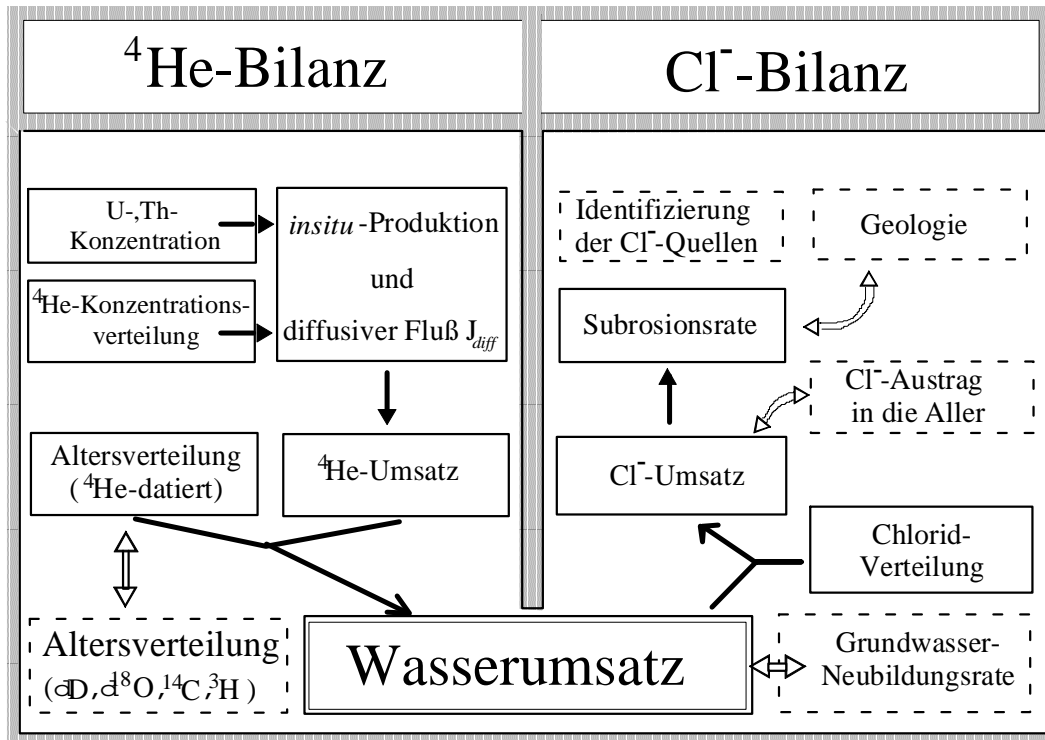


Abbildung 5.1: Die ausgefüllten Pfeile kennzeichnen die Verknüpfung der modelleigenen Bilanzgrößen (Boxen mit durchgezogener Umrandung). Helle Doppelpfeile kennzeichnen Vergleichsmöglichkeiten von Modellergebnissen mit externen Informationen (Boxen mit strichlinierter Umrandung).

5.1 Struktur der ^4He - und Cl^- -Bilanz

In Abb. 5.1 ist die Struktur der ^4He - und Cl^- -Bilanz dargestellt. In der linken Hälfte sind die Altersinformation beinhaltenden ^4He -Bilanzgrößen, in der rechten Hälfte sind die Cl^- -Bilanzgrößen abgebildet. In einer advektiven Grundwasserströmung stellt der *Wasserumsatz* das Verbindungsglied beider Bilanzen dar. Die ausgefüllten Pfeile markieren die Abfolge der Bilanzgrößen-Berechnung:

Die ^4He -Gesamtumsatzrate ($\sum P_{is} + J_{diff}$) setzt sich aus zwei ^4He -Quellraten zusammen: der ^4He -*insitu*-Produktionsrate P_{is} und einem diffusiven ^4He -Flußbeitrag J_{diff} . Die ^4He -*insitu*-Produktionsrate P_{is} berechnet sich mit Gln. 3.2 aus den U- und Th-Konzentrationen der Sedimente [Osenbrück 1996] und den experimentell bestimmten Porositäten (Abs. 3.4). Im gesamten vom Modell erfaßten Untergrund wird ^4He *in situ* produziert.

Der ^4He -Fluß J_{diff} dringt aus der Basis des Modells in die tiefen Sedimentschichten molekular diffusiv ein. Eine Abschätzung in Abs. 5.2.2 zeigt, daß der diffusive ^4He - (und Cl^-)-Fluß aus der Basis des Modells in der SW-Randstörung und im Allertal – dem Hutgestein – vernachlässigbar klein ist. Der diffusive ^4He -Fluß J_{diff} aus den tiefen Sedimenten der Lappwald-Scholle berechnet sich mit der Gradienten-Methode aus dem gemessenen ^4He -Konzentrations-Tiefenprofil²

²In Abs. 5.2 wird gezeigt, daß der an einem Tiefenprofil bestimmte ^4He -Fluß J_{diff} als repräsentative Größe im Modell verwendet werden kann.

der Lappwald-Bohrung DpMors 52 zu $2.1 \cdot 10^{-7} \text{cm}^3 \text{STP cm}^2 \text{a}^{-1}$ [Osenbrück 1996]. Im Gleichgewicht (steady state) entspricht die Summe aus *in situ* produzierter und diffusiv herantransportierter ^4He -Menge gleich der (advektiv) abtransportierten Menge.

Mit Hilfe der gemessenen räumlichen Verteilung der ^4He -Konzentration, der *in situ* Produktionsrate und dem Beitrag des diffusiven ^4He -Flußeintrages (Abb. 5.3) aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes berechnet sich die räumliche Verteilung des ^4He -Alters t_{si+j} , respektive die unterirdische Verweilzeit des Grund- und Porenwassers in den verschiedenen Altershorizonten. Aus der mittleren Verweilzeit des Wassers im Untergrund ergibt sich der Wasserumsatz, der das Verbindungsglied zwischen ^4He -Bilanz und Cl^- -Bilanz darstellt. Der Cl^- -Umsatz ist das Produkt aus dem Wasserumsatz und der experimentell bestimmten Cl^- -Konzentration.

Die modelleigenen Bilanzgrößen (in Abb. 5.1 sind das die Boxen mit durchgezogenen Umrandungen) werden mit externen Modellgrößen (strichliniert umrandete Boxen) verglichen; helle Doppelpfeile kennzeichnen diese Vergleichsmöglichkeiten: Die berechnete ^4He -Altersverteilung wird mit derjenigen verglichen, die sich aus der Messung der stabilen Isotopensignatur der Porenwässer (Abs. 5.3.3) und der ^{14}C - und Tritium-Analyse der Grundwässer (Abs. 6.2.3) ergibt. Der Wasserumsatz wird mit der von Mülders [1997] modellierten Grundwasserneubildungsrate verglichen (Abs. 5.3.4), der berechnete Cl^- -Umsatz mit dem durch Wassergütemessungen [Mülders 1997] in der Aller bilanzierten Cl^- -Austrag aus dem Untersuchungsgebiet (Abs. 5.3.5). Schließlich wird in Abs. 5.3.6 die aus dem Cl^- -Umsatz abgeschätzte Subrosionsrate mit Literaturangaben zu den geologischen Gegebenheiten des Gebietes in Beziehung gesetzt.

5.2 Eindimensionale ^4He -Profilbetrachtung

In den nächsten beiden Unterabschnitten wird als Vorarbeit für die zweidimensionale ^4He - und Cl^- -Bilanz (Abs. 5.3) gezeigt, daß der an einem ^4He -Tiefenprofil im Lappwald mit der Gradienten-Methode bestimmte diffusive ^4He -Fluß J_{diff} aus den tiefen Sedimenten im Modell als repräsentative Eingangsgröße für die Gesamtfäche des Lappwaldes zu betrachten ist.

Desweiteren wird gezeigt, daß der diffusive Eintrag von ^4He und Cl^- aus dem Hutgestein in die pleistozänen Horizonte der SW-Randstörung und des Allertals vernachlässigbar gering ist im Vergleich zu dem ^4He - und Cl^- -Beitrag von der Lappwald-Scholle.

5.2.1 ^4He -Alter t_{is+j} und ^4He -Fluß J_{diff} im Lappwald

Um zu zeigen, daß der an nur einem – wenn auch dicht beprobten – Profil im Lappwald mit dem Gradienten-Ansatz (Gl. 6.2) quantifizierte diffusive ^4He -Flußeintrag J_{diff} im Modell als eine repräsentative Größe für den diffusiven ^4He -Aufstieg aus der Lappwald-Scholle verwendet werden kann, wird zunächst das Alter einer jeden Porenwasserprobe aus dem Lappwald und der SW-Randstörung berechnet. Unter Verwendung des ^4He -Flußeintrages J_{diff} in Gl. 3.8 ergibt sich für jede Probe das ^4He -Alter t_{is+j} . Für die Proben innerhalb eines der drei Altershorizonte Holozän, Glazial und Präglazial wird schließlich ein mittleres Alter angegeben (Tab. 5.1) und verglichen.

Im einzelnen ergibt sich das mittlere ^4He -Alter t_{is+j} eines Altershorizontes jeder Bohrung wie folgt:

Nach Gl. 3.8 wird das individuelle ^4He -Alter t_{is+j} jeder einzelnen ^4He -Porenwasserprobe aus der

Standort Bohrung Nr.	Lappwald				SW-Rand						Mittelwert:	
	35	52	55	56	34	37	40	43	50	51	geometrisch	arithmetrisch
Holozän He-Alter [ka]	0.3	0.5	-	0.5	0.2	0.6	-	1.2	1.9	0.3	0.5	0.7
Glazial He-Alter [ka]	-	69	-	(1.9)	156	31	29	25	12	152	(41.3)/46.1	(59.5)/67.7
Präglazial He-Alter [ka]	-	8300	1300	-	-	-	-	-	-	-	3285	4800

Tabelle 5.1: Die Tabelle enthält die geometrischen Mittelwerte der einzelnen ${}^4\text{He}$ -Alter t_{is+j} , die sich innerhalb der drei Altershorizonte - Holozän, Glazial und Präglazial (respektive Formationswässer) - im Lappwald und in der SW-Randstörung ergeben. Die über alle Bohrungen gemittelten ${}^4\text{He}$ -Alter eines Horizontes (letzte Spalte) zeigen gute Übereinstimmung mit den aufgrund der stabilen Isotopensignatur erwarteten Altern: Holozän (0 - 10 ka), Glazial (10 - 100 ka), Präglazial (≥ 100 ka).

experimentell bestimmten ${}^4\text{He}_{ex}$ -Konzentration C_{He} , der Porosität n , der einer jeden Stratigraphie zugeordneten mittleren U- und Th-Konzentration (Tab. 5.2), der Mächtigkeit des entsprechenden Altershorizontes h und des diffusiven ${}^4\text{He}$ -Flußbeitrages J_{diff} berechnet. Aus diesen Altern einer jeden Porenwasserprobe wird innerhalb der anhand des stabilen Isotopengehaltes identifizierten Altersgrenzen ein geometrischer Mittelwert gebildet. Da oberflächenennahe Proben mit annähernd äquilibrierter ${}^4\text{He}$ -Konzentrationen unterrepräsentiert häufig beprobt wurden, wird bei der Mittelwertbildung für den holozänen Altershorizont ein Schätzwert von 100 a ergänzt.

Die Tabelle 5.1 dient dem Vergleich von berechneten ${}^4\text{He}$ -Altern t_{is+j} mit dem Alter, das aufgrund der Gliederung der Tiefenprofile in drei Altershorizonte mittels stabilem Isotopengehalt erwartet wird: Holozän (rezent bis ca. 10 ka), Pleistozän (10 ka bis ca. 100 ka) bzw. Formationswasser-Altern (über 100 ka). Es ergeben sich mittlere ${}^4\text{He}$ -Alter von 500 bis 700 a im holozänen, 41 bis ca. 68 ka im pleistozänen und 3.2 bis 4.8 Mio a im Formationswasser-Horizont. Somit liegen diese Mittelwerte (Tab. 5.1, rechte Spalte) alle innerhalb der erwarteten Alterszeitspanne.

Innerhalb eines Horizontes weisen die Alter im Vergleich der Einzelprofile Variationen auf. Diese Variationen, z.B. im glazialen Horizont: Bohrung Dp Mors 34 a mit 156 ka und Bohrung Dp Mors 37 a mit 31 ka, sind eindeutig auf eine geringe Beprobungsdichte zurückzuführen: Da die ${}^4\text{He}$ -Konzentration innerhalb eines Altershorizontes um Größenordnungen variiert (s. Tab. 4.2), kann eine zu geringe Beprobungsdichte bei der Mittelwertbildung zu nicht repräsentativen Werten führen³.

Wegen der guten Übereinstimmung der berechneten, mittleren ${}^4\text{He}$ -Alter mit der erwarteten Altersstruktur der Bohrung im Lappwald (und zur Ergänzung auch der Bohrungen im SW-Rand) wird der anhand des Tiefenprofils der Bohrung Dp Mors 52 a bestimmte ${}^4\text{He}$ -Fluß von $J_{diff} = 2.1 \cdot 10^{-7} \text{ ccSTP cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ im zweidimensionalen ${}^4\text{He}$ - und Cl^- -Modell als repräsentative Bilanzgröße verwendet.

³Z.B. wurden in Dp Mors 52 a 10 Proben im pleistozänen Porenwasserhorizont gewonnen, hingegen in den Bohrungen Dp Mors 34 a, 50 a und 51 a jeweils nur 2 bis 3.

5.2.2 ${}^4\text{He}$ -Fluß J_{diff} aus dem Hutgestein

Der diffusive ${}^4\text{He}$ -Flußbeitrag aus dem Hutgestein in die pleistozänen Porenwasserhorizonte der Oberkreide (Allertal) und des Jura (SW-Randstörung) kann nur maximal so groß sein, wie jährlich im Hutgestein *in situ* produziert wird. Ein Beitrag aus dem unter dem Hutgestein anstehenden Salzstock ist auszuschließen, wie Messungen nicht nachweisbarer Mengen Urans und Thoriums ergaben [Osenbrück 1996]. So berechnet sich der ${}^4\text{He}$ -Fluß J_{diff} aus dem Hutgestein zu

$$J_{diff} = \int A_{is} \cdot n \cdot \varrho_w \cdot dz \quad (5.1)$$

$$= \int \lambda(1-n)\varrho_s [1.19 \cdot 10^{-13}[\text{U}] + 2.88 \cdot 10^{-14}[\text{Th}]] dz$$

$$= 2.6 \cdot 10^{-9} \text{cm}^3 \text{STP cm}^2 \text{a}^{-1}. \quad (5.2)$$

Dabei wird eine Porosität des Hutgesteins von $n=0.003$, eine Uran- und Thorium-Konzentration von je 0.3 ppm angenommen, der Freisetzungsgrad λ gleich Eins gesetzt und über eine Mächtigkeit z des Hutgesteins von 200 m integriert.

Der diffusive Eintrag von ${}^4\text{He}$ J_{diff} durch das Hutgestein ist damit um zwei Größenordnungen kleiner als der diffusiv aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes aufdringende ${}^4\text{He}$ -Fluß. Im ${}^4\text{He}$ - und Cl^- -Modell wird er vernachlässigt.

5.2.3 Cl^- -Fluß J_{NaCl} aus dem Hutgestein

Der molekular-diffusive Salzfluß J_{NaCl} aus dem Hutgestein wird aus dem Gradienten $\Delta C/\delta z$ der gemessenen Salinitätsprofile abgeschätzt:

$$J_{NaCl} = nD_p \frac{\Delta C}{\Delta z} \quad (5.3)$$

Mit einem maximal beobachteten Konzentrationsgradienten⁴ von 6.9 g/l m, der in Abs. 6.1.1 für das Hutgestein abgeschätzten Diffusionskonstanten D_p von $4.7 \cdot 10^{-7} \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ und einer Porosität des Hutgesteins von $n=0.003$ berechnet sich der diffusive Salzfluß J_{NaCl} aus dem Hutgestein nach Gl. 5.3 zu $2.6 \cdot 10^{-6} \text{g cm}^{-2} \text{a}^{-1}$. Ebenso wie der ${}^4\text{He}$ -Fluß wird auch der diffusive Salzfluß J_{NaCl} aus dem Hutgestein im ${}^4\text{He}$ - und Cl^- -Modell vernachlässigt, weil er zwei Größenordnungen kleiner ist, als der aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes diffusiv aufdringende (Abs. 5.3.5).

5.3 Zweidimensionaler Modellansatz der ${}^4\text{He}$ - und Cl^- -Bilanz

5.3.1 Eingabeparameter

Der ${}^4\text{He}$ - und Cl^- -Bilanz liegt ein zweidimensionales *grob vereinfachendes* Box-Modell zugrunde (Abb. 5.2). Die 3×4 Boxen ergeben sich aus der vertikalen Gliederung entsprechend der

⁴Dp Mors 42 a

	Lappwald		SW-Rand		Allertal		Allertal	
Holozän								
Stratigraphie	Rät		Rät Lias		Quartär, Oberkreider		Quartär, Oberkreide	
Porosität, Fehler (1 σ)	0.181	0.044	0.198	0.043	0.289	0.095	0.289	0.095
U, Th [ppm]	1.8*	6.8*	2	4	2	4	2	4
[He] cm ³ STP/g	1.16E-08		1.54E-08		1.50E-08		1.50E-08	
[NaCl] g/l	0.04		0.35		0.30		0.04	
Glazial								
Stratigraphie	Steinmergelkeuper		Lias		Oberkreide		Oberkreide	
Porosität, Fehler (1 σ)	0.140	0.020	0.198	0.043	0.297	0.105	0.297	0.105
U, Th [ppm]	1.9*	3.9*	2	4	2	4	2	4
[He] cm ³ STP/g	5.70E-06		3.49E-06		1.08E-06		4.86E-07	
[NaCl] g/l	20.52		15.89		12.17		0.10	
Präglazial/Formation								
Stratigraphie	Oberer Gipskeuper		Zechstein		Zechstein		Zechstein	
Porosität, Fehler (1 σ)	0.124	0.022	0.003	-	0.003	-	0.003	-
U, Th [ppm]	2.1*	6.3*	0.3*	0-0.03*	0.3*	0-0.03*	0.3*	0-0.03*
[He] cm ³ STP/g	4.21E-04		1.00E-05		5.13E-05		1.00E-04	
[NaCl] g/l	358.00		358.00		358.00		358.00	

Tabelle 5.2: Die Tabelle enthält die Porosität, die Uran- und Thorium-Konzentration sowie die $^4\text{He}_{ex}$ - und Cl^- -Konzentrations-Mittelwerte, die den 3×4 Boxen des Modells zugeordnet werden (Abs. 5.3). Der 1σ -Fehler der Porosität beträgt zwischen 15 und 33% absolut, die Uran- und Thorium-Konzentrationen wurden teilweise direkt an Gesteinsproben aus dem Untersuchungsgebiet gemessen* [Osenbrück 1996], teilweise wurden Werte der Literatur [Ivanovich & Harmon 1992] entnommen.

drei Altershorizonte Holozän, Glazial und Präglazial (respektive der Porenwasserhorizont mit Formationswasser-Isotopie) und einer horizontalen Gliederung in Lappwald, SW-Randstörung und zwei Abschnitte im Allertal. In der westlichen Talhälfte erstreckt sich der teilweise 180 m mächtige⁵ Oberkreideaquifer. Im zentralen Teil des Allertals steht der Caprock flach unter Gelände an und stellt, bedingt durch seine geringe Leitfähigkeit, für den lateralen Grundwasseranstrom aus dem Lappwald eine Art unterirdische Begrenzung dar. Der Wasser- und Stofftransport im östlichen Teil des Allertals und auf der Trias-Platte (Abb. 2.2) wird vom Modell nicht erfaßt. Hier gab es zu wenige Bohrpunkte, so daß eine regionalisierte Aussage aufgrund der Datenlage nicht getroffen werden kann. Die Abmessungen (Breite und Tiefe) der Modell-Boxen sind in Abb. 5.2 aufgeführt. Bei der Bilanzierung des Stoffumsatzes für das Gesamtgebiet werden die Modell-Ergebnisse des einen Meter bemessenden Geländestreifens auf eine Gebietslänge von 9 km hochgerechnet.

Weil die Basis der holozänen⁶ und eiszeitlichen⁷ Wässer mit einem stratigraphisch bedingten Sprung der Durchlässigkeit gekoppelt ist, wird den 12 Boxen jeweils eine sie charakterisierende Stratigraphie und mittlere Porosität (Abs. 3.4) zugewiesen.

Um geeignete Mittelwerte für die ^4He - und Cl^- -Konzentrationen der 12 Boxen (Tab. 5.2) zu erhalten, werden die Meßwerte aller im Gebiet beprobten Grund- und Porenwasserproben zu-

⁵ Dp Mors 38 a

⁶ Im Lappwald ist dies z.B. der Übergang vom oberen zum mittleren Keuper

⁷ Im Lappwald ist dies der Übergang zum Oberen Gipskeuper, im westlichen Allertal der Übergang von der Oberkreide zum Hutgestein.

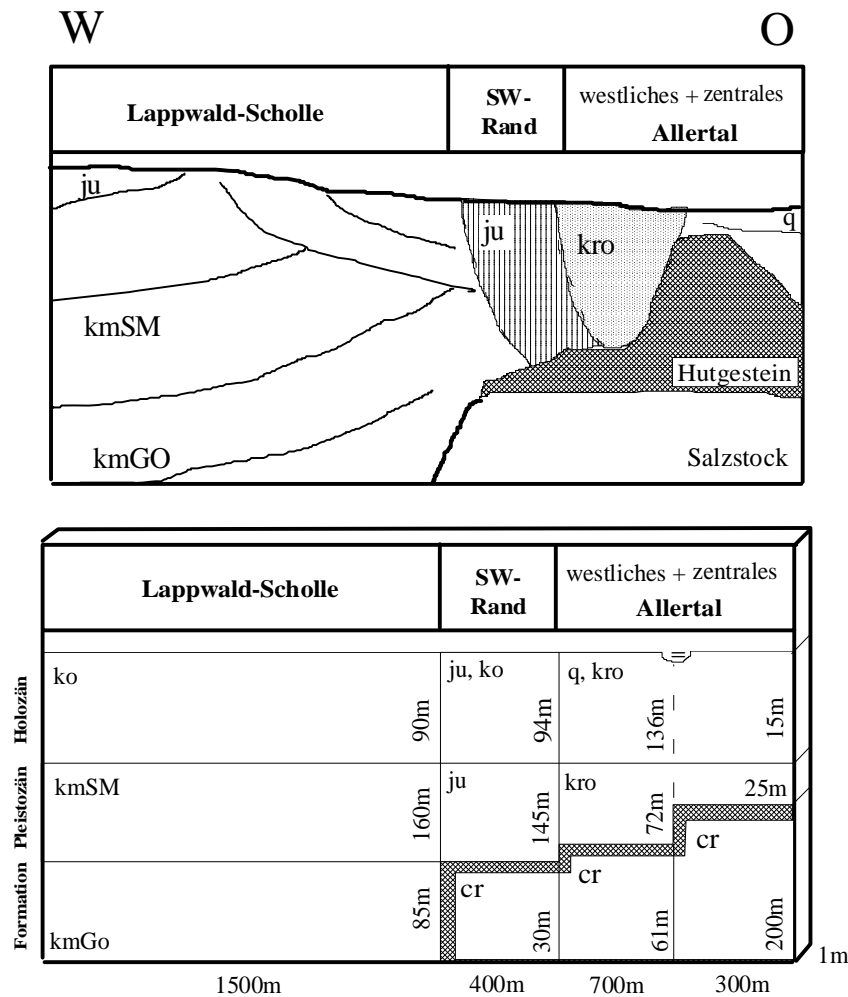


Abbildung 5.2: Die obere Abbildung stellt den Teilbereich des geologischen Schnittes aus Abb. 2.3 dar, der durch das 3×4 Box-Modell erfasst wird. In der unteren Abbildung ist das Bilanzschema dargestellt und enthält die den einzelnen Boxen zugeordneten Eingangsparameter Stratigraphie, Breite und Tiefe. Der Modellschnitt hat eine Dicke von einem Meter; q = Quartär ju = Unterer Jura, kro = Oberkreide, ko = Oberer Keuper/Rät kmSM = Mittlerer Keuper/Steinmergelkeuper, kmGo = Mittlerer Keuper/Oberer Gipskeuper, cr = Zechstein/Hutgestein und Salzstock

grundegelegt. Im Folgenden ist mit ^4He -Konzentration immer die Exzeß- ^4He -Konzentration $^4\text{He}_{ex}$ gemeint.

Jedes Tiefenprofil einer Bohrung wird anhand der in Abs. 4.1 diskutierten Spurenstoffkriterien in die Altershorizonte Holozän, Glazial und Präglazial untergliedert und einem der drei Modellabschnitte - Lappwald, SW-Rand und Allertal - zugeordnet. Innerhalb dieser groben Gliederung der Proben nach Alter und Standort werden die ^4He - und Cl^- -Proben nach Tiefe sortiert. Aufgrund der nunmehr gemeinsamen Behandlung benachbarter Bohrungen ist die Probendichte innerhalb eines Altershorizontes ausreichend groß, äquidistanten Tiefenabschnitten von 20 m mittlere ^4He - bzw. Cl^- -Konzentrationen zuzuweisen. Diese berechnen sich aus dem arithmetischen Mittelwert aller Proben innerhalb eines solchen Tiefeninkrementes⁸. Aus den äquidistan-

⁸Nur in Ausnahmefällen lag innerhalb eines Tiefeninkrementes keine Probe vor. Dann wurde der arithmetische

ten Einzelwerten eines Altershorizontes wird schließlich der geometrische Mittelwert gebildet. Um der Tatsache Rechnung zu tragen, daß die obersten Meter⁹ systematisch nicht beprobt wurden, wird für das oberste Tiefeninkrement (0–20 m) für ⁴He ein Exzeßwert von $1 \cdot 10^{-9}$ ccSTP/g, für die Cl⁻-Konzentration ein Wert von 0.01 g/l angenommen.

Die geometrischen Mittelwerte der ⁴He- und Cl⁻-Konzentration eines Altershorizontes stellen zusammen mit der Porosität und den Uran-/Thorium-Konzentrationen die Eingabeparameter einer jeden Box in der ⁴He- und Cl⁻-Bilanz dar und sind in Tab.5.2 entsprechend dem 3×4 Box-Modell aufgelistet.

5.3.2 Bilanz-Kalkulation

Die Berechnung der mittleren Verweilzeit der Wässer in den Boxen des Modells (kurz: ⁴He-Alter) erfolgt prinzipiell nach Gl.3.8, d.h. unter Berücksichtigung der *in situ* Produktion und eines Flußbeitrages J_{diff} . Allerdings wird hier nicht mit ⁴He-Konzentrationen C , sondern mit ⁴He-Gesamtmenge je Box [cc] gerechnet.

$${}^4\text{He-Gesamtmenge [cc]} = \overline{[{}^4\text{He}]_i} \cdot \int n dV_i \quad (5.4)$$

Dabei entspricht n der Porosität, $\int n \cdot dV_i$ der Gesamtwassermenge der i ten Box und $\overline{[{}^4\text{He}]_i}$ der mittleren, experimentell bestimmten ⁴He-Exzeß-Konzentration. Entsprechend wird auch der Beitrag der *in situ* Akkumulation A_{is} in einer Box auf eine Gesamtmenge ⁴He umgerechnet, die pro Box und Jahr produziert wird:

$${}^4\text{He-}in\text{ situ produzierte Menge } A_{is} \cdot \int n dV_i \quad (5.5)$$

Mit der angesetzten Modellschnitt-Grundfläche der Lappwald-Scholle von $A = 1500 \text{ m}^2$ und dem diffusiv aus den tieferen Sedimenten der Lappwaldscholle aufdringenden ⁴He-Fluß von $J_{diff} = 2.1 \cdot 10^{-7} \text{ ccSTP cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ berechnet sich der diffusive ⁴He-Flußeintrag in den Modellschnitt zu

$$\int J_{diff} dA = 3.15 \text{ cc a}^{-1} \text{ m}^{-1}. \quad (5.6)$$

In Abb.5.3 entsprechen diesem ⁴He-Eintrag von $3.15 \text{ cc a}^{-1} \text{ m}^{-1}$ die mit großem Pfeil gekennzeichneten '100% Flußeintrag'.

Diese ⁴He-Menge aus dem Flußeintrag diffundiert aus den tiefen Sedimenten der Lappwald-Scholle (der Lappwald-Horizont mit Formationswasserisotopie) in den pleistozänen Porenwasserhorizont. Da sowohl der pleistozäne als auch der holozäne Altershorizont advektiv durchströmt werden, sind ⁴He- und Wasserumsatz gekoppelt. Im pleistozänen Porenwasserhorizont im Lappwald berechnet sich die Verweilzeit des Wassers t_{is+j} aus dem Verhältnis der gemessenen, mittleren ⁴He-Gesamtmenge der Box zum ⁴He-Gesamtumsatz.

$$t_{is+j} = \frac{{}^4\text{He-Gesamtmenge [cc]}}{{}^4\text{He-Umsatz } (J + A_{is}) [\text{cc/a}]} \quad (5.7)$$

$$= \frac{\int \overline{[{}^4\text{He}]} \cdot n dV}{\int A_{is} \cdot n dV + \int J_{diff} dA} \quad (5.8)$$

$$= 60 \text{ ka} \quad (5.9)$$

Mittelwert des darüber und darunter anstehenden Tiefeninkrements gebildet.

⁹Die flachste Beprobung wurde in ca. 20 m, in vielen Standorten aber erst unterhalb von 40 m durchgeführt.

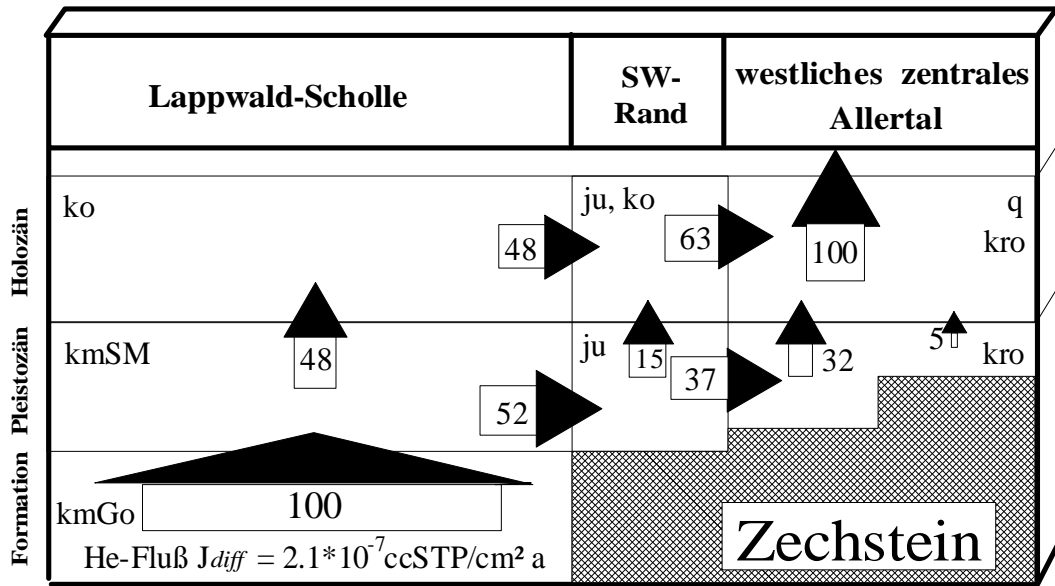


Abbildung 5.3: Schematisch ist die prozentuale Verteilung x_i des ${}^4\text{He}_{diff}$ -Eintrages auf die einzelnen Boxen durch Pfeile gekennzeichnet. Quelle des diffusiven ${}^4\text{He}$ -Eintrages sind die tiefen Sedimente im Lappwald, deren Porenwasser durch Formationswässer-Isotopie gekennzeichnet sind. Im Modell besteht dieser Porenwasserhorizont aus den Sedimenten des Oberen Gipskeupers. Der ${}^4\text{He}$ -Austrag erfolgt über den holozänen Horizont im Allertal, bestehend aus quartären Ablagerungen und dem Oberkreide-Aquifer mit der Aller als Vorfluter. Mit der aufgezeigten prozentualen Verzweigung des ${}^4\text{He}$ -Flußbeitrages stimmt a) die berechnete ${}^4\text{He}$ -Alterstruktur mit der aus der stabilen Isotopensignatur erwarteten überein (Tab. 5.3), es ergibt sich b) eine kontinuierliche Zunahme der Netto-Wasserumsatzrate in den holozänen Horizonten zwischen Lappwald und Allertal und c) stimmen – unter Berücksichtigung einer zweiten, anthropogenen Cl^- -Quelle im SW-Rand – die prozentuale Verteilung des ${}^4\text{He}$ -Flußbeitrages J_{diff} innerhalb von 15% Abweichung mit der prozentualen Verzweigung des Cl^- -Flusses J_{Salz} überein (Abs. 5.3.5).

Die Werte für Porosität n , mittlere ${}^4\text{He}$ -Konzentration $\overline{[{}^4\text{He}]}$, Uran-/ Thorium-Gehalte sowie die Boxgrößen sind – auch für alle weiteren Rechnungen – der Abbildung 5.2 sowie der Tabelle 5.2 zu entnehmen.

Über den holozänen Porenwasserhorizont im Allertal mit dem Oberkreide-Aquifer wird die Summe aus dem ${}^4\text{He}_{diff}$ -Eintrag $= \int J_{diff} dA$ und der im gesamten Modellschnitt *in situ* produzierten ${}^4\text{He}$ -Menge über die Aller als Vorfluter aus dem Gebiet ausgetragen. Für den holozänen Horizont im Allertal berechnet sich die Verweilzeit des Grundwassers t_{is+j} Analog zu Gl. 5.7 zu

$$\begin{aligned}
 t_{is+j} &= \frac{{}^4\text{He-Gesamtmenge [cc]}}{{}^4\text{He-Umsatz } (J + A_{is}) [\text{cc/a}]} & (5.10) \\
 &= \frac{\int [{}^4\text{He}] \cdot n dV}{\sum_{\text{alle Boxen } i} \int A_{is,i} \cdot n_i dV_i + \int J_{diff} dA} \\
 &= \\
 &= 120 \text{ bis } 210 \text{ a}
 \end{aligned}$$

GW-Umsatz [m ³ /a m] bei 100mm/a GW-Neubildung	Lappwald 150	SW-Rand 190	Allertal 260	Allertal 30
Holozän: rezent - 10ka				
He-Alter [ka]	0.17	0.04	0.12	0.21
Wasserumsatz [m ³ /a m]	146	185	234	6
NaCl-Umsatz [t/a m]	5.83	64.74	70.10	0.25
Glazial: 10 - 100ka				
He-Alter [ka]	57.70	22.50	27.06	12.10
Wasserumsatz [m ³ /a m]	0.6	0.5	0.6	0.2
NaCl-Umsatz [t/a m]	11.96	8.11	6.73	0.02
Präglazial: 0.1 bis Zehner Mio a				
He-Alter [Mio a]	2.11	2.69	13.80	26.90
Wasserumsatz [m ³ /a m]	-	-	-	-
NaCl-Umsatz[t/a m]	-	-	-	-

Tabelle 5.3: Die Tabelle enthält die sich im zweidimensionalen 3×4 Box-Modell ergebenden ^4He -Alter in [ka] bzw. [Mio a], die sich gut mit der erwarteten Altersstruktur holozän (rezent bis 10 ka), glazial (ca. 10 bis 100 ka) und präglazial (respektive immobile Formationswässer, deutlich über 100 ka) vergleichen sowie den NaCl-Umsatz je hydrogeologische Einheit und Gesamtgebietslänge. Der gesamte NaCl-Austrag aus dem von der Bilanz erfaßten Gebiet berechnet sich aus der Summe der holozänen NaCl-Umsatzraten im Allertal ($70.1 + 0.25$) kg/a m mal der Gebietslänge von 9 km zu ca. 640 t pro Jahr (Abs. 5.3.2 und Abs. 5.3.5)

mit der hier gemessenen, mittleren $[\overline{^4\text{He}}]$ -Konzentration von $1.50 \cdot 10^{-8} \text{cc STP g}^{-1}$ und der Summe des im gesamten Modellschnitt *in situ* produzierten ^4He -Menge $\sum_{\text{alle Boxen}} \int A_{is,i} \cdot n dV = 0.45 \text{ cc a}^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Für alle anderen Boxen des Modells zwischen dem pleistozänen Horizont des Lappwaldes und dem Oberkreideaquifer im Allertal läßt sich das ^4He -Alter t_{is+j} dann berechnen, wenn neben der gemessenen, mittleren ^4He -Gesamtmenge je Box die prozentuale Verteilung x_i bekannt ist, mit der sich der Beitrag aus dem diffusiven ^4He -Fluß von $3.15 \text{ cc a}^{-1} \text{ m}^{-1}$ (gl. 5.6) bei der Grundwasserbewegung vom Lappwald über die SW-Randstörung ins Allertal auf die jeweiligen holozänen bzw. pleistozänen Porenwasser-Horizonte verzweigt (Abb. 5.3). Denn dann berechnet sich der ^4He -Umsatz ($J + A_{is}$) je Box aus dem x_i -ten Anteil des Flußbeitrages $x_i \cdot \int J_{diff} dA$ und der bis zur i -ten Box *in situ* produzierten ^4He -Menge:

$$^4\text{He Umsatz}(J + A_{is}) \text{ je Box [cc/a]} = \sum_1^i \int A_{is,i} \cdot n dV_i + x_i \cdot \int J_{diff} dA. \quad (5.11)$$

Die in Abb. 5.3 dargestellte prozentuale Verzweigung x_i des Beitrages aus dem ^4He -Fluß zwischen den tiefen Sedimenten des Lappwaldes (im Modell: Oberer Gipskeuper) und dem Oberkreide-Aquifer im Allertal mit der Aller als Vorfluter ist kein *freier Parameter*. Denn es müssen mit der Wahl der Verzweigungen x_i folgende Bedingungen erfüllt sein:

- Da die ^4He -Konzentrationen innerhalb der mittels stabilem Isotopengehalt charakterisierten Alteshorizonte gemittelt wurden, muß sich aus diesen mittleren ^4He -Konzentrationen

eine ^4He -Alterstruktur ergeben, die mit der Klassifizierung in Holozän, Glazial und Prägla-zial übereinstimmt¹⁰.

- Aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes dringt neben ^4He auch NaCl molekular-diffusiv in die flacheren Horizonte auf (Abb. 5.6). Daher müssen für die beiden Spurenstoffe ^4He und Cl^- die prozentualen Verteilungskoeffizienten x_i für jede Box identisch sein.
- Aus den Verweilzeiten der holozänen Grundwässer T berechnet sich mit den bekannten Gesamtwassermengen M je Box direkt eine Wasserumsatzrate $R = M / T$. Diese Wasserumsatzrate R im holozänen Lappwald-Horizont muß sich in Einklang bringen lassen mit einer für das Gebiet typischen Grundwasserneubildungsrate von ca. 100 mm/a [Mülders 1997]. Entlang des Modellschnittes vom Lappwald in das Allertal muß sich eine kontinuierliche Zunahme des Grundwasserumsatzes ergeben, denn im zweidimensionalen Modell entspricht der Grundwasserumsatz im Allertal der Summe des entlang des Modellschnittes aus Niederschlag jährlich neu gebildeten Grundwassers (Abs. 5.3.4).

Die Gesamtmenge des durch den ^4He -Fluß pro Jahr diffusiv aus den tiefen Schichten der Lappwald-Scholle in den Modellschnitt eingetragenen ^4He ist mit $3.15 \text{ cc a}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ca. sieben mal größer, als die dort insgesamt pro Jahr *in situ* produzierte Menge von $\sum_{\text{alle Boxen}} \int A_{is} ndV = 0.45 \text{ cc a}^{-1} \text{ m}^{-1}$. Wegen der ungleichen Größen der beiden ^4He -Quellraten bewirkt ein Fehler des diffusiven ^4He -Flusses J_{diff} von 10 % ein Fehler im berechneten ^4He -Alter t_{is+j} von ca. $\pm 70\%$ (Faktor 1.7). Demgegenüber sind die Fehler der anderen Eingabeparameter, wie die der mittleren U-, Th-, ^4He -, Cl^- -Konzentrationen, des Porenwasser-gehaltes sowie der Modellgeometrie, vernachlässigbar.

5.3.3 ^4He -Alter

Mit der in Abb. 5.3 dargestellten prozentualen Verteilung des diffusiven ^4He -Eintrages ergibt sich eine ^4He -Altersstruktur für alle Boxen des Modellschnittes, die mit der aus der stabilen Isotopenanalyse gut übereinstimmt (Tab. 5.3). Nach der ^4He -Datierung berechnen sich die Wässer der holozänen Boxen zu Altern zwischen 40 und 200 a, die der spätpleistozänen Horizonte zu Altern zwischen 12 und 57 ka und die der Formationswasser-Horizonte zu Altern zwischen 2 und 27 Mio a.

5.3.4 Wasserumsatz

Aus der mittleren Verweilzeit des Grund- und Porenwassers in einem Altershorizont berechnet sich der mittlere Wasserumsatz pro Jahr:

$$\begin{aligned} \text{Wasserumsatz} &= \frac{\text{Wassermenge je Box}}{\text{mittlere Verweilzeit}} \\ &= \frac{\int ndV}{t_{is+j}} \end{aligned} \quad (5.12)$$

¹⁰Der Vergleich der ^4He -Alterstruktur mit den aus Grundwasserproben ermittelten ^{14}C - und Tritium-Altern erfolgt in Abs. 6.2.3

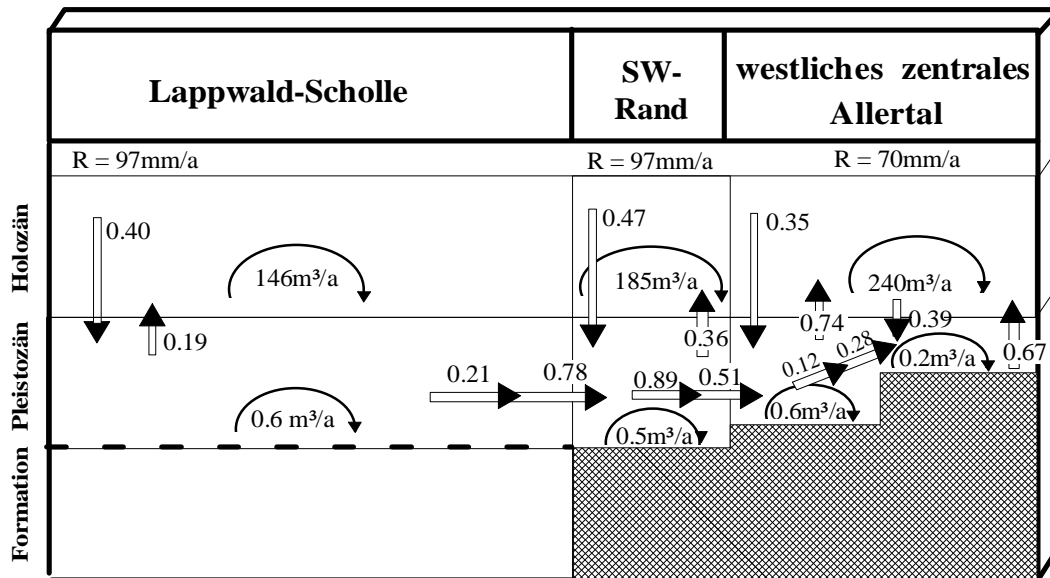


Abbildung 5.4: Die im Modellschnitt aufgezeigten Wasserumsatzraten [$\text{m}^3 \text{a}^{-1}$] ergeben sich aus Gl. 5.12. Die Zahlenangaben an den Doppelpfeilen entsprechen den vertikalen und lateralen Wasserflüssen [mm/a], die sich aus den Wasserumsatzraten und der prozentualen Verzweigung x_i des ^4He -Flußbeitrages (Abb. 5.3) berechnen. Beispiel: Im pleistozänen Horizont des Lappwaldes werden pro Jahr und Meter breitem Modellschnitt 0.6 m^3 Wasser umgesetzt. Dieser Menge entsprechen 0.40 mm/a Wassersäule auf 1500 m^2 , die aus dem holozänen Horizont absinken. 48% , respektive 0.19 mm/a , steigen hier im Lappwald wieder auf, die verbleibenden 0.21 mm/a fließen lateral in die SW-Randstörung ab. Umgerechnet auf die Grundfläche der SW-Randstörung von 400 m^2 entsprechen diesem lateral transportierten Grundwasser 0.78 mm/a .

Dieser Wasserumsatz sorgt bei einer gegebenen mittleren ^4He -Konzentration für den berechneten jährlichen ^4He -Umsatz je Box.

Der größte Teil des im Modellgebiet jährlich neu gebildeten Grundwassers wird in den flachen (holozänen) Grundwasserhorizonten umgesetzt¹¹. Im Lappwald wird mit der im Untersuchungsgebiet ermittelten Grundwasserneubildungsrate¹² von $(100 \pm 10) \text{ mma}^{-1}$ und der Gesamtfläche des Lappwaldes im Modellschnitt von 1500 m^2 ein Wasserumsatz von ca. $150 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ erwartet. Die erwarteten Umsatzraten nehmen vom Lappwald entlang der Abstromrichtung über die SW-Randstörung bis ins Allertal zu, denn in der SW-Randstörung werden zusätzlich zu den $150 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ Wasserumsatz aus dem Lappwald weitere $40 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ neu gebildet. Im Allertal wird schließlich entsprechend der Gesamtfläche des Modellschnittes von 2900 m^2 im holozänen Altershorizont ein Grundwasserumsatz von $290 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ erwartet (siehe Angaben im Tabellenkopf von Tab. 5.3).

Mit der gewählten prozentualen Verzweigung x_i des ^4He -Flußbeitrages hat sich bisher die berechnete mittlere Verweilzeit (^4He -Alter) gut mit der aufgrund der stabilen Isotopensignatur erwarteten Alterstruktur verglichen. Hier zeigt sich jetzt weiter, daß die aus den mittleren Verweilzeiten des Grund- und Porenwassers berechneten Wasserumsatzraten (Gl. 5.12) in den holozänen Horizonten innerhalb von 20% mit den erwarteten Umsatzraten übereinstimmen

¹¹ Weniger als ein Prozent dringt in die tieferen Horizonte vor (s.u) (Abb. 5.4)

¹² Die Grundwasserneubildungsrate wurde anhand von drei Standardverfahren (MoMNQ-Verfahren, GWD und NASIM) ermittelt [Mülders 1997].

(Tab. 5.3): zunehmend vom Lappwald mit $146 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ über die SW-Randstörung mit $185 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ zu $240 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ im Allertal. Diesen Umsatzraten entsprechen den im Diagramm eingetragenen Grundwasserneubildungsraten R von 70 bis 97 mma^{-1} .

Die Wasserumsatzraten in den pleistozänen Horizonten betragen weniger als 0.5% der Umsatzraten der holozänen Horizonte. Daraus lassen sich wie folgt die in Abb. 5.4 mit Pfeilen gekennzeichneten vertikalen und lateralen Wasserflüsse berechnen:

Die Ränder des Modells sind undurchlässig. Ebenso sind die Boxgrenzen zwischen dem pleistozänen Horizont und den immobilen Formationswässern für den Wasserumsatz undurchlässig, denn hier erfolgt allein molekular-diffusiver Austausch. Der Wasserumsatz im pleistozänen Horizont im Lappwald von $0.6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ entspricht einer Wassersäule von 0.40 mm auf 1500 m^2 . Mit dieser Rate von 0.40 mma^{-1} wird jährlich neues Tiefengrundwasser im pleistozänen Horizont gebildet. Entsprechend der prozentualen Verzweigung x_i (Abb. 5.3) steigen 48% des Wasserumsatzes hier im Lappwald wieder auf, während 52% lateral in den pleistozänen Horizont der SW-Randstörung abfließen. Den aufsteigenden 48% des Wasserumsatzes entsprechen 0.19 mma^{-1} , den lateral abfließenden 52% entsprechen 0.21 mma^{-1} .

Die Angaben der Wassermengen [mma^{-1}] beziehen sich jeweils auf die Grundfläche einer Box. Der laterale Fluß muß daher beim Übergang von einer Box in die nächste von der alten auf die neue Grundfläche bezogen werden. Daher entsprechen den lateral aus dem Lappwald in die SW-Randstörung zufließenden Wassermengen von 0.21 mma^{-1} dort 0.78 mma^{-1} (s. Doppelpfeile in Abb. 5.4).

Im pleistozänen Horizont der SW-Randstörung werden $0.5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ (bzw. 1.25 mma^{-1}) umgesetzt. Die aus dem Lappwald lateral zulaufenden 0.78 mma^{-1} entsprechen dem erst zu gut zwei Dritteln. Die für den berechneten Gesamtumsatz noch benötigten 0.47 mma^{-1} sinken hier aus dem holozänen Horizont ab und bilden neues Tiefengrundwasser. Wiederum ergibt sich aus der prozentualen Verzweigung x_i des ^4He -Flußbeitrages (Abb. 5.3) die Aufteilung der die Box verlassenden Wassermenge: 15% von 52% steigen hier auf (0.36 mma^{-1}), 37% von 52% fließen lateral in den pleistozänen Horizont des Allertals weiter (0.89 mma^{-1}). Im Allertal setzt sich die Berechnung von absinkenden und aufsteigenden Wassermengen fort.

Nicht eingezeichnet sind – der besseren Übersichtlichkeit wegen – die lateralen Flüsse des holozänen Wasserumsatzes. Diese betragen über 99.5% des gesamten holozänen Wasserumsatzes und entsprechen bei einem Umsatz von $145 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ vom Lappwald in die SW-Randstörung 96.67 mma^{-1} .

Die hier berechneten Raten, mit denen Wasser aus den holozänen Horizonten in die pleistozänen absinkt (Tiefengrundwasserneubildung) und von dort aufsteigt, beruhen auf der ^4He -Datierung von Porenwasserproben. In Abs. 6.2.1 berechnen sich in Exponentialmodellen Neubildungsraten aus Tritium- und ^{14}C -datierten Grundwässern. In Abs. 6.2.3 werden sie mit den hier ermittelten Raten verglichen und Rückschlüsse auf die Zirkulation von Grundwässern in geklüfteten Sedimentgesteinen gezogen. Die Abschätzung von Tiefengrundwasserneubildungsraten und lokalem Aufstieg von Tritium- und ^{14}C -freiem Grundwasser sind wichtige Informationen in Bezug auf die Begutachtung der Standortsicherheit des Endlagers.

Netto fließen $0.31 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ von den $0.60 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ im Lappwald neugebildeten Tiefengrundwässern lateral in die SW-Randstörung ab. Auch in der SW-Randstörung werden netto noch Tiefengrundwässer neu gebildet: Zwar ist die Neubildungsrate (s. Abb. 5.4) derjenigen im Lappwald vergleichbar, die Nettomenge beträgt wegen der kleineren Grundfläche der Mo-

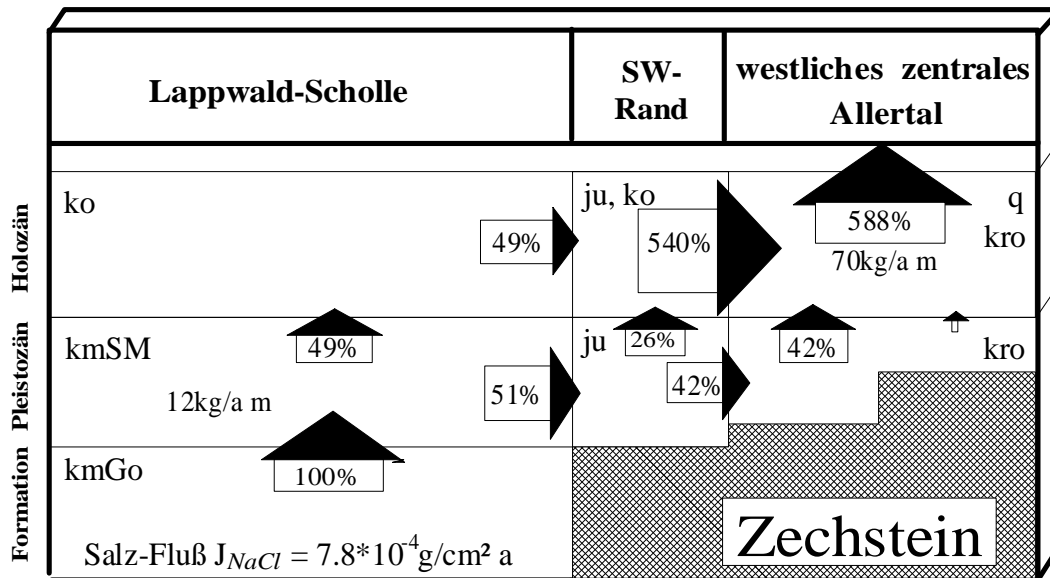


Abbildung 5.5: In den pleistozänen Porenwasserhorizont des Lappwaldes werden jährlich $12 \text{ kg NaCl m}^{-1}$ molekular-diffusiv aus dem Formationswasserhorizont eingetragen. Die im flachen Grundwasser des Allertals jährlich ausgetragene Menge von $70 \text{ kg NaCl m}^{-1}$ entspricht knapp dem sechsfachen (588 %) der molekular-diffusiv eingetragenen Menge. Unter Berücksichtigung einer zweiten, anthropogenen Cl^- -Quelle im SW-Rand – oberflächlich aus Abraumhalden gelöstes und in das flache Grundwasser infiltriertes Salz – stimmt die prozentuale Verteilung des Cl^- -Flußbeitrages J_{salz} innerhalb von 15 % Abweichung mit der des ^4He -Flußbeitrages J_{diff} überein (Abs. 5.3.5).

dellbox mit $0.03 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ allerdings nur ein Zehntel. Zum Netto-Aufstieg von Tiefengrundwasser kommt es im wesentlichen im westlichen Allertal. Von der lateral aus den Tiefen der Lappwald-Scholle und der SW-Randstörung herantransportierten Wassermenge von $0.34 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ steigen hier $0.28 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ netto auf.

5.3.5 NaCl-Umsatzrate

Mit den Wasserumsatzraten und den gemessenen mittleren NaCl-Konzentrationen ergibt sich weiter die NaCl-Umsatzrate je Box.

$$\text{NaCl-Umsatz} = \text{Wasserumsatz} \cdot \overline{[\text{NaCl-Konzentration}]} \quad (5.13)$$

Im pleistozänen Porenwasserhorizont des Lappwaldes werden pro einem Meter breiten Modell-schnitt und Jahr 12 kg NaCl umgesetzt (Abb. 5.5 und Tab. 5.3). Diese Menge entspricht einem diffusiven Salzfluß J_{NaCl} aus dem Formationswasserhorizont des Lappwaldes ($A = 1500 \text{ m}^2$) von $7.8 \cdot 10^{-4} \text{ g cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$.

Analog zur prozentualen Verteilung des ^4He -Flusses (Abb. 5.3) ist in Abb. 5.5 die prozentuale Verteilung des diffusiv im Lappwald aus dem Formationswasserhorizont aufdringenden Salzes dargestellt. Da der jährliche NaCl-Umsatz im flachen Grundwasser des Allertals von ca. 70 kg NaCl ca. dem sechsfachen (588 %) der molekular-diffusiv ins Gebiet eingetragenen

Menge (100 %) entspricht, muß eine zweite, maßgebliche Cl^- -Quelle im SW-Rand angenommen werden: Als zweite Salz-Quelle wird die Ablaugung von oberflächlich gelagerten Abraumhalden in der Nähe der beiden Schachtausgänge identifiziert. Wird diese zweite Quelle berücksichtigt, stimmt die prozentuale Verzweigung des diffusiv im Lappwald aus dem Formationswasserhorizont aufdringenden Salzmenge innerhalb von 15 % Abweichung mit der des ^4He -Flußbeitrages J_{diff} überein.

Im Abs. 5.3.7 wird die Menge der seit ca. 100 Jahren – seit Abteufen der Schächte Marie und Bartensleben und Beginn der wirtschaftlichen Nutzung des untertägigen Salzvorkommens – abgelaugten Salzmenge abgeschätzt.

Das Produkt aus dem NaCl-Umsatz im Allertal je Meter-breitem Modellschnitt von $70.4 \text{ kg a}^{-1} \text{ m}^{-1}$ (Tab. 5.3) und der Gebietslänge zwischen Alleringersleben und Schwanefeld von ca. 9 km (Abb. 2.2) ergibt den jährlichen NaCl-Gesamtaustrag aus dem Modellgebiet von ca. 640 t a^{-1} . Wird angenommen, daß auch östlich des Salzdiapirs in den tiefen Sedimenten der Trais-Platte mit der gleichen diffusiven Flußrate J_{NaCl} Salz in das zirkulierende Grundwasser aufdringt wie im Lappwald, dann erhöht sich der NaCl-Gesamtaustrag aus dem Untersuchungsgebiet um weitere 110 t a^{-1} auf 750 t a^{-1} .

Bis hierher wurde die Struktur der ^4He - und Cl^- -Bilanz vorgestellt, die Eingabeparameter festgelegt und gezeigt, daß mit der gewählten prozentualen Verzweigung des ^4He -Flußbeitrages drei wichtige Punkte in Einklang gebracht werden konnten: Die ^4He -Datierung der Porenwässer brachte Ergebnisse, die mit der aufgrund der stabilen Isotopenanalyse erwarteten Alterstruktur übereinstimmen. Die Wasserumsatzraten in den holozänen Grundwasserhorizonten können durch eine für das Gebiet typische Grundwasserneubildungsrate von ca. 100 mm a^{-1} erklärt werden. Außerdem stimmen innerhalb von 15 % die prozentuale Verzweigung von diffusiv aufdringendem ^4He und Cl^- aus den tiefen Sedimenten der Lappwald-Scholle überein.

Aus dem hier vorgestellten ^4He - und Cl^- -Modell ergeben sich bzgl. des Cl^- -Stoffumsatzes Resultate, die in den folgenden Unterabschnitten eingehend diskutiert werden. Die die Hydrodynamik betreffenden Schlußfolgerungen werden weiter unten in Kap. 6 vorgestellt.

1. Ein Ergebnis der Bilanz ist der zu $J_{NaCl} = 7.8 \cdot 10^{-4} \text{ g cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ quantifizierte diffusive Salzfluß aus den tiefen Sedimenten der Lappwald-Scholle. Daraus wird die Subrosionsrate des Salzdiapirs berechnet, indem dieser diffusive Salzumsatz aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes auf die Diapiroberfläche bezogen wird (Abs. 5.3.6).
2. Die in der Bilanz auf 530 t a^{-1} quantifizierte Rate, mit der NaCl im Bereich der SW-Randstörung jährlich oberflächlich ins Grundwasser infiltriert, wird durch Ablaugung von Abraumhalden erklärt (Abs. 5.3.7).
3. Die Differenz zwischen dem von der Bilanz insgesamt erfaßten NaCl-Umsatz von 750 t a^{-1} und der in der Allertal gemessenen Salzfracht von 1600 t a^{-1} wird durch den NaCl-Eintrag aus dem Salzbach, lokalem Aufstieg und weiteren kleineren Quellen erklärt (Abs. 5.3.8).

5.3.6 Abschätzung der Subrosionsrate des Salzdiapirs

Aus dem in der ^4He - und Cl^- -Bilanz berechneten diffusiven Salzfluß J_{NaCl} aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes läßt sich die Subrosionsrate des Salzdiapirs im Allertal berechnen. Anhand von Abb. 5.6 wird der Zusammenhang von Subrosionsrate des Diapirs und dem diffusiven

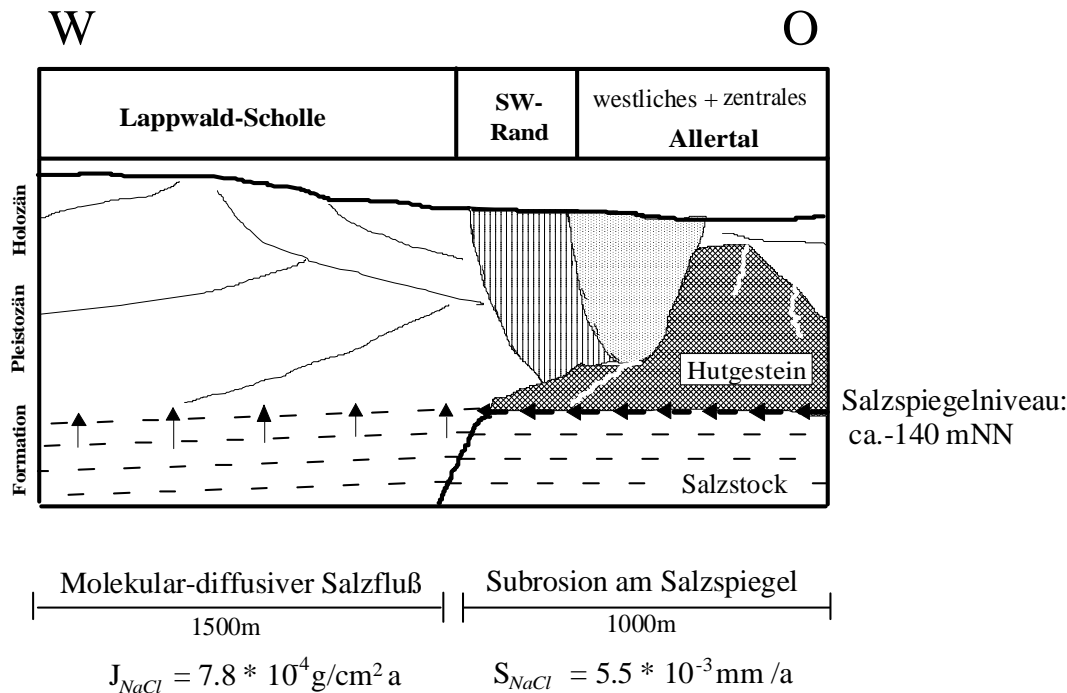


Abbildung 5.6: Die Abbildung schematisiert die Subrosion des Salzdiapirs im Allertal. Unterhalb des Salzspiegelniveaus (ca. -140 m NN) sind im Lappwald die Porenwässer NaCl-gesättigt; durch den molekular-diffusiven Salzfluß J_{NaCl} wird Salz aus dem Formationswasserhorizont in den Horizont mit pleistozäner Porenwasserisotopie ausgetragen und von dort advektiv abtransportiert. Der Nachschub für diesen diffusiven Salzaustrag entstammt, wie es die Interpretation der $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopie des gelösten Sulfates nahelegt, aus der Subrosion des Zechstein-Diapirs im Allertal. Aus dem diffusiven Salzfluß J_{NaCl} berechnet sich die Subrosionsrate S_{NaCl} .

Salzaufstieg im Lappwald verdeutlicht: Aus dem NaCl-Umsatz von 12 kg a^{-1} im pleistozänen Porenwasserhorizont im Lappwald (Tab. 5.3) berechnet sich der diffusive Stoffaustrag zu $J_{NaCl} = 7.8 \cdot 10^{-4} \text{ g cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$.

Da die Diskussion der ^{34}S -Isotopie von Grundwasserproben aus dem Lappwald gezeigt hatte (Abs. 3.6.2), daß zumindest ein wesentlicher Teil des in den tiefen Grund- und Porenwässern gelösten Chlorids aus der Subrosion des Zechstein-Salzdiapirs stammt, wird die dem diffusiven Fluß entsprechende Salzmenge vollständig der Subrosion des Diapirs zugeschrieben. Dann berechnet sich die Subrosionsrate S_{NaCl} aus dem Verhältnis von NaCl-Umsatz im pleistozänen Horizont des Lappwaldes bezogen auf die halbe Breite des Allertals¹³ zu

$$\begin{aligned}
 S_{NaCl} &= \frac{\text{NaCl-Umsatz aus } J_{NaCl} \times \text{Dichte } \rho_{NaCl}}{\text{halbe Breite des Allertals}} & (5.14) \\
 &= \frac{(12 \text{ kg/a m}) \times 2.17 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3}{1000 \text{ m}} \\
 &= 5.5 \cdot 10^{-3} \text{ mma}^{-1}
 \end{aligned}$$

was einer Subrosion innerhalb der vergangenen 20 Mio a von 110 m Steinsalz entspricht. Die Größe der Subrosionsrate S_{NaCl} als ein Ergebnis des zweidimensionalen ^4He - und Cl^- -Modells

¹³Es wird angenommen, daß das von der anderen, östlichen Hälfte des Salzstockes abgelagerte Salz über die Triasplatte abgeführt wird. Die halbe Breite des Allertals beträgt 1000m.

vergleicht sich gut mit Angaben aus geologischen Untersuchungen. Nach [Ebel 1991] wurden seit dem Oligozän (37 – 23 Mio a vor heute) ca. 30 m, subrodiert, was einer Subrosionsrate S_{NaCl} von 0.7 bis $1.2 \cdot 10^{-3} \text{ mma}^{-1}$ entspricht und seit der Wende vom Tertiär zum Quartär bis heute etwa 10 m, was einer Subrosionsrate von $S_{NaCl} = 6.3 \cdot 10^{-3} \text{ mma}^{-1}$ entspricht.

In Abs. 6.1.2 wird aus der jährlich subrodierten Salzmenge, respektive dem Mindestdurchsatz gesättigter Salzlauge, auf den Mindestwasserumsatz im Hutgestein geschlossen.

5.3.7 Salzeintrag ins Grundwasser durch Abraumhalden

Um die Differenz zwischen der im Modell bestimmten NaCl-Umsatzrate von 630 t a^{-1} in den oberflächennahen Grundwässern und der aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes diffusiv aufdringenden Menge von $110 \text{ t NaCl a}^{-1}$ zu erklären, muß es eine oberflächennahe Quelle mit einem Beitrag von $530 \text{ t NaCl a}^{-1}$ im Bereich der SW-Randstörung oder im Allertal geben. Als Quelle kommen Abraumhalden in Frage, die in der Nähe der beiden Schächte ‘Marie’ und ‘Bartensleben’ beim Abteufen der Schächte zwischen den Jahren 1897 und 1912 angelegt wurden [Langkutsch et al. 1998]. Seither sind die Halden dem Niederschlag ausgesetzt und es kommt zur Versickerung salinärer Lösungen ins Grundwasser. Der Abraum der Halde am Schacht ‘Marie’ ist heute noch gut sichtbar und hat ein Volumen von ca. 17.800 m^3 . Eine Halde in der Nähe des Schachtes ‘Bartensleben’ ist nicht mehr vorhanden. Beim Ausbau des ERAM Geländes wurde diese im Bereich der Salzbachquelle eingeebnet.

Wird der oben auf $530 \text{ t NaCl a}^{-1}$ bilanzierte, anthropogene NaCl-Eintrag auf die letzten 100 Jahre hochgerechnet, ergibt sich eine von den Abraumhalden seither abgelagerte Gesamtsalzmenge von $53 \text{ kt NaCl} = (530 \text{ t NaCl a}^{-1} \times 100 \text{ a})$, die einem Volumen-Äquivalent von 24.800 m^3 Steinsalz entspricht.

Diese in den vergangenen 100 Jahren ins Grundwasser abgelagerte NaCl-Menge vergleicht sich gut mit überschlägigen Berechnungen von Giessel & Paul[1982]: Nach deren Studie können 24.500 m^3 NaCl pro 80 a abgelagert werden, was unter der Annahme, die 35.000 m^3 großen Abraumhalden bestünden zu 70% aus NaCl, einer anthropogenen, oberflächennahen NaCl-Quellrate von $306 \text{ t NaCl a}^{-1}$ entspricht.

5.3.8 NaCl-Fracht des Salzaches und lokaler Aufstieg

Die anhand von Wassergütemessungen¹⁴ bestimmte mittlere jährliche Aufsalzung der Aller zwischen deren Eintritt ins Untersuchungsgebiet bei Alleringersleben und deren Austritt bei Schwanefeld von ca. 1600 t NaCl [Mülders 1997]¹⁵ wird nur zu einem Teil von den aus dem Stoffumsatz im Grundwasser bilanzierten NaCl-Menge von 750 t a^{-1} erklärt. Einen großen Beitrag, der im Folgenden abgeschätzt wird, liefert der Salzbach, einem der sechs innerhalb des Untersuchungsgebietes in die Aller einmündenden Bäche. Seine Salzfracht wird sowohl aus lokalem, geogenem Aufstieg von Sole, aus Ablaugung der Halde am Schacht Bartensleben sowie durch anthropogene Einleitung von Grubenwässern gespeist.

Der Salzbach wurde urkundlich 1649 erstmalig erwähnt. 1872 wurden die Rechte für ein ‘Solquellenbergwerk’ verliehen und mehrere Bohrungen in unmittelbarer Nähe der Quelle ab-

¹⁴Die Messungen wurden an den Pegeln Alleringersleben und Schwanefeld in den Jahren 1980 bis 1995 durchgeführt. Die Pegelstationen werden vom Staatlichen Amt für Umweltschutz im Magdeburg betrieben.

¹⁵Die Angaben überspannen einen Wertebereich von (322 bis 5044) $\text{t Cl}^{-} \text{ a}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $970 \text{ t Cl}^{-} \text{ a}^{-1}$. Multipliziert mit dem Verhältnis der Molgewichte von NaCl zu Cl^{-} von 1.64 ergeben sich im Mittel ca. 1600 t a^{-1} NaCl-Austrag über die Aller aus dem Untersuchungsgebiet.

geteuft. Zur Salzgewinnung aus der Sole kam es aber wegen der konkurrierenden Nutzung zum Schachtbetrieb Marie nicht. Diese aufsteigenden salinaren Lösungen stellen den geogenen Anteil der Salzfracht des Baches. Da heute das ehemalige Quellgebiet¹⁶ im Bereich der eingeebneten Abraumhalde am Schacht Bartensleben liegt, es ist schwierig, die Schüttung der Quelle sowie den geogenen Anteil der Salzfracht zu bestimmen.

Aus aktuellen Konzentrationsmessungen berechnet sich zunächst die Gesamtsalzfracht des Baches zu

$$\begin{aligned} \text{Gesamtsalzfracht}_{\text{Salzbach}} &= \overline{[\text{Cl}^-]} \times 1.64 \times \text{MNQ} \\ &= (450 \pm 135) \text{ t NaCl a}^{-1}, \end{aligned} \quad (5.15)$$

wobei die mittlere Cl^- -Konzentration $\overline{[\text{Cl}^-]} = (869 \pm 280) \text{ mg Cl}^-/\text{l}^{17}$, 1.64 das Verhältnis der Molgewichte NaCl/Cl und $\text{MNQ} = 0.01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ die monatlichen Niedrigwasser-Abflußmenge des Salzaches ist [Mülders 1997].

Der anthropogene Beitrag an dieser Gesamtfracht des Salzaches ist bekannt. Die in die Schachtröhren ‘Marie’ und ‘Bartensleben’ zulaufenden Grubenwässer werden in den Salzbach eingeleitet. Nach [DBE 1990-96] (aus: [Langkutsch et al. 1998]) beläuft sich der mittlere anthropogene NaCl -Eintrag auf umgerechnet ca. 110 t a^{-1} .

Die verbleibende Menge NaCl von 340 t a^{-1} ist a) der Ablaugung der Halde von Schacht Bartensleben sowie b) dem geogenen Aufstieg von Solen zuzuschreiben. Die Quantifizierung des geogenen Anteils der Salzfracht im Salzbach (b) aufgrund der vorliegenden Daten ist leider nicht möglich.

In allen in unmittelbarer Nähe der ehemaligen Quelle des Salzaches bzw. in der Nähe der Halde am Schacht ‘Bartensleben’ abgeteufte Bohrungen wurden sowohl hohe Cl^- - als auch ungewöhnliche hohe ^4He -Konzentrationen schon in wenigen Metern unter der Geländeoberkante gemessen¹⁸. Während die hohen Cl^- -Konzentrationen sowohl durch oberflächliche Auslaugung der Halde als auch durch lokalen Cl^- -Aufstieg zu erklären sind, lassen sich hohe ^4He -Konzentrationen in wenigen Metern unter Gelände nur durch lokalen Aufstieg erklären.

Die Sulfat-Isotopie der Wässer aus der Bohrung Dp Mors 51 a schließt zumindest nicht aus, daß es sich bei dem gelösten Salz um Zeichstein-Salz handeln könnte.

Bei der Abschätzung des geogenen Anteils an der NaCl -Umsatzrate des Salzaches ist zu beachten, daß der geogene Anteil seit geologischen Zeiten wirksam ist – wie die Subrosion des Diapirs. D.h., mit dem geogenen Anteil an der NaCl -Umsatzrate des Salzaches wird seit geologischen Zeiten Salz aus dem Untergrund zu Tage befördert und es kann sich daher um eine Menge handeln, die der durch Subrosion verursachten (Abs. 5.3.6, einige zehn bis 110 m Steinsalz in 1.6 bis 20 Mio Jahren) vergleichbar ist.

¹⁶ Die Quelle befand sich bei R 4438600, H 5788220 [Langkutsch et al. 1998].

¹⁷ Kennzeichnung: ‚A03 Salzbach‘: BGR-Nr. 589563, (24.03.1995); 590425 (15.06.1995) und 590671 (26.09.1995), [BGR 1997]

¹⁸ In den Grund- und Porenwässern der Bohrungen Dp Mors 50 a, 51 a (Abb. A.11 und A.12) und in Grundwasserproben der Bohrung Dp Mors 5 Z 4/90 (20-28 m).

Weitere Cl⁻-Quellen

Aus mineralischer und organischer Düngung im Untersuchungsgebiet wird ein Eintrag in die Aller von ca. 190 t Cl⁻ a⁻¹ (310 t NaCl a⁻¹)¹⁹ angenommen, der Eintrag über den Niederschlag bemißt sich zu ca. 70 t Cl⁻ a⁻¹ (115 t NaCl a⁻¹). Aus in den Boden infiltrierten Abwässern und der Verwendung von Streusalz ergeben sich weitere 5 t Cl⁻ a⁻¹ (20 t NaCl a⁻¹) [Langkutsch et al. 1998]. Die Tab. 5.4 enthält eine Gesamtübersicht der im Untersuchungsge-

NaCl-Quellraten im Untersuchungsgebiet	
NaCl-Quelle	Eintrag [t /a]
Eintrag über das Grundwassersystem	
diffusiver Aufstieg im Lappwald aus der Subrosion des Diapirs	110
Beitrag von der Triasplatte aus Subrosion des Diapirs	110
Ablaugung der Abraumhalden	530
	750
Eintrag über den Salzbach	
Einleitung von Grubenwässern	110
lokaler Aufstieg und Ablaugung der Bartenslebener Halde	340
	450
Eintrag Sonstiges	
Düngung	310
Niederschlag	115
Abwasser und Streusalz	20
	445
Gesamteintrag aus dem Gebiet in die Aller	
	1645

Tabelle 5.4: Die Tabelle enthält die einzelnen NaCl-Quellraten im Untersuchungsgebiet. Aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit sind die aus der Literatur übernommenen Cl⁻-Einträge aus Düngung, Niederschlag und Streusalz in NaCl-Mengen umgerechnet.

biet ermittelten NaCl-Umsatzraten. Inwieweit die Beiträge aus Niederschlag und Düngung nicht bereits im Grundwasser erfaßt wurden und damit im Beitrag aus den Abraumhalden enthalten sind, bleibt offen. Über alle Beiträge summiert berechnet sich der Gesamtumsatz NaCl zu 1645 t a⁻¹ in guter Übereinstimmung zu dem in der Aller gemessenen jährlichen Gesamtaustrag von 1600 t.

¹⁹Zur besseren Vergleichbarkeit wurden jeweils die Cl⁻-Mengen mit dem Faktor der Molverhältnisse von 1.64 in NaCl-Mengen umgerechnet und hier in Klammern angegeben.

Kapitel 6

Hydrodynamische Schlußfolgerungen

In diesem Kapitel werden hydrodynamische Schlußfolgerungen aus den im letzten Kapitel berechneten Stoffumsatzraten abgeleitet, und zwar speziell für das Hutgestein und die Sedimentgesteine der Lappwald-Scholle.

Im ersten Abschnitt werden zunächst die das Hutgestein bestimmenden Transportprozesse diskutiert. Die Diskussion des δD -Tiefenprofils der Bohrung DpMors 45 a (Abs. 3.3) hatte bereits gezeigt, daß der Porenraum des Hutgesteins durchlässig ist für molekulare Diffusion. Aus einem ungestörten ^4He -Tiefenprofil wird hier nun die Diffusionskonstante für ^4He im Porenwasser des Hutgesteins abgeschätzt.

Außerdem wird für das Hutgestein eine Kluftporosität berechnet, die den für die Subrosion nötigen Wasserumsatz am Salzspiegel ermöglicht. Es wird diskutiert, wie groß die Abstandsgeschwindigkeit durch das Hutgestein bei einer angenommenen Kluftporosität sein muß, um den nötigen Wasserumsatz zu gewährleisten.

Im zweiten Abschnitt werden in Exponentialmodellen für die an Grund- und Kluftwasserproben gemessenen Spurenstoffe Tritium und ^{14}C mittlere Verweilzeiten im holozänen und pleistozänen Porenwasserhorizont der Sedimentgesteine des Lappwaldes berechnet. Aus dem Vergleich der Verweilzeiten der Kluftwässer mit denen des in Abs. 5.3.3 berechneten mittleren Porenwasseralters ergeben sich Aussagen über Kluftweite, -abstand und mittlere Kluftwassergeschwindigkeiten.

6.1 Barrierenwirkung des Hutgesteins

Im Hutgestein ist die molekulare Diffusion der bestimmende Prozeß des ^4He - und Cl^- -Transportes im Porenwasser. In Abs. 5.2.2 und 5.2.3 war bereits die Größe der diffusiven Flüsse für ^4He - und Cl^- berechnet worden. Weil sie um zwei Größenordnungen kleiner sind als die diffusiv aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes aufdringenden Flüsse, sind sie bei den Berechnungen im ^4He - und Cl^- -Modell vernachlässigt worden.

In diesem Abschnitt wird anhand von vier ^4He -Tiefenprofilen aus dem Hutgestein gezeigt, daß der Porenraum des Hutgesteins für molekulare Diffusion durchlässig ist. Anhand eines 'ungestörten' ^4He -Tiefenprofil wird die Diffusionskonstante für ^4He im Porenraum des Hutgesteins abgeschätzt (Abs. 6.1.1).

Desweiteren wird aus der Subrosionsrate des Diapirs am Salzspiegelniveau der minimale Was-

serdurchsatz im Hutgestein berechnet. Daraus ergibt sich, daß neben der Porosität der Matrix von $n = 0.003$ eine Kluftporosität n_{Kluft} existiert.

6.1.1 Molekular-diffusive Durchlässigkeit des Hutgesteins

Grundlage der mathematischen Behandlung der Diffusion bilden das 1. und 2. Ficksche Gesetz. Die Größe eines Diffusionsstroms j ist proportional zum Gradienten der Konzentration C und einer Diffusionskonstanten D :

$$j = -D \cdot \nabla C \quad (6.1)$$

Im Porenraum von Sedimentgesteinen ist der Diffusionsstrom J nützlich. Er beschreibt den diffusiven Stoffumsatz pro Flächeneinheit (Filterfluß):

$$J = -n \varrho_w D_p \nabla C. \quad (6.2)$$

Durch Einbeziehung der Porosität n wird berücksichtigt, daß der Transport des gelösten Stoffes auf die reduzierte Fläche des Porenraums beschränkt ist. Durch Multiplikation mit der Dichte des Wassers ϱ_w wird die Konzentration von ‘pro Gramm Wasser‘ auf ‘pro cm^3 Wasser‘ umgerechnet.

Die Diffusion eines Stoffes im Porenraum ist langsamer, als die des Stoffes in freiem Wasser [Neretnieks 1980]. Es besteht folgender Zusammenhang zwischen der Diffusionskonstanten im freien Wasser D_0 und der im Porenraum D_p :

$$D_p = \frac{D_0 \delta_p}{T_p} \quad (6.3)$$

mit der Tortuosität T_p , die das Verhältnis zwischen realer, gekrümmter Wegstrecke im Porenraum zur kürzesten, linearen Strecke beschreibt und δ_p , einem Faktor, der die Mobilität des Stoffes durch Verengung der Poren berücksichtigt. Die Diffusionskonstante im Porenraum D_p ist experimentell bestimmbar. Im Porenwasser von Sandsteinproben ergab sich $D_p = (1.6 \pm 0.5) \cdot 10^{-6} \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ [Klimek 1995]. In anderen Arbeiten wurden ähnlich kleine Diffusionskonstanten von $D_p = 0.1$ bis $1 \cdot 10^{-6} \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ verwendet [Andrews 1985], [Loosli et al. 1995]. Mit der Kontinuitätsgleichung der Masse $\dot{C} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{j}$ wird die raum-zeitliche Änderung einer Konzentration beschrieben. Das 2. Ficksche Gesetz wird hier zur Beschreibung der ^4He -Konzentrationsverteilung im Hutgestein des Allertaldiapirs verwendet. Da die Diffusion begleitet wird von der *in situ* ^4He -Produktion, muß der Quellterm A_{is} berücksichtigt werden:

$$\begin{aligned} n \varrho_w \frac{\partial C}{\partial t} &= -(\vec{\nabla} \cdot \vec{J} + n \varrho_w A_{is}) \\ &\text{bzw.} \\ \frac{\partial C}{\partial t} &= D_p \Delta C - A_{is} \end{aligned} \quad (6.4)$$

Dabei beschreibt das Produkt $n \varrho_w \dot{C}$ die ^4He -Konzentrationsänderung im Gesamtvolumen (Volumen der wassergesättigten Gesteinsmatrix). Sie ist gleich der Summe aus der Divergenz des Diffusionsstroms \vec{J} und der *in situ* Akkumulationsrate von ^4He , ebenfalls bezogen auf das Gesamtvolumen. Im stationären Gleichgewicht vereinfacht sich Gl. 6.4 zu

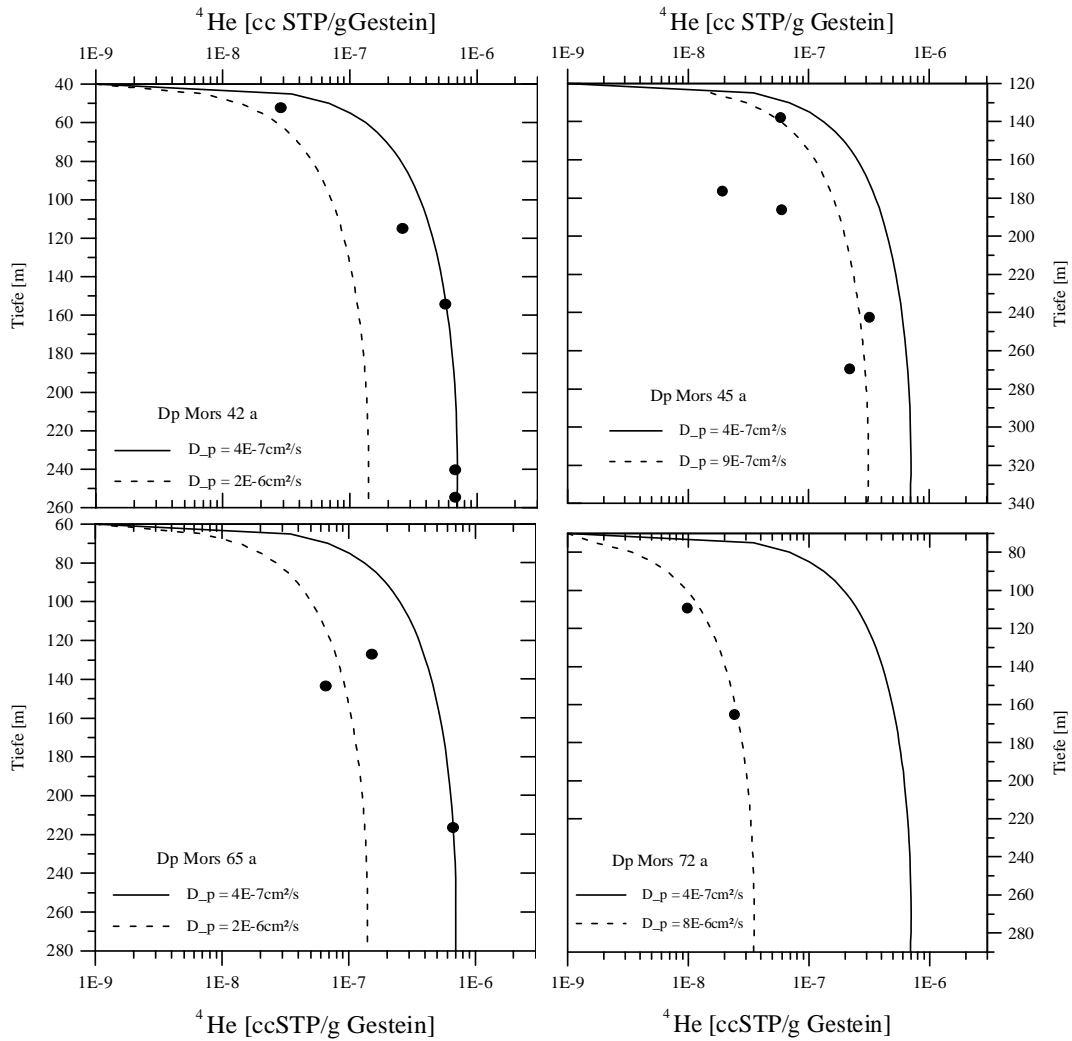


Abbildung 6.1: Die obigen Diagramme stellen vier jeweils 200 m lange ^4He -Tiefenprofile aus dem Hutgestein dar. Verglichen werden die gemessenen ^4He -Konzentrationen mit berechneten Gleichgewichts-Konzentrationsprofilen, um die Diffusionskonstante D_p im Hutgestein zu ermitteln. Mit den im Text genannten Parametern und $D_p = 4 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ergibt sich die maximal gemessene ^4He -Konzentration von $7 \cdot 10^{-7} \text{ ccSTP g}_{\text{Gestein}}^{-1}$ in der Bohrung Dp Mors 42 a. Die strichliniert gezeichneten Profile verdeutlichen die Auswirkung größerer Diffusionskonstanten auf die Gleichgewichtskonzentration. Geringere Gleichgewichtskonzentrationen im Hutgestein ergeben sich selbstverständlich auch, wenn das Profil von Kluftwasserbewegung beeinflusst wird.

$$\nabla^2 C = \frac{A_{is}}{D_p} \quad (6.5)$$

und ist analytisch lösbar. Im eindimensionalen Fall lautet die Lösung

$$C(z) = \frac{1}{2} \frac{A_{is}}{D_p} z^2 + c_1 z + c_2. \quad (6.6)$$

Mit den Anfangs- und Randbedingungen

$$C(z=0) = 0, \quad \frac{\partial C}{\partial z} \Big|_{z=z_0} = 0 \quad (6.7)$$

ergibt sich schließlich die ^4He -Konzentration im Porenwasser als Funktion der Tiefe:

$$C(z) = \frac{A_{is}}{D_p} \left(z z_0 - \frac{1}{2} z^2 \right). \quad (6.8)$$

In dieser Darstellung ist die ^4He -Konzentration im Gleichgewicht (Gl. 6.8) entscheidend von der Größe der Porosität abhängig¹. Da aber die Bestimmung der Porosität (respektive des Porenwassergehaltes) bei Anhydritproben aus dem Hutgestein durch Beimengung von Gips systematisch zu hohe und bei Doppelproben aufgrund der sehr inhomogenen Gips-Verteilung selten reproduzierbare Werte ergibt (Abs. 3.4.2 ff), ist es günstiger, die ^4He -Konzentration einer Probe nicht in [cc STP/g_{Porenwasser}], sondern in [cc STP/g_{feuchterStein}] anzugeben.

Wird die ^4He -Konzentration des Porenwassers $C(z)$ aus Gl. 6.8 auf eine Konzentration pro Gewicht naturfeuchte Gesteinsprobe mit

$$C(z)|_{\text{Gestein}} = n \frac{\varrho_w}{\varrho_s} \cdot C(z)|_{\text{H}_2\text{O}}$$

umgerechnet, so vereinfacht Gl. 6.8 sich zu

$$C(z)|_{\text{Gestein}} = \frac{P_{is}(1-n)}{D_p} \left(z z_0 - \frac{1}{2} z^2 \right), \quad (6.9)$$

Dabei ist der Freisetzungsfaktor λ hier gleich 1 gesetzt [Osenbrück 1996].

In dieser Darstellung der ^4He -Gleichgewichtskonzentration pro Gewicht Gesteinsprobe $C(z)|_{\text{Gestein}}$ (Gl. 6.9) ist der berechnete, parabolische Profilverlauf nur noch mit $(1-n)$ von der Porosität abhängig. Da die Porosität im Hutgestein nur einige Promille beträgt, kann eine Anpassung der berechneten an die gemessenen Profile allein durch Variation der Diffusionskonstanten D_p erfolgen.

In Abb. 6.1 sind vier ^4He -Konzentrations-Tiefenprofile der Bohrungen Dp Mors 42 a, 45 a, 65 a und 72 a aus dem Hutgestein dargestellt. Jeweils werden den Meßdaten zwei nach Gl. 6.9 berechnete Gleichgewichts-Konzentrationsprofile gegenübergestellt. Bei beiden berechneten Profilen werden die Parameter Porosität $n = 0.003$, [U, Th] = 0.3 ppm, Gesteinsdichte $\varrho_s = 2.97 \text{ g cm}^{-3}$ und Mächtigkeit $z_0 = 200 \text{ m}$ verwendet. Je größer die Diffusionskonstante gewählt wurde, zu desto kleineren Werten berechnet sich die ^4He -Konzentration im Gleichgewicht. Unter der Annahme, die *in situ* Produktion sei die einzige ^4He -Quelle und die molekulare Diffusion von Helium der einzige den Transport im Porenraum bestimmende Prozeß, dann berechnet sich anhand der Datenlage der Bohrung Dp Mors 42 a die Diffusionskonstante im Hutgestein zu einem Wert von $D_p = 4 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (durchgezogener Profilverlauf).

In den Profildarstellungen der Bohrungen Dp Mors 45 a, 65 a und 72 a (Abb. 6.1) werden kleinere ^4He -Konzentrationen angetroffen, als in der Bohrung Dp Mors 42 a. Sie können unter der Annahme, es handele sich um reine Diffusionsprofile nur erklärt werden, wenn größere Diffusionskonstanten angenommen werden. Der strichliniert gezeichnete Profilverlauf in jeder der vier Abbildungen berechnet sich unter der Annahme größerer Diffusionskonstanten. Deren Werte

¹ $A_{is} = A_{is}(n, [U], [Th])$, siehe Gl. 3.7

wurden der jeweiligen Datenlage der Profile angepaßt. Die Werte sind jeweils in den Abbildungen aufgeführt.

Geringere ^4He -Konzentrationen als die der Bohrung Dp Mors 42 a können aber nicht nur durch größere Diffusionskonstanten verursacht werden, sondern auch durch die Auswirkungen einer Kluftwasserzirkulation im Hutgestein (s.u.). In diesem Fall würde es sich bei den Profilen der Bohrungen Dp Mors 45 a, 65 a und 72 a nicht um reine Diffusionsprofile handeln. Letzteres trifft sicherlich auf die Bohrungen Dp Mors 45 a und 65 a zu, in der wasserführende Klüfte angetroffen wurden².

6.1.2 Wasserdurchsatz am Salzpiegel

Aus dem diffusiven Salzfluß J_{NaCl} aus den tiefen Sedimenten des Lappwaldes von $7.8 \cdot 10^{-4} \text{ g cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ist in Abs. 5.3.6 die Subrosionsrate des Allertal-Diapirs S_{NaCl} zu $5.5 \cdot 10^{-3} \text{ mma}^{-1}$ berechnet worden (Abb. 5.6). Diesem jährlichen NaCl-Umsatz von $12 \text{ kg a}^{-1} \text{ m}^{-1}$ pro einem Meter breiten Geländeschnitt entsprechen 34.31 NaCl-gesättigte Salzlauge. Diese Wassermenge muß mindestens, wenn es sich um Süßwasser handelt, jährlich durch das Hutgestein zulaufen. Da aus Symmetriegründen angenommen wird, daß die Salzlaugen im Lappwald nur von der Subrosion der westlichen Hälfte des Salzstockes stammen – das subrodierte Salz der östlichen Diapirhälfte dringt in die Triasplatte ein – wird als Grundfläche des Hutgesteins, durch das Wasser zuläuft, auf $1/2$ Diapirbreite = $1000 \text{ m} \times 1 \text{ m}$ -breitem Geländeschnitt angesetzt. Für das Hutgestein berechnet sich somit eine Filtergeschwindigkeit v_f zu

$$\begin{aligned} v_f &= \frac{\text{umgesetzte Salzlauge}}{1/2 \text{ Diapirbreite} \times 1 \text{ m}} & (6.10) \\ &= \frac{3.43 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}}{1000 \text{ m}^2} \\ &= 3.43 \cdot 10^{-5} \text{ m a}^{-1} \end{aligned}$$

Um die Geschwindigkeit der in Klüften im Hutgestein absinkenden Wässer abzuschätzen, müssen Annahmen zu Kluftabstand B und Kluftweite b gemacht werden: Angenommen sei z.B., der Kluftabstand betrage 100 m und die Kluftweite 0.1 mm , so ergibt sich eine Kluftporosität n_{Kluft} im Hutgestein von

$$\begin{aligned} n_{\text{Kluft}} &= b/B & (6.11) \\ &= \frac{1 \cdot 10^{-4} \text{ m}}{100 \text{ m}} \\ &= 1 \cdot 10^{-6} \end{aligned}$$

Für die in 10 Klüften absinkenden Wässer ergibt sich als Abstandsgeschwindigkeit v_a schließlich:

$$v_a = \frac{v_f}{n_{\text{Kluft}}} \quad (6.12)$$

²Zur Bohrung Dp Mors 45 a siehe Abs. 3.2.3 und Abb. 3.3, zur Bohrung Dp Mors 65 a siehe Abbildungen im Anhang A.1, Abb. A.18: In beiden Fällen wurden in Testintervallen um 130 bis 140 m NN Wasserproben mit meteorischer Isotopiensignatur und einer vergleichsweise geringen ^4He -Konzentration beprobt.

$$\begin{aligned}
&= \frac{v_f}{b/B} \\
&= \frac{3.43 \cdot 10^{-5} \text{ m a}^{-1}}{1 \cdot 10^{-6}} \\
&= 34.3 \text{ m a}^{-1},
\end{aligned}$$

d.h., mit den oben angegebenen Kluftparametern b und B kann innerhalb von knapp 6 Jahren ein 200 m mächtiges Hutgestein durchquert werden.

6.2 Wasserumsatz im geklüfteten Sedimentgestein

In diesem Abschnitt wird abgeschätzt, in welchem Umfang der Grundwasserumsatz in teilweise schlecht durchlässigen Sedimentgesteinen aus Jura und Keuper durch die Existenz von Klüften mitbestimmt wird.

In Abs. 4.3.2 waren bereits die Konzentrations-Tiefenprofile von ^{14}C - und Tritium vorgestellt worden. Innerhalb der oberen 150 m werden parallel annähernd Tritium-freie Grundwasserproben und solche mit hohen Tritiumkonzentrationen angetroffen. Hier werden jetzt aus innerhalb eines Altershorizontes gemittelten Konzentrationen in Exponentialmodellen die mittleren Verweilzeiten der in Klüften zirkulierenden Grundwässer berechnet. Diese werden mit den in der ^4He - und Cl^- -Bilanz (Abs. 5.3.3) berechneten mittleren Verweilzeiten verglichen. Der Vergleich von Umsatzraten der Kluft- und der Umsatzrate der Porenwässer im pleistozänen Horizont des Lappwaldes liefert quantitative Informationen über mittlere Kluftabstände und Kluftweiten im mittleren Keuper des Lappwaldscholle (Steinmergelkeuper) (Abs. 6.2.4).

Aus den mittleren Verweilzeiten T der Kluftwässer ergeben sich ausserdem über die Beziehung $T = M/R$ (siehe Abs. 5.4) auch Raten R für die Grundwasserneubildung bzw. die Tiefengrundwasser-Neubildung. Diese werden mit denen aus Abs. 5.4 im Abs. 6.2.3 verglichen.

6.2.1 Exponentialmodelle für ^{14}C - und Tritium im Grundwasser

In Sedimenten mit geringer hydraulischer Leitfähigkeit ($k_f \leq 5 \cdot 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$) kann nicht mehr von Grundwasserleitern gesprochen werden. Ist die Matrix des Grundwasserkörpers von Klüften durchzogen, so wird der Transport des Grundwassers durch dieses Kluftnetz maßgeblich bestimmt. Außer im Oberkreide-Aquifer, der als reiner Porengrundwasserleiter angesehen werden kann, findet der Grundwasserumsatz im Untersuchungsgebiet in mehr oder minder geklüfteten Sedimentgesteinen statt.

Ohne detaillierte Kenntnisse vom Fließsystem eines Grundwasserkörpers kann mit einem einfachen Exponentialmodell der Wasser- und/oder Stoffumsatz berechnet werden, wenn mittlere Konzentrationen geeigneter Tracer bekannt sind: Hier sind dies die Radioisotope ^{14}C und Tritium, im folgenden Unterabschnitt das stabile Isotop ^{18}O .

In einem gesättigten Grundwasserkörper ist unter stationären Grundwasserverhältnissen die (Wasser-) Masse erhalten, d.h. die zulaufende Wassermenge R (*Recharge*) ist gleich der abfließenden Menge D (*Discharge*).

$$\frac{dM}{dt} = R - D = 0 \quad (6.13)$$

Dem Exponentialmodell liegt die Annahme zugrunde, daß die Konzentration der abfließenden Wassermenge $C_{ab}(t)$ gleich der mittleren Konzentration im Grundwasserkörper $\bar{C}(t)$ ist. Für

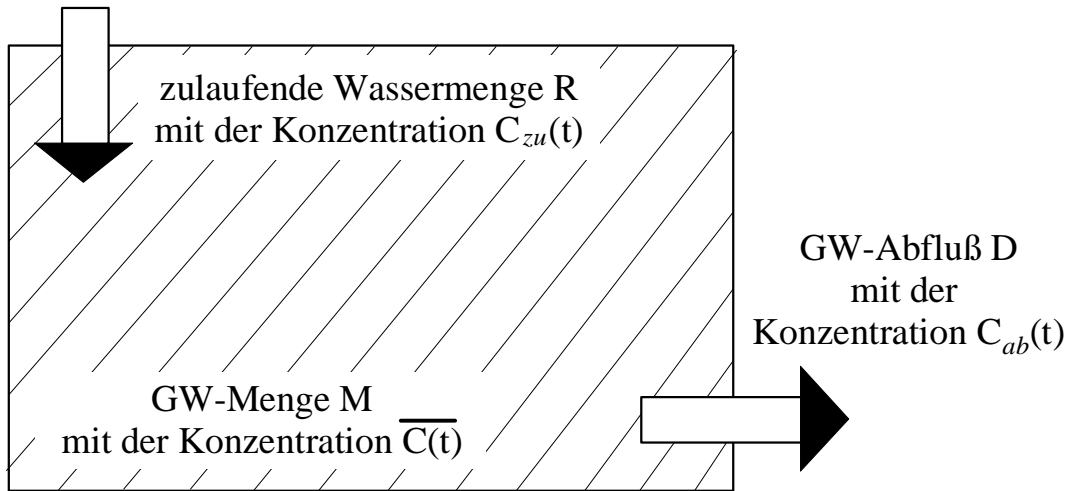


Abbildung 6.2: Im stationären Grundwasser-Fluß gilt die Erhaltung der Wassermasse: $dM/dt = R - D = 0$. Zusätzliche Annahme im Exponentialmodell ist, daß die abfließende Konzentration $C_{ab}(t)$ der mittleren Konzentration im Grundwasserkörper entspricht: $\bar{C}(t) = C_{ab}(t)$.

einen instabilen Tracer gilt dann folgende Beziehung:

$$\frac{d\bar{C}}{dt} \cdot M = C_{zu}(t) \cdot R - \bar{C}(t) \cdot D - \frac{\bar{C}(t)}{\tau} \cdot M, \quad (6.14)$$

wobei τ die Lebensdauer des Tracers ist. Mit der mittleren Verweildauer

$$T = \frac{M}{R} = \frac{M}{D} \quad (6.15)$$

kann Gl. 6.14 vereinfacht werden zu

$$\frac{d\bar{C}}{dt} = \frac{1}{T}(C_{zu}(t) - \bar{C}(t)) - \frac{1}{\tau}\bar{C}(t). \quad (6.16)$$

Aus der gemessenen mittleren Konzentrationen $\bar{C}(t)$ und der jeweiligen (zeitabhängigen) Konzentration des zufließenden Wassers $C_{zu}(t)$ werden mittlere Verweilzeiten T berechnet.

Für ^{14}C wird eine zeitlich konstante Eintrags-Konzentration von 100 pmc für den holozänen Horizont angenommen, für den pleistozänen Horizont die mittlere Konzentration des jeweils darüber anstehenden holozänen Horizontes. Für Tritium ist die Konzentration des zufließenden Wassers zeitabhängig. Die Eintragsfunktion $C_{zu}(t)$ hat ein Maximum zu Zeiten der atmosphärischen Atombombentests. Im Grundwasser lag die Konzentration selten über 300 TU (Verdünnungseffekt). Seit 1963 fallen die atmosphärischen Bombentritium-Konzentrationen wieder ab. Heute liegen die Werte unter 20 TU (Abs. 3.5.1) [Sonntag 1990], [Roether & Weiss 1980].

Mit den in Tab. 6.1 aufgeführten mittleren Konzentrationen für Tritium ergeben sich aus dem Exponentialmodell mittlere Verweilzeiten in den holozänen Horizonten des Lappwaldes und der SW-Randstörung von 250 a und für den des Allertals 350 a. Aus den mittleren Verweilzeiten berechnen sich bei bekannter mittlerer Wassersäule (Mächtigkeit des Horizontes \times Porosität n)

GW-Neubildungsrate aus Tritium [mm/a]	Lappwald	SW-Rand	Allertal
	60	60	90
Holozän: bis 100m Tiefe			
mittlere Tritium Konzentration* [TU]	4.1	2.7	2.3
mittlere ¹⁴ C-Konzentration* [pmc]	43.0	35.2	50.5
mittlere Verweilzeiten [a] aus Tritium	250	250	350
Glazial: unter 100 m Tiefe			
mittlere Tritium Konzentration* [TU]	0.69	0.32	0.49
mittlere ¹⁴ C-Konzentration* [pmc]	18.6	18.0	12.6
mittlere Verweilzeiten [a] aus ¹⁴ C	10 800	7 900	24 900
Präglazial: keine GW-Proben			
*) Mittelwerte sind geometrische Mittelwerte			

Tabelle 6.1: Die Tabelle enthält die geometrischen Mittelwerte der Tritium- und ¹⁴C-Konzentration der Grundwasserproben aus den drei Teilgebieten. Angegeben sind zudem die nach Gl. 6.14 berechneten Alter und die aus der Tritium-Konzentration berechnete Grundwasserneubildungsrate (s. Tabellenkopf) [Sonntag 1998].

direkt die Grundwasserneubildungsraten R . Diese sind in Tab. 6.1 im Tabellenkopf aufgeführt. Mit Werten zwischen 60 und 90 mma^{-1} sind sie nur geringfügig kleiner als die, die in der ⁴He- und Cl^- -Bilanz berechnet wurden (zwischen 70 und 97 mma^{-1}) bzw. die, die sich aus der Analyse von Abflußganglinien zweier Aller-Pegel ergaben (100 mma^{-1}) [Mülders 1997].

Aus den mittleren ¹⁴C-Konzentrationen berechnen sich formal im Exponentialmodell für die pleistozänen Horizonte mittlere Verweilzeiten von knapp 11 ka im Lappwald, ca. 8 ka in der SW-Randstörung und ca. 25 ka im Allertal [Sonntag 1998]. Wie bereits in Abs. 5.4 kann auch hier aus den mittleren Verweilzeiten T bei bekannter Wassersäule im betreffenden Grundwasserkörper M eine Rate R für die Tiefengrundwasserneubildung berechnet werden. Im Lappwald berechnet sich diese aus

$$R = \frac{M}{T} = \frac{160 \text{ m} \cdot n}{11 \text{ ka}} \quad (6.17)$$

zu 2.4 mma^{-1} , in der SW-Randstörung zu 1.2 mma^{-1} und im Allertal zu 0.9 mma^{-1} .

Der Vergleich der Neubildungsraten R (bzw. die mittleren Verweilzeiten), die sich hier aus den Tritium und ¹⁴C-Analysen der Grundwasserproben ergaben und derjenigen, die sich in der ⁴He-Bilanz berechneten (s. Abb. 5.4) wird zusammen mit den Ergebnissen des Exponentialmodells für $\delta^{18}\text{O}$ (s.u.) im Abs. 6.2.3 durchgeführt.

6.2.2 Exponentialmodell für ¹⁸Sauerstoff im Porenwasser

Für die ¹⁸O-Isotopie des pleistozänen Porenwasserhorizontes im Lappwald wurde ein ähnliches Exponentialmodell wie für ¹⁴C und Tritium gerechnet, allerdings sind hier zwei Unterschiede

zu beachten. Deuterium ist ein stabiler Tracer, d.h. Gl.6.16 vereinfacht sich zu

$$\frac{d\bar{C}}{dt} = \frac{1}{T}(C_{zu}(t) - \bar{C}(t)). \quad (6.18)$$

Zudem muß mindestens über den Zeitraum der letzten Eiszeit bis heute modelliert werden, um aus aktuellen Meßergebnisse auf eine mittlere Verweilzeit schließen zu können. Als Anfangsisotopie zum Zeitpunkt 80 ka vor heute wird $-9.9 = (-11.0 + 8.8)/2\text{‰}$ als Ergebnis des ständigen Wechsels von Kalt- und Warmzeiten während des Quartärs (seit 1.6 Mio a vor Heute) angesetzt.

Die Laufzeit des Exponentialmodells (Rechenschritt 10 a) teilt sich in zwei Abschnitte. Von 80 bis 10 ka vor heute wird dem Grundwasserkörper (Mächtigkeit $M = 22.4\text{ m WS}^3$) mit einer angenommenen 'Start-Isotopie' von $\delta^{18}\text{O} = -9.9\text{‰}$ mit einer Rate R eine für eiszeitliche Grundwässer typische Isotopie von $\delta^{18}\text{O} = -11.0\text{‰}$ zugeführt. Zum Zeitpunkt 10 ka vor heute wird mit der selben Rate R eine nunmehr für holozäne Grundwässer typische Isotopie von $\delta^{18}\text{O} = -8.8\text{‰}$ zugeführt. R wird nun solange variiert, bis die sich aus dieser Rechnung für den heutigen Zeitpunkt $t = 0$ ergebende Isotopie mit der gemessenen, mittleren pleistozänen Isotopie der Porenwässer im pleistozänen Porenwasserhorizont übereinstimmt. Über die Gl.6.15 ergibt sich unmittelbar die mittlere Verweilzeit T .

Abb.6.3 stellt das Ergebnis von fünf Modellläufen dar. Aufgetragen ist die Zeit vor heute [ka] gegen die modellierte $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopie. Abhängig von der gewählten mittleren Verweilzeit T , bzw. der Austauschrate R , stellt sich nach 70 ka, also 10 ka vor heute, eine mittlere ^{18}O -Konzentration von -10.3 bis -11.0‰ ein. Nach dem Klimawechsel zur heutigen Warmzeit prägt sich dem pleistozänen Grundwasserkörper aufgrund des jetzt größeren Konzentrationsgradienten ein zunehmend holozänes Signal auf. Bei mittleren Verweilzeiten T des Grund- und Porenwassers im pleistozänen Horizont von 40 bis 60 ka stimmen die modellierten pleistozänen Isotopen-Signaturen mit den gemessenen Signaturen von im Mittel -10.3 bis -10.5‰ am besten überein.

6.2.3 Vergleich der aus Kluft- bzw. Porenwasserkonzentrationen berechneten Verweilzeiten

In diesem Unterabschnitt werden die mittleren Verweilzeiten (bzw. Neubildungsraten) der einzelnen Horizonte verglichen, die in den Exponentialmodellen für ^{14}C , Tritium und $\delta^{18}\text{O}$ (Abs.6.2.1) bzw. im ^4He - und Cl^- -Modell (Abs.5.4) berechnet wurden. Es gibt einen systematischen Effekt zwischen dem mittleren Alter der pleistozänen Grundwässer (mit Tritium und ^{14}C im Exponentialmodell berechnet) im Vergleich zu dem der pleistozänen Porenwässer (mit ^4He in der Bilanz⁴ und mit $\delta^{18}\text{O}$ im Exponentialmodell berechnet). In Tab.6.2 sind im einzelnen die aus den mittleren Verweilzeiten berechneten Neubildungsraten zum besseren Vergleich aufgelistet.

Die mittleren Verweilzeiten der Grundwasserproben wurden in den Exponentialmodellen mit ^{14}C und Tritium berechnet. Das aus Tritium-Konzentrationen berechnete mittlere Alter

³Das entspricht einer Porosität von $n = 0.14$ und einer Tiefe von 160 m, s. Abb. 5.2 und Tab. 5.2

⁴Die im ^4He - und Cl^- -Modell berechnete mittlere Verweilzeit beruht deswegen vorwiegend auf Porenwasserkonzentrationen, weil die Porenwässer unabhängig von der Wasserdurchlässigkeit der Gesteine mit einer guten Tiefenauflösung beprobt werden konnten, die Zugänglichkeit zu Grundwasserproben aber gerade in den interessierenden tiefen, gering bis geringst wasserdurchlässigen Sedimenten auf einige wenige Kluftwasserzuläufe beschränkt war.

Denn in Bäche exfiltrierende, flache Grundwässer haben möglicherweise eine höhere Tritium-Konzentration, als die mittlere Konzentration des Grundwasserkörpers. Sie tragen damit überproportional viel Tritium aus, so daß die im Grundwasserkörper verbleibende gemessene mittlere Konzentration kleiner ist, als aus der Grundwasserneubildungsrate mit bekannter Eintragskonzentration zu erwarten wäre. Die mittlere Verweildauer würde sich in dem Fall als zu groß berechnen.

**Vergleich der aus Grund- und Porenwasser-Konzentrationen
berechneten mittleren Neubildungsraten**

	Holozän		
	Grundwasser Tritium [mm/ a]	Porenwasser ^4He ($\delta^{18}\text{O}$) [mm/ a]	Oberflächenwasser Pegel [mm/ a]
Lappwald	60	97	100
SW-Rand	60	97	100
Allertal	90	70	100

	Pleistozän		
	Grundwasser ^{14}C [mm/ a]	Porenwasser ^4He ($\delta^{18}\text{O}$) [mm/ a]	Oberflächenwasser Pegel [mm/ a]
Lappwald	2.4	0.4	–
SW-Rand	1.2	0.5	–
Allertal	0.9	0.4	–

Tabelle 6.2: Die Tabelle enthält die Neubildungsraten [mm/a] für die Wässer im holozänen und pleistozänen Altershorizont, die sich aus der Konzentrationsbestimmung der Spurenstoffe ^{14}C und Tritium (Grundwasser), ^4He und $\delta^{18}\text{O}$ (Porenwasser) ergeben. Im pleistozänen Horizont sind die Grund- bzw. Kluftwässer systematisch jünger als die Porenwässer. Aus den mittleren Verweilzeiten der Grundwässer berechnen sich größere Tiefengrundwasserneubildungsraten, als aus den entsprechenden Porenwässern. Es wird gefolgert, daß die Grundwasserbewegung von der Existenz hydraulisch aktiver Klüfte bestimmt wird.

Das aus ^{14}C -Konzentrationen berechnete mittlere Alter der pleistozänen Grundwässer im Lappwald und der SW-Randstörung ist mit 8 bis 11ka um den Faktor 3 bis 6 kleiner, als das sich im Modell mittels ^4He -Konzentration berechnete Alter von 12 bis 58 ka. Entsprechend sind die mittleren Tiefengrundwasser-Neubildungsraten, die sich aus den an den Grundwasserproben gemessenen Konzentrationen ergeben, um den Faktor 3 bis 6 größer als die der Porenwässer. Diese Diskrepanz wird als signifikant bezeichnet, da sowohl die ^{14}C -Datierung als auch die ^4He -Modellalter in diesem Altersbereich verlässliche Ergebnisse liefern. Die systematisch kleineren Alter pleistozäner Grundwässer im Vergleich zu den pleistozänen Porenwässern wird im folgenden Absatz erklärt.

6.2.4 Austausch zwischen Kluft- und Porenwasser

Die mittels ^{14}C datierten pleistozänen *Grundwässer* sind im Vergleich zu den ^4He -datierten *Porenwässern* systematisch um einen Faktor 3 bis 6 jüngeren Alters (Abs. 6.2.3). Diese Diskrepanz wird folgendermaßen erklärt:

Die den Exponentialmodellen zugrundegelegte mittlere Konzentration von ^{14}C ist nur für einen Teil des Grundwasserkörpers repräsentativ, nämlich für den, der von einer Kluft aus diffusiv mit ^{14}C beladen wird. Diese Eindringtiefe \bar{x} ist charakteristisch für die Zeitspanne seit Beginn der Kluftwasserzirkulation bzw. – im Falle eines instabilen Tracers im stationären Gleichgewicht – für die mittlere Zerfallszeit. ^4He hingegen wird in der Matrix produziert und akkumuliert im Porenwasser. Die ^4He -datierte mittlere Verweilzeit der Porenwässer ist von daher für den ganzen Grundwasserkörper repräsentativ. Die folgende Berechnung ermöglicht es, aus dem Altersunterschied der mittlerer Kluft- bzw. Porenwasserkonzentrationen die die Kluftwasserzirkulation beschreibenden Parameter – mittlere Kluftweiten b , Kluftabstände B Kluftwassergeschwindigkeit v_k und hydraulische Gebirgsdurchlässigkeit k_f – anzugeben.

6.2.5 Kluftwasserzirkulation im pleistozänen Horizont des Lappwaldes

Der geometrische Mittelwert der ^{14}C -Gehalte von Tiefengrundwasserproben aus dem Lappwald beträgt $\overline{C_{14C}} = 18.6$ pmc (Tab. 6.1). Diese Konzentration der Kluftwässer ist das Resultat von aus dem holozänen Horizont mit einer mittleren Konzentration von $C_0 = 42.7$ pmc zulaufenden Wässern, dem ^{14}C -Zerfall in der Kluft sowie dem diffusiven ^{14}C -Eintrag in die Matrix mit dem dortigen Zerfall (Abb. 6.4).

Die ^{14}C -Konzentration in der Matrix fällt exponentiell in x -Richtung ab:

$$C(x) = C_z \cdot e^{-x/\bar{x}} \quad \text{mit} \quad (6.19)$$

$$\bar{x} = \sqrt{D_p \tau} = 5.1 \text{ m} \quad (6.20)$$

Die Eindringtiefe \bar{x} ist dabei der Abstand von der Kluft, bei der die Anfangskonzentration in der Kluft C_z auf $1/e$ abgefallen ist. Sie ist abhängig von der Diffusionskonstanten im Porenraum $D_p = 1 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1} = 3.15 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ a}^{-1}$ und der Zerfallszeit $\tau = 8267$ a.

Die ^{14}C -Konzentration in der Kluft fällt exponentiell mit der Tiefe z ab:

$$C(z) = C_0 \cdot e^{-z/\bar{z}} \quad \text{mit} \quad (6.21)$$

$$\bar{z} = \frac{v_k b / 2}{n D_p} \sqrt{n D_p \tau} \quad (6.22)$$

Aus der Anfangskonzentration $C_0 = 43$ pmc, der mittleren, gemessenen Konzentration $\overline{C_{14C}} = 18.6$ pmc des Kluftwassers, der Porosität $n = 0.14$ und der Mächtigkeit des Grundwasserkörpers $z_0 = 160$ m

$$\begin{aligned} \frac{\overline{C_{14C}}}{C_0} &= \frac{1}{z_0} \int_0^{z_0} \exp(-z/\bar{z}) dz \\ &= \frac{\bar{z}}{z_0} (1 - \exp(-z_0/\bar{z})) \end{aligned} \quad (6.23)$$

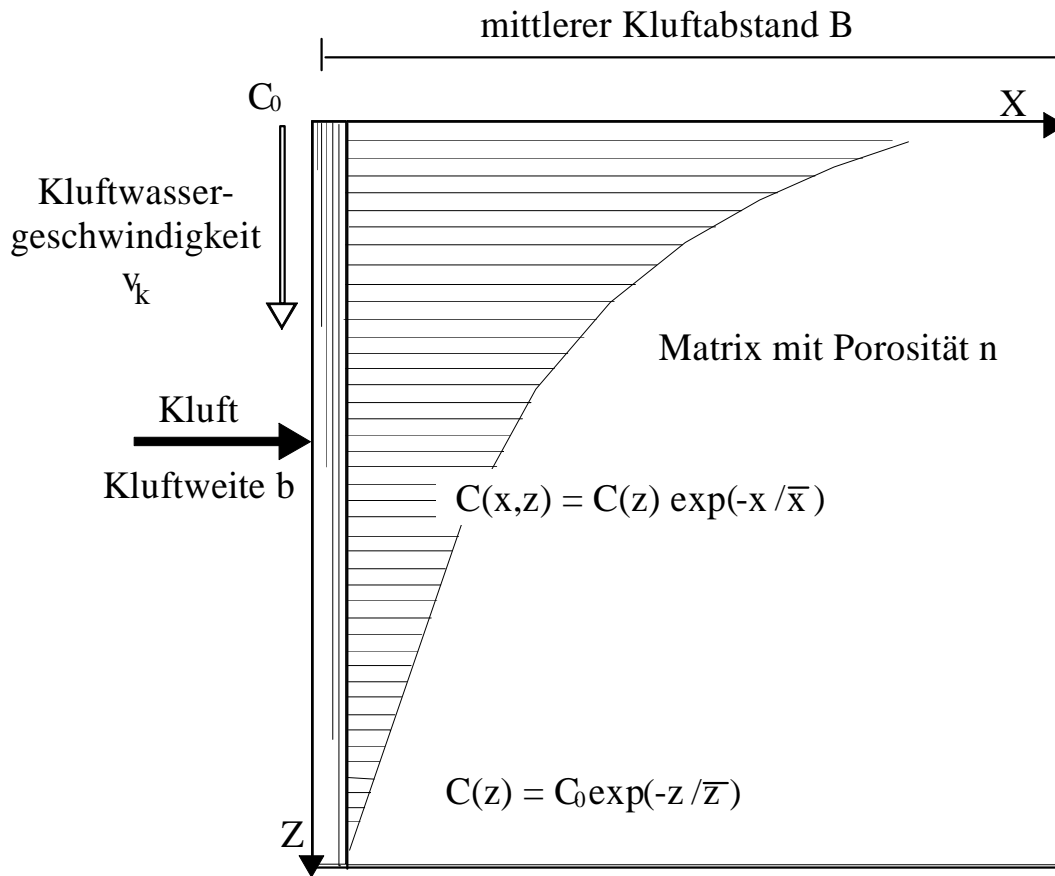


Abbildung 6.4: In ein Kluft zirkuliert mit v_{Kluft} ^{14}C -haltiges Grundwasser mit einer Anfangskonzentration C_0 . Daraufhin stellt sich die ^{14}C -Konzentration im Grundwasserkörper $C(x,z)$ ein, die von ^{14}C -Diffusion in die Matrix sowie dem ^{14}C -Zerfall sowohl in der Matrix als auch in der Kluft bestimmt wird.

berechnet sich die mittlere Eindringtiefe in der Kluft \bar{z} für $\overline{C_{14C}}/C_0 = 0.436$ zu $\bar{z} = 90$ m. Mit der Gl. 6.22 und einer angenommenen mittleren Kluftweite $b = 60 \mu\text{m}$ berechnet sich die Geschwindigkeit des Kluftwassers schließlich zu:

$$v_k = \frac{2nD_p\bar{z}}{b\sqrt{D_p\tau}} = 258 \text{ m a}^{-1} \quad (6.24)$$

Die bisherigen Ergebnisse bedeuten, daß das mit der Geschwindigkeit $v_k = 258 \text{ m a}^{-1}$ in einer Kluft von 160 m Länge und einer mittleren Kluftweite von $60 \mu\text{m}$ zirkulierende Grundwasser eine mittlere Konzentration von $\overline{C_{14C}} = 18.6 \text{ pmc}$ hat.

Aus diesem Zwischenergebnis kann jetzt auf den noch gesuchten mittleren Kluftabstand B geschlossen werden, indem die mittleren Kluft- bzw. Porenwasser-Alter verglichen werden. Im Abstand von zwei Eindringtiefen ist die Matrix mit Tracer beladen, die Tracerkonzentration der Porenwasserproben und die der Grundwasserproben wären gleich groß. Da das ^4He -Alter um den Faktor 3 bis 6 mal größer ist, als die mittleren gemessenen ^{14}C -Alter der Tiefengrundwässer, muß der Kluftabstand B dem 6 bis 12 fachen der mittleren Eindringtiefe \bar{z} entsprechen. Es

ergeben sich für den mittleren Kluftabstand B 30 bis 60 m.

Kluftwasserdurchlässigkeit im pleistozänen Horizont des Lappwaldes

Aus der berechneten Kluftwassergeschwindigkeit v_k ergibt sich eine Filtergeschwindigkeit für den pleistozänen Grundwasserkörper im Lappwald v_f nach Gl.6.12 und Gl.6.11 von

$$\begin{aligned} v_f &= v_k b/B \\ &= 258 \text{ m a}^{-1} \times \frac{60 \mu\text{m}}{30 \text{ m bis } 60 \text{ m}} \\ &= 0.5 \text{ bis } 0.3 \text{ mma}^{-1} \end{aligned} \tag{6.25}$$

Die Größe der Filtergeschwindigkeit v_f für den pleistozänen Horizont im Lappwald vergleicht sich erwartungsgemäß mit dem im Abschnitt Abs. 5.3.4 in der ^4He - und Cl^- -Bilanz berechneten und in Abb. 5.4 graphisch dargestellten vertikalen Wasserflüssen von 0.4 mma^{-1} .

Aus v_k berechnet sich jetzt noch die hydraulische Leitfähigkeit k_f – bei einem angenommenen hydraulischen Gradienten i in der Größenordnung von einem Promille [Sonntag 1998] – zu

$$\begin{aligned} k_f &= \frac{v_f}{i} \\ &= 1 \text{ bis } 2 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-1} \end{aligned}$$

und vergleicht sich so mit einem mit dem von der BGR, Berlin angegebenen Wert für den Steinmergelkeuper im Lappwald von $k_f = 10^{-8}$ bis 10^{-7} ms^{-1} [Langkutsch et al. 1998].

Damit ist die Plausibilität der aus obigem Absatz resultierenden Werte v_{kluft} , b und B für die Kluftwasserzirkulation im pleistozänen Horizont des Lappwaldes gezeigt.

6.3 Zusammenfassende Betrachtung

Die umfangreichen isopenhydrologischen Untersuchungen von Spurenstoffen, die eine Grund- und Porenwasserdatierung über Zeitskalen von kleiner 100 Jahren (Tritium) über einige 10 ka (^{14}C , δD und $d\text{O}$) bis zu über einigen Millionen Jahre (im Wasser gelöste Edelgase) ermöglichen, ergaben ein Bild von der mittleren Verweilzeit der Wässer in den geologischen Formationen, die den Salzstock umgeben.

Auf der Lappwald-Scholle werden im Oberen Keuper (Rät) in Tiefen von 90 bis 120 m u.GOK holozäne Wässer angetroffen. Die Berechnung der mittleren Verweilzeit dieser Wässer in einem Exponentialmodell ergab – bei einer mittleren Tritium-Konzentration von 4.1 TU – 250 Jahre. In den darunter anstehenden Sedimenten des Mittleren Keupers (Steinmergelkeuper) weisen die Wässer einen zunehmend pleistozänen Isotopengehalt auf. Hier berechnen sich in einem Exponentialmodell die Verweilzeiten der auf Klüften zirkulierenden Wässer – bei einer mittleren ^{14}C -Konzentrationen von 18.6 pmc – zu ca. 11 ka. In der ^4He -Bilanz berechnen sich hier die mittlern Verweilzeiten der Porenwässer zu knapp 60 ka, was einer Tiefengrundwasserneubildungsrate von 0.4 mma^{-1} entspricht. Das mittlere Porenwasser-Alter ist damit knapp 6 mal

größer, als das mittlere Kluftwasser-Alter. Aus der unterschiedlich großen Verweilzeit der Kluft- und Porenwässer berechnet sich bei einer angenommenen Kluftweite von $60\ \mu\text{m}$ der mittlere Kluftabstand zu 30 bis 60 m. Die Kluftwassergeschwindigkeit in einer solchen Kluft beträgt ca. $260\ \text{ma}^{-1}$.

Hydrogeologisch stellt im Lappwald die Oberkante des Oberen Gipskeupers (Mittlerer Keuper) die Grenze zu den immobilisierenden Formationswässern dar. Dieser Übergang von mobilen zu immobilisierenden Wässern in einer Tiefe von ca. 300 m u.GOK, die dem Salzspiegelniveau im Allertal entspricht, ist gekoppelt an einen Anstieg des Salzgehaltes von einigen 10 zu $350\ \text{g l}^{-1}$ (NaCl-Sättigung).

Von hier dringt molekular-diffusiv gelöstes NaCl mit einer Rate von $7.8 \cdot 10^{-4}\ \text{g cm}^{-2}\ \text{a}^{-1}$ in die von pleistozäner und holozäner Isotopensignatur gekennzeichneten Altershorizonte auf.

Die ^{34}S -Isotopie der drei unterhalb des Salzspiegelniveaus beprobten Kluftwässer im Lappwald zeigt, daß es sich bei den gesättigten Lösungen um Zechstein-Salz und damit um subrodiertes Salz vom Allertal-Salzstock handelt. Demzufolge berechnet sich aus dem molekular-diffusiv aufdringenden Salzfluß im Lappwald J_{NaCl} die Subrosionsrate des Zechstein-Diapirs zu $5.5 \cdot 10^{-3}\ \text{mm NaCl a}^{-1}$.

Im holozänen Grundwasserhorizont der SW-Randstörung wurde mit $0.35\ \text{g l}^{-1}$ eine vergleichsweise hohe mittlere Cl^{-} -Konzentration gemessen, die sich nicht allein durch das jährlich im Untersuchungsgebiet subrodierte Steinsalz von $220\ \text{t NaCl a}^{-1}$ erklären läßt. Durch Ablauung von Abraumhalden in der Nähe der beiden Schachtausgänge 'Marie' und 'Bartensleben' werden noch zusätzlich $530\ \text{t NaCl a}^{-1}$ ins Grundwassersystem eingetragen.

Offen bleibt, zu welchem Anteil die Fracht des sog. Salzbaches von insgesamt $450\ \text{t NaCl a}^{-1}$ geogen verursacht wird. Berechnen läßt sich nur der antropogene Anteil von $110\ \text{t NaCl a}^{-1}$. Die Porenwasseruntersuchungen von nahegelegenen Bohrungen ergeben hohe Cl^{-} - und ^4He -Konzentrationen in geringen Tiefen, die auf lokalen Aufstieg von salzhaltigen, alten Wässern schließen lassen. Die ^{34}S -Isotopie der entsprechenden Grundwässer läßt die Möglichkeit offen, daß es sich auch hier um subrodiertes Steinsalz vom Zechstein-Diapir handelt.

Die molekular-diffusiven Flüsse von ^4He und Cl^{-} durch das Hutgestein berechnen sich zu Werten, die einen Faktor 100 kleiner sind als die, die im Lappwald aus der Tiefe aufdringen. Die Cl^{-} - und ^4He -Konzentrationen der Grund- und Porenwässer im Allertal werden nicht durch diffusiv aufdringende Stoffmengen, sondern durch den lateralen Herantransport von der Lappwald-Scholle erklärt.

Aus einem ungestörten, 200 m langen Tiefenprofil durch den Anhydrit des Hutgesteins berechnet sich die Diffusionskonstante für ^4He in diesem Porenraum zu $D_p = 4 \cdot 10^{-7}\ \text{cm}^{-2}\ \text{s}^{-1}$. Aufgrund der geringen Matrixdurchlässigkeit kann der für die Subrosion mindestens benötigte Wasserdurchsatz durch das Hutgestein von $3.4 \cdot 10^{-5}\ \text{m}^3/\text{m}^2\ \text{a}^{-1}$ nur durch die Existenz von Klüften erklärt werden. Tatsächlich werden bei zwei von vier der über 80 m in das Hutgestein abgeteuften Bohrungen Kluftwasserzuläufe beprobt.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zum Wasser- und Stofftransport in den teilweise gering bis geringst wasserdurchlässigen Sedimentgesteinen und dem Deckgebirge (Hutgestein) des Allertal-Salzstockes wurden durch umfangreiche isotopenhydrologische Untersuchungen, insbesondere durch die Anwendung einer neuen Probenahmemethode ermöglicht. Im Rahmen des Standortuntersuchungsprogrammes ERA Morsleben stellen die Ergebnisse eine wichtige Grundlage dar, anhand derer zwei Grundwasser-Modellrechnungen der Firma COLENCO geeicht werden

sollen: Ein dreidimensionales Süßwasser-Modell zur Charakterisierung des regionalen Grundwasserflusses im Projektgebiet sowie ein zweidimensionales Salzwasser-Modell zur Ermittlung des Grundwasserflusses zwischen dem Wirtsgestein und der Biosphäre.

Anhang A

Tiefenprofile und Meßwertetabellen

A.1 δD - und ^4He -Tiefenprofile der Porenwässer

In den folgenden Abbildungen A.1 bis A.22 sind jeweils links die Tiefenprofile¹ der ^4He -Konzentration und rechts die des δD -Isotopengehaltes aller 24 Bohrungen aufgeführt. Die Abbildungsüberschriften enthalten jeweils den Namen sowie die Lage der Bohrung: L = Lappwald, R = SW-Randstörung und A = Allertal. Das Kreis-Symbol steht für Porenwasserproben, das offene Quadrat für Grund- bzw. Kluftwasserproben. Die horizontalen Linien in den Bildern kennzeichnen die jeweils erbohrte Stratigraphie.

Die ^4He -Konzentrationen zeigen mit Werten zwischen der Äquilibriumskonzentration von $4.4 \cdot 10^{-8} \text{ mlSTP g}^{-1}$ und maximalen Konzentrationen von $1.8 \cdot 10^{-2} \text{ mlSTP g}^{-1}$ eine sehr große Dynamik (logarithmische Skalierung).

Die δD -Tiefenprofile enthalten die in den Meßwertetabellen A.1 bis A.10 aufgeführten korrigierten δD -Werte. Die zwei strichlinierten, vertikalen Linien bei $\delta\text{D} = -78\text{‰}$ und bei $\delta\text{D} = -63\text{‰}$ markieren pleistozäne bzw. typisch holozäne Signatur. In den zwei tiefen Lappwald-Bohrungen Dp Mors 52 a und 55 a sowie in vielen der bis in das Hutgestein reichenden Bohrungen im Allertal wurden Wässer mit Formationswasserisotopie erbohrt.

Enthalten Gesteinsproben Gipsbeimengungen, z.B. solche aus dem Oberen Gipskeuper und dem Zechstein, so wurde beim Standard-Trocknungsverfahren bzw. bei der Destillation bei 105 °C Gipskristallwasser extrahiert (Abs. 3.2.3). Die auf diese zu große Wassermenge bezogenen ^4He -Konzentrationen können um Größenordnungen unterschätzt werden. Ausserdem zeigen gipshaltige Gesteinsproben häufig die in Abs. 3.2.3 diskutierten Auffälligkeiten in der Signatur der stabilen Isotope. In den Bildunterschriften wird auf diese Proben hingewiesen.

Die hier dargestellten Meßwerte der Porenwasserproben (Symbol: Kreis) sind in den Tabellen A.1 bis A.10 aufgeführt, die der Grundwasserproben (Symbol: offenes Quadrat) in den Meßwertetabellen A.11 bis A.14.

¹Die Achsenbeschriftung 'Teufe' entspricht der Tiefe ohne negativem Vorzeichen.

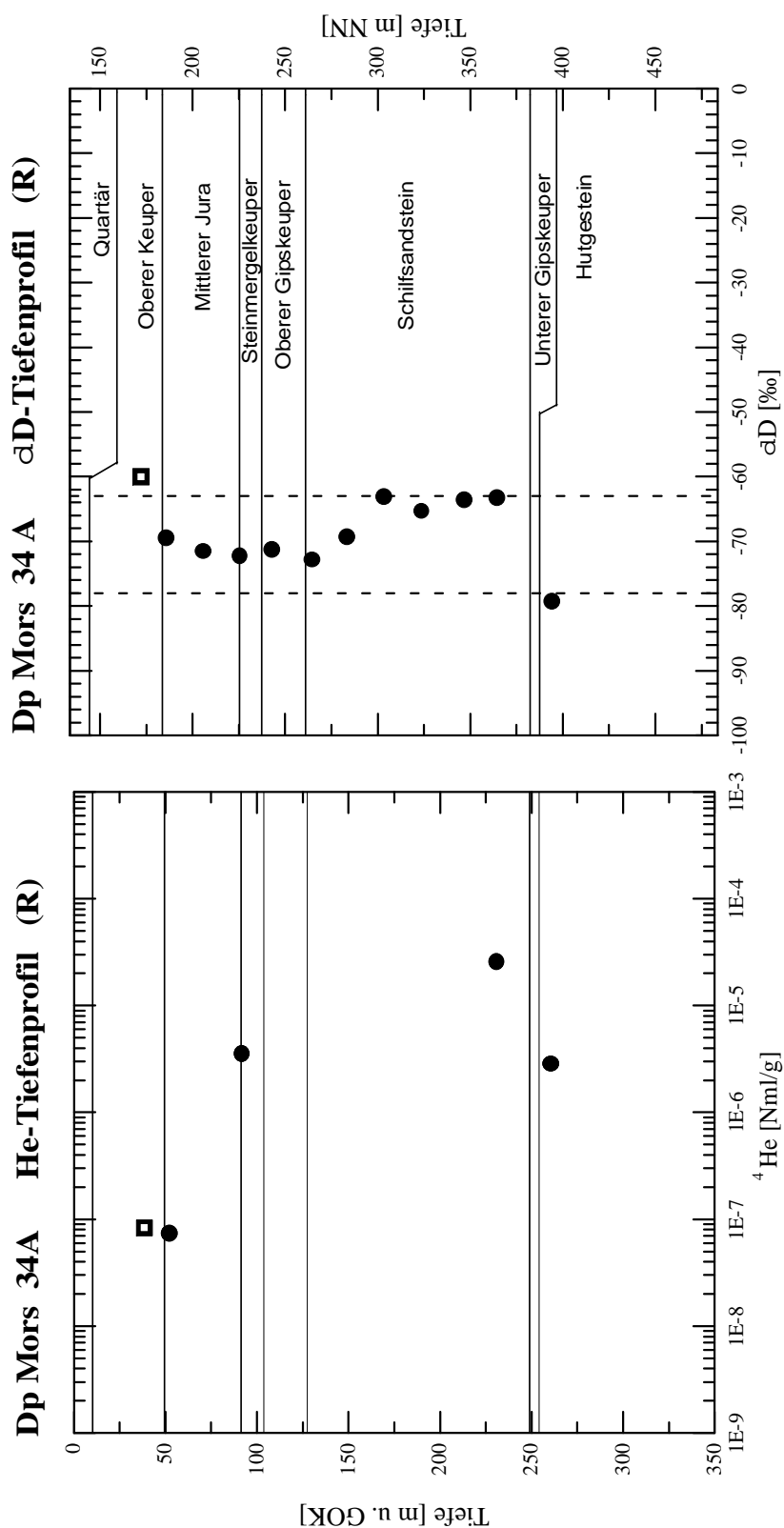


Abbildung A.1: Dp Mors 34 a: Oberhalb 70 m werden holozäne, darunter pleistozäne Wässer mit ^4He -Konzentrationen $\geq 2 \cdot 10^{-7} \text{ mlSTP g}^{-1}$ angetroffen. Unterhalb 230 m ist die ^4He -Konzentration $\geq 2 \cdot 10^{-5} \text{ mlSTP g}^{-1}$ (Kriterium für Formationswässer). Die Probe in 261 m Tiefe (Zechstein) enthält Gips.

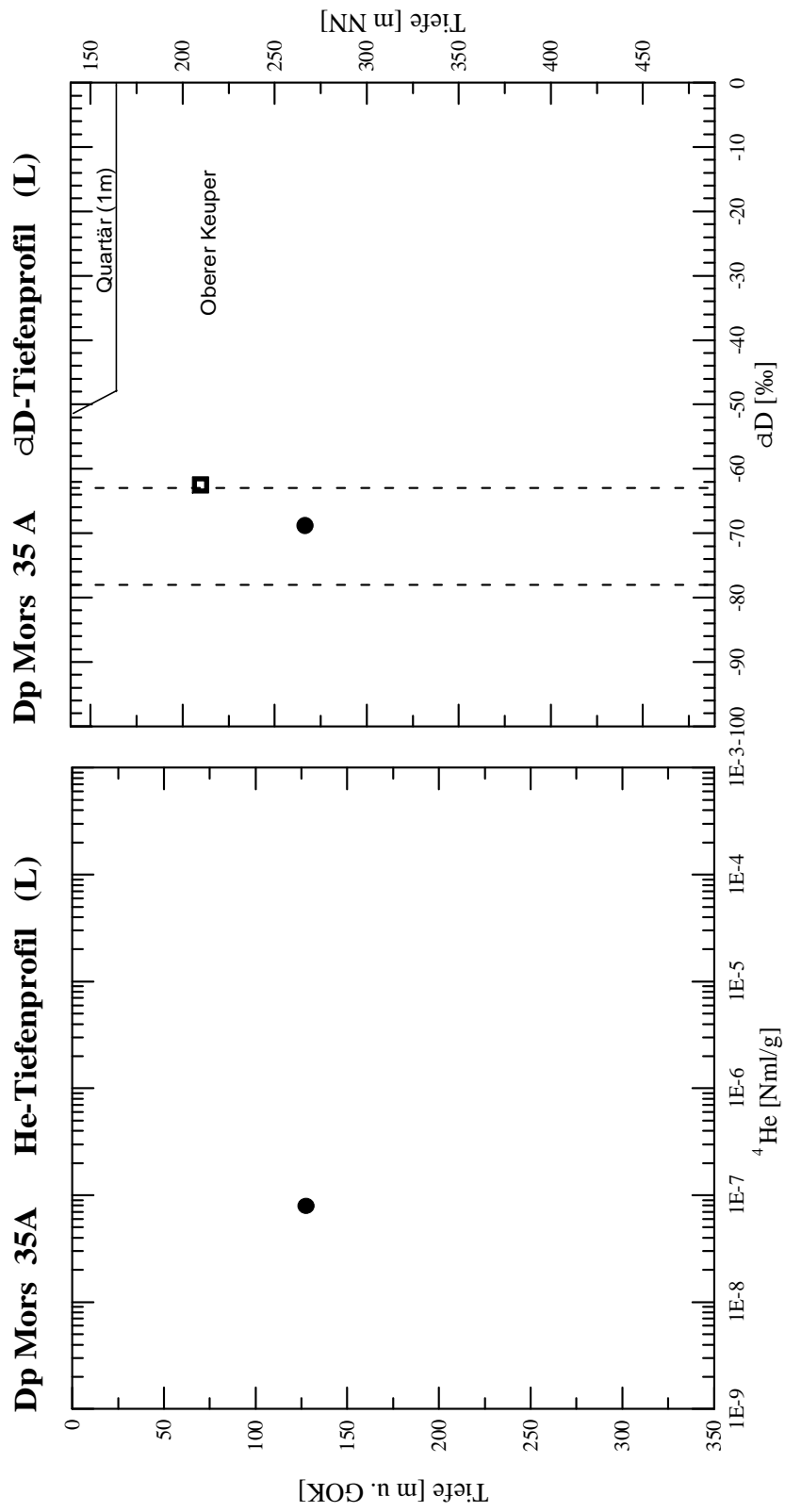


Abbildung A.2: ^4He - und δD -Tiefenprofil der Bohrung Dp Mors 35 a

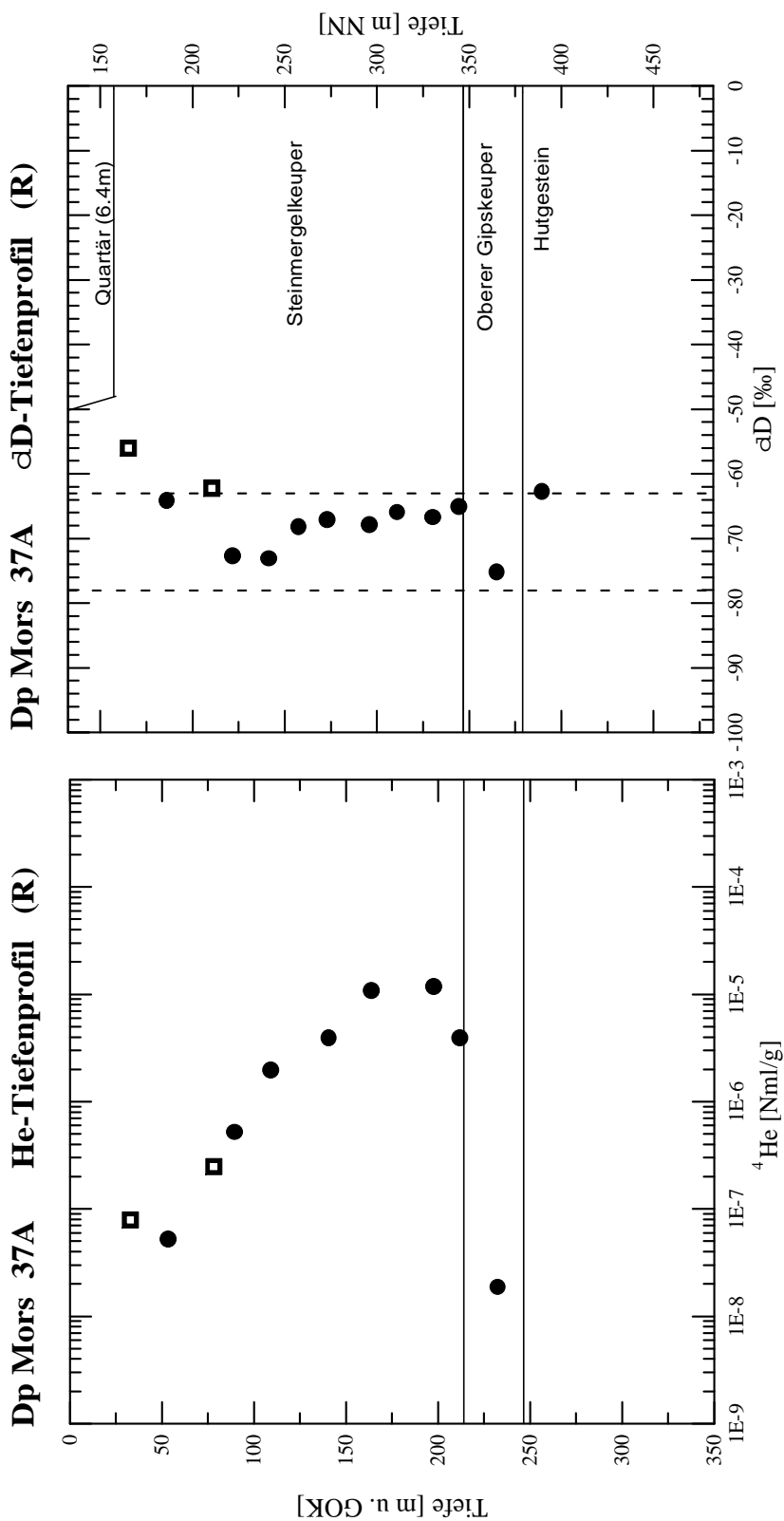


Abbildung A.3: Dp Mors 37a: Die Profilverläufe sind denen der Bohrung Dp Mors 34 a vergleichbar. Unterhalb 90 m werden pleistozäne Wässer angetroffen. Die Gesteinsprobe in 232 m Tiefe enthält Gips.

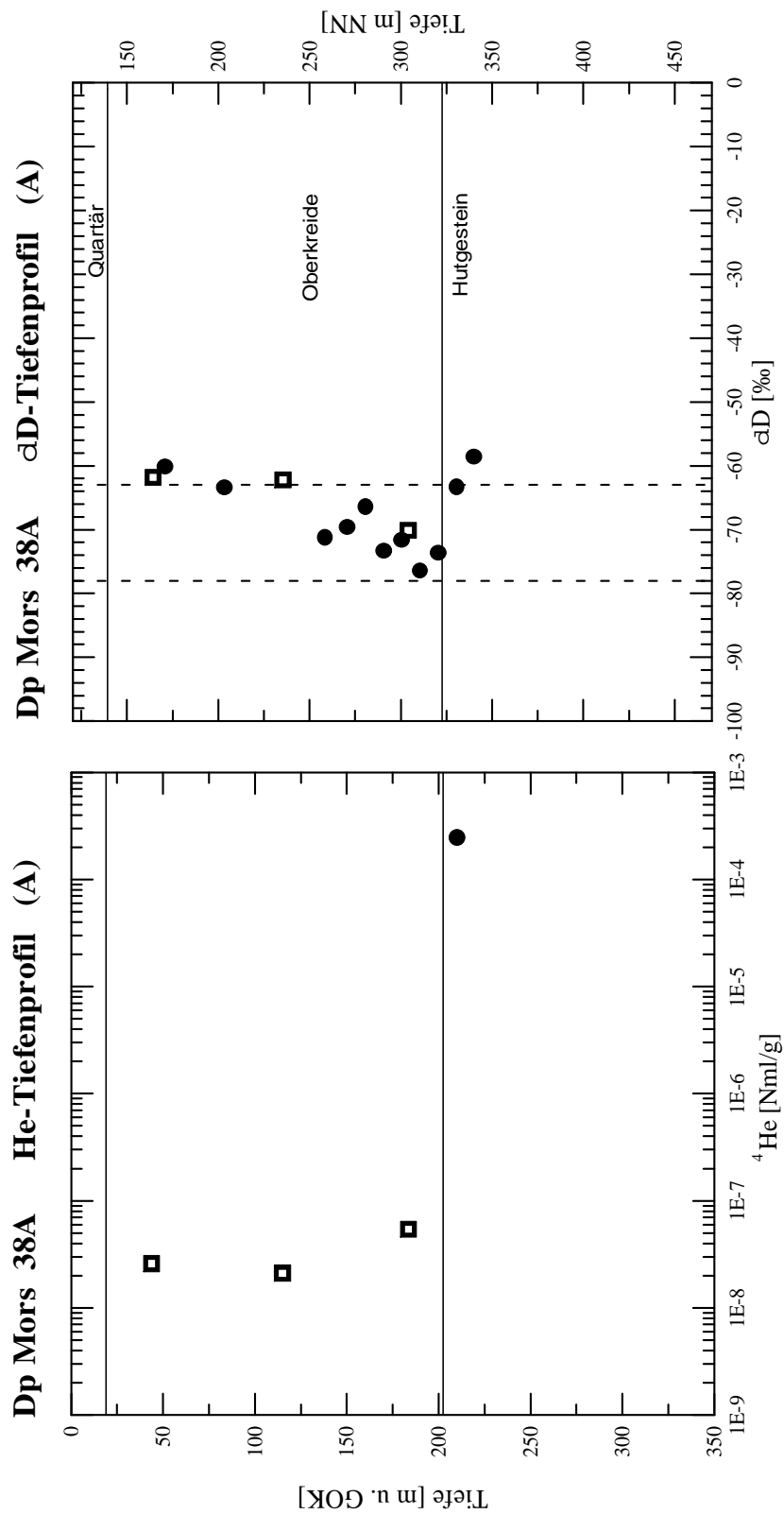


Abbildung A.4: Dp Mors 38a: Am δD -Gehalt der Porenwässer im Oberkreide-Aquifer ist der Übergang von holozäner zu pleistozäner Isotopie ab 138 m Tiefe zu erkennen. Der Übergang in das Hutgestein (Zechstein) ist durch einen großen Anstieg der ^4He -Konzentration gekennzeichnet.

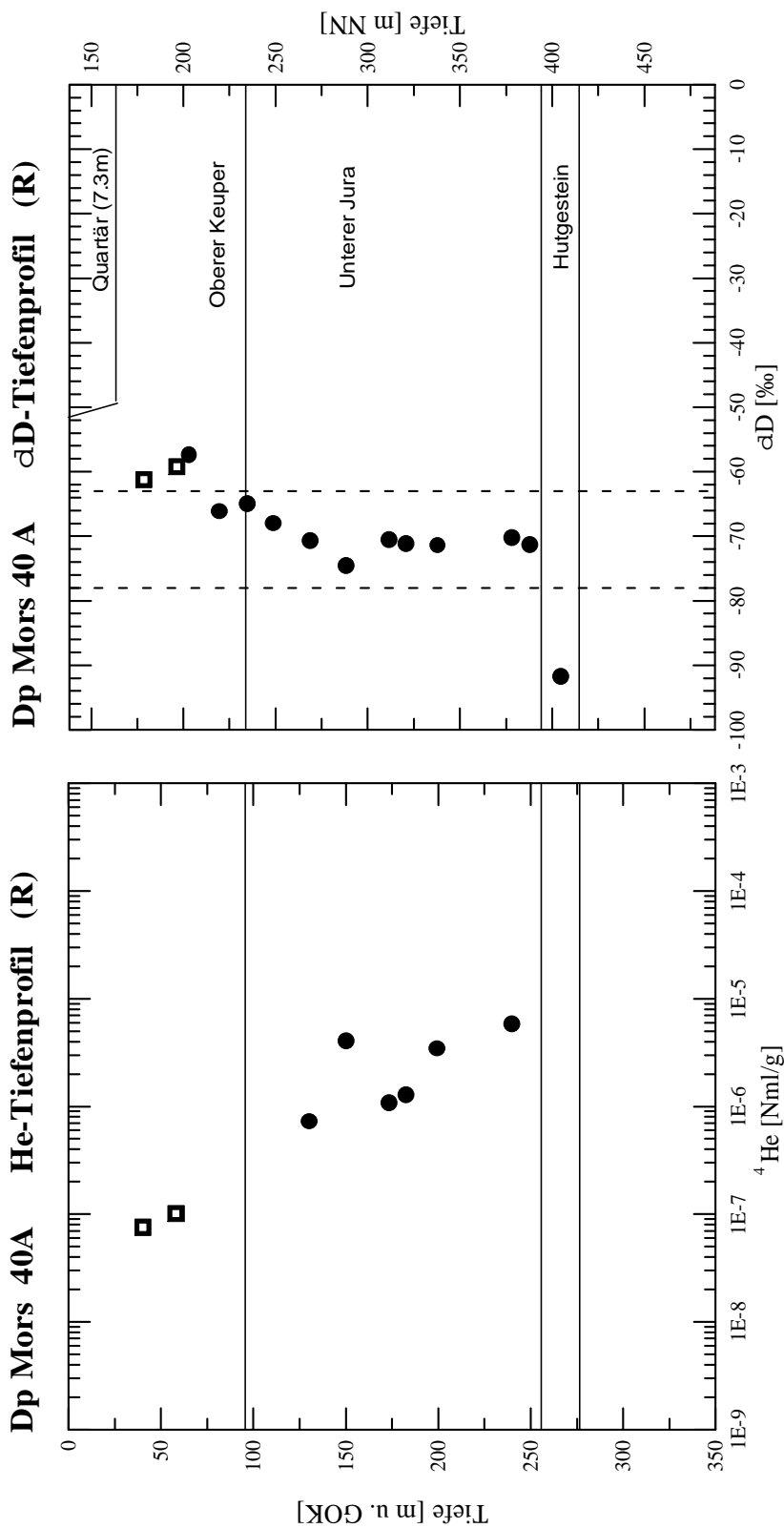


Abbildung A.5: Dp Mors 40 a: Oberhalb 120 m werden holozäne, darunter pleistozäne Wässer angetroffen. Der δD-Gehalt der Probe aus dem Zechstein ist durch Gipskristallwasser beeinflusst.

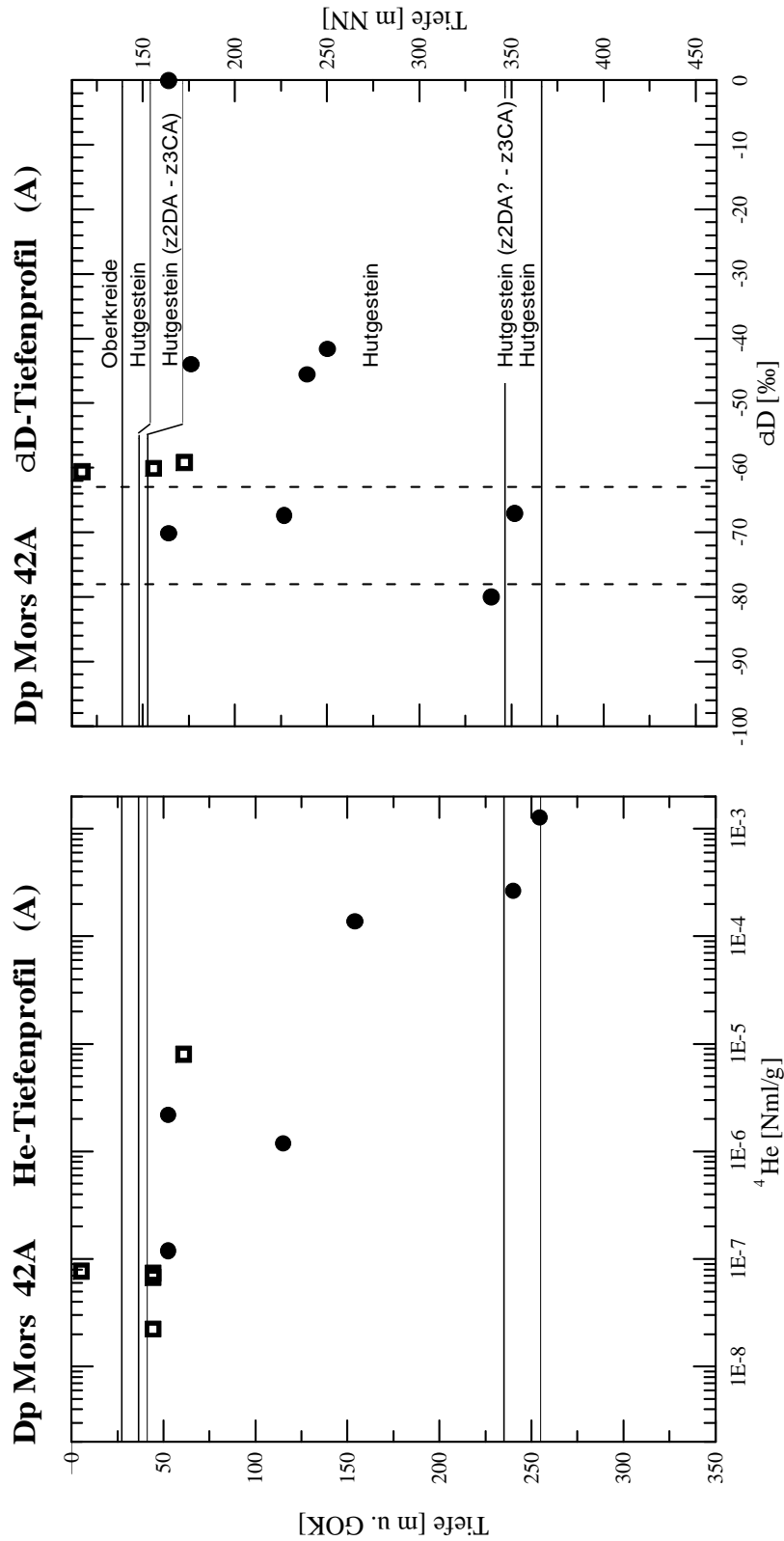


Abbildung A.6: Dp Mors 42a: Die Bohrung reicht über 200 m Länge tief in das Hutgestein des Salzstockes. Die ^4He -Konzentration zeigt einen Anstieg um $4\frac{1}{2}$ Größenordnungen. Unterhalb 70 m wird die ^4He -Konzentration im Hutgestein (Zechstein) nicht mehr durch zirkulierende Wässer beeinflusst (vergleiche Abb. 6.1, Abb. A.8). Zur Verdeutlichung des ‘Gips-Effektes’ wurde der ^4He -Gehalt der Probe in 115 m ‘korrigiert’, s. Wassergehalt in Tab. A.3)

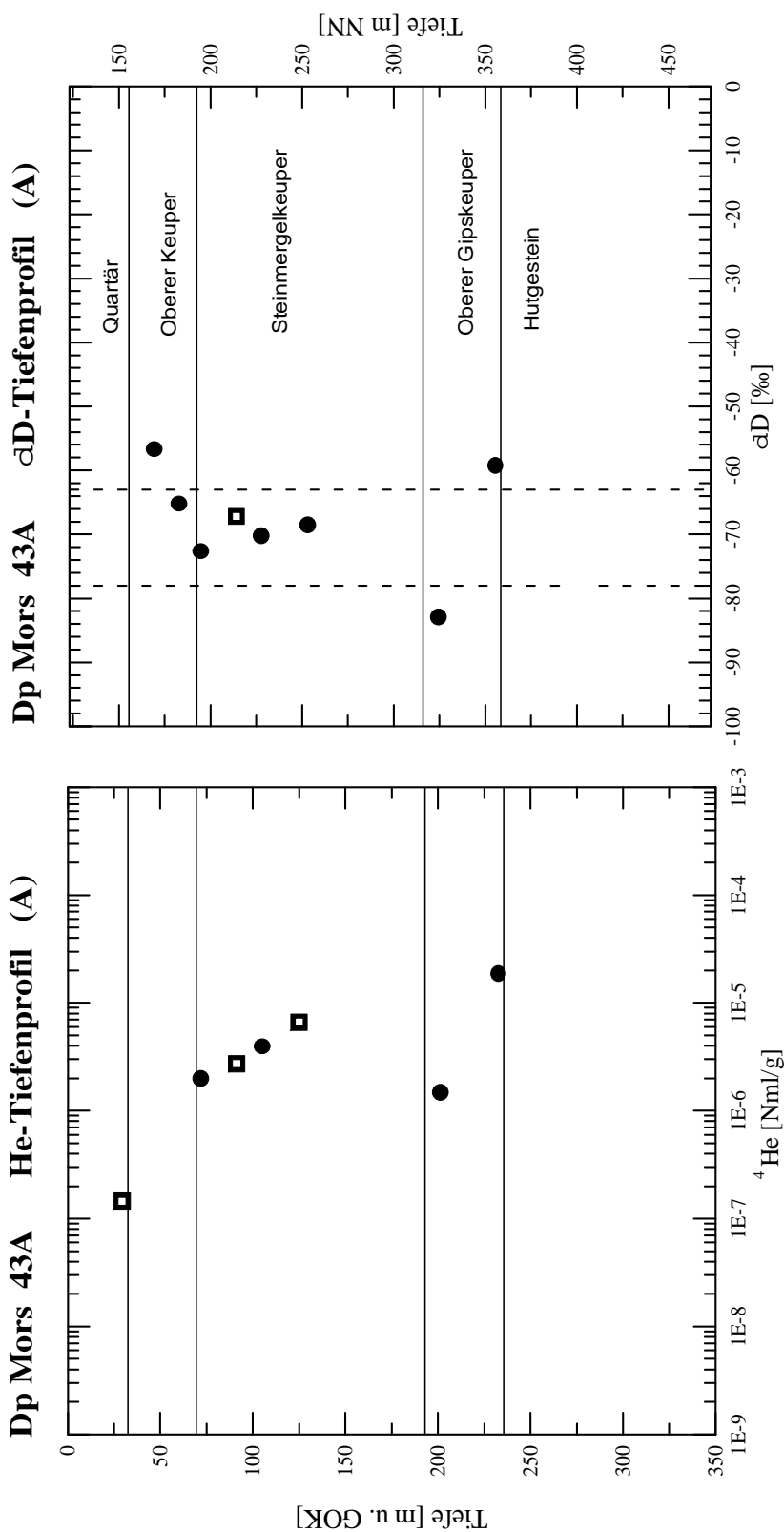


Abbildung A.7: Dp Mors 43a: Bis 72 m werden holozäne, darunter pleistozäne Wässer ange-
troffen. Die ^4He -Konzentrationen von Grund- und Porenwasserproben zeigen gute Übereinstim-
mung.

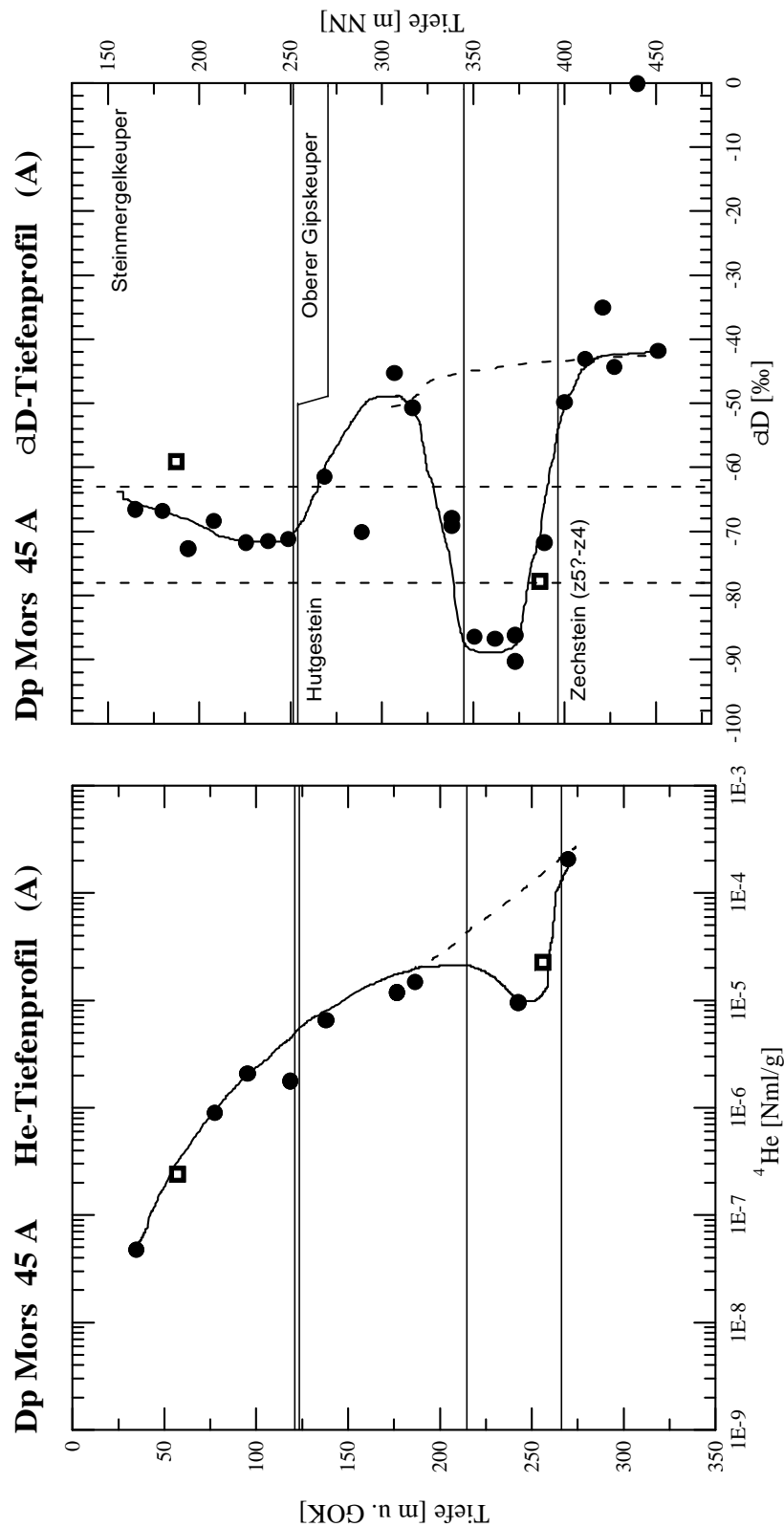


Abbildung A.8: Dp Mors 45 a: Die ^4He -Konzentration des Porenwassers zeigt bis in ca. 200 m Tiefe einen kontinuierlichen Anstieg. In 250 m wurde eine Kluftwasserprobe beprobt. Das durch die Kluftwasserisotopie geprägte δD -Profil im Zechstein wird in Abb. 3.3 diskutiert. δD -Isotopie und ^4He -Konzentration von Poren- und Kluftwasser zeigen gute Übereinstimmung.

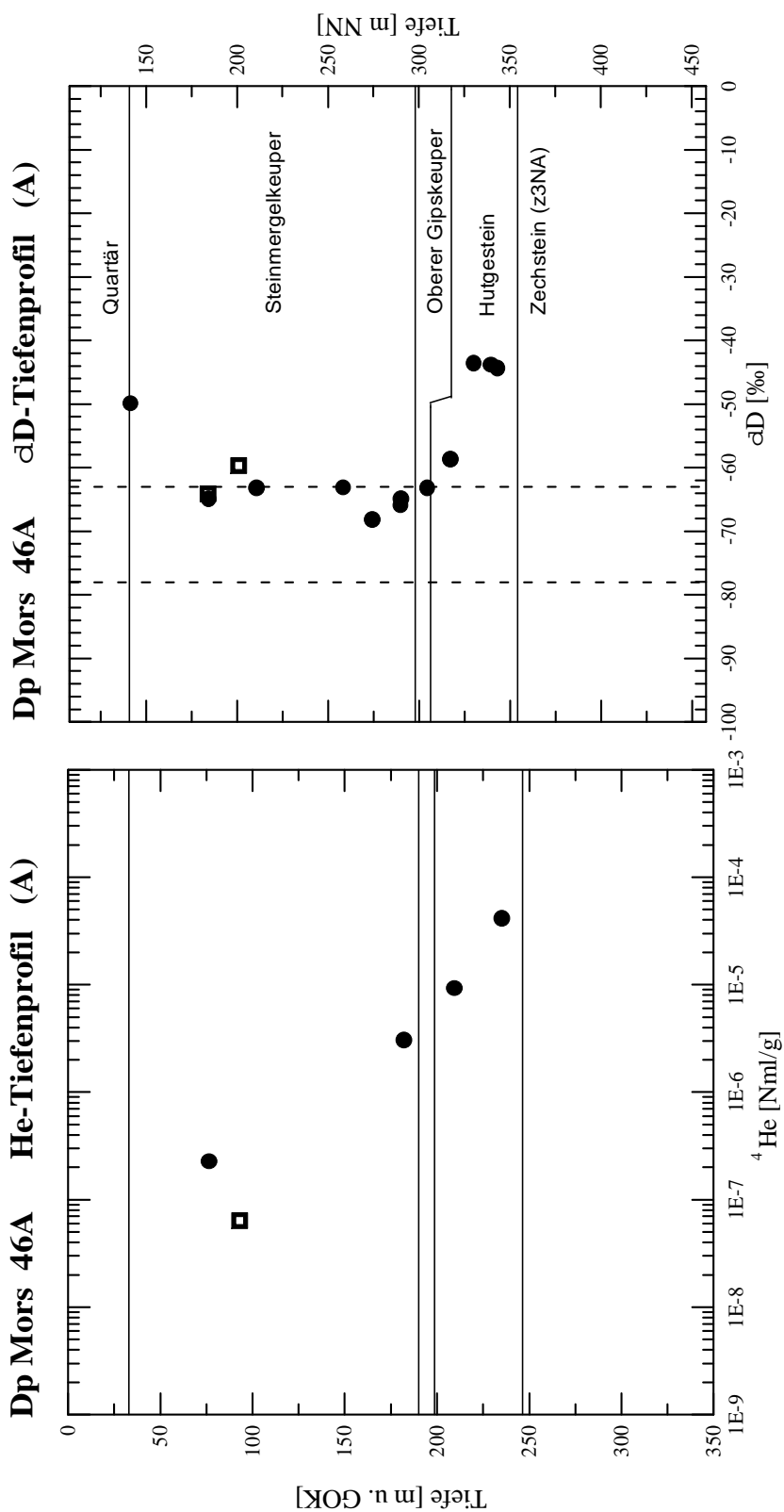


Abbildung A.9: Dp Mors 46 a: Der Übergang von holozänen zu pleistozänen Wässern wurde aufgrund der in 76 m Tiefe gemessenen ^4He -Konzentration von $\geq 2 \cdot 10^{-7} \text{ ml STP g}^{-1}$ festgelegt. Der Übergang zu Formationswässern wurde in einer Tiefe von 223 m erbohrt.

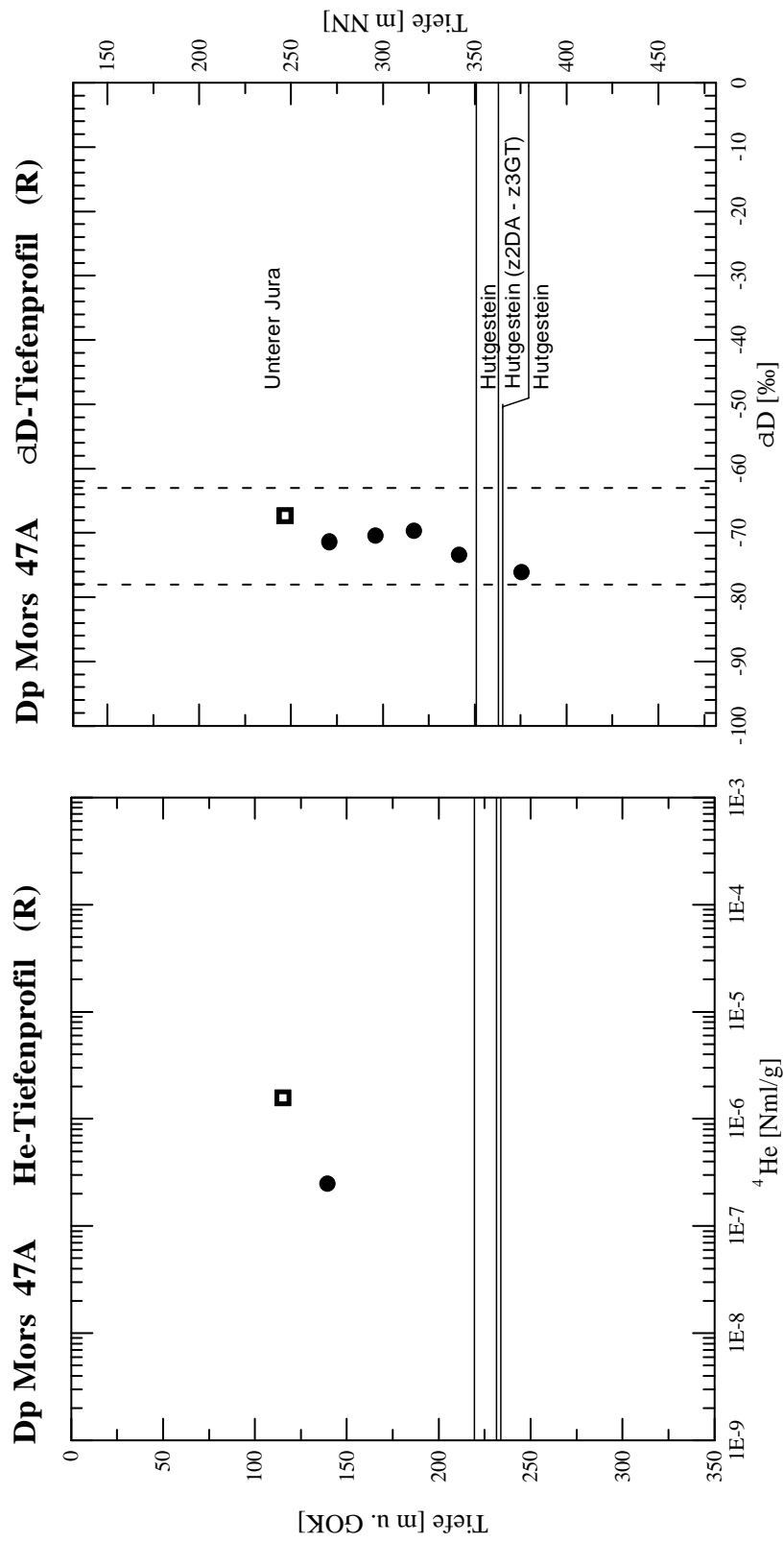


Abbildung A.10: ^4He - und δD -Tiefenprofil der Bohrung Dp Mors 47a

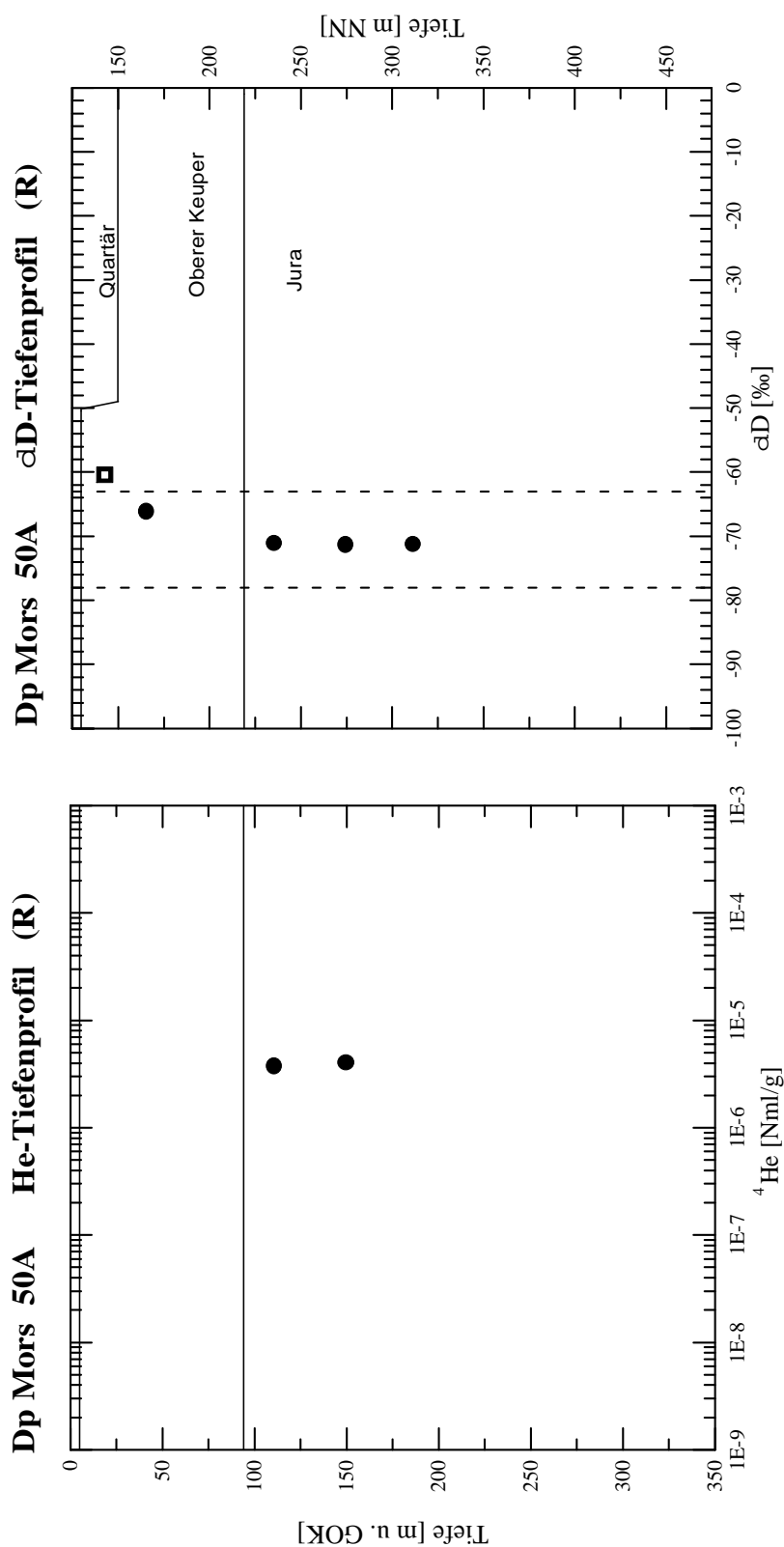


Abbildung A.11: Dp Mors 50a: Bereits in gut 100 m Tiefe werden – ebenso wie in der benachbarten Bohrung Dp Mors 51a – hohe ${}^4\text{He}$ -Konzentrationen angetroffen. Diese sprechen neben den hohen Salzgehalten (Tab. A.5) und der Nähe zur Quelle des Salzaches für ein lokales Aufstiegsgebiet von Tiefengrundwässern (Abs. 5.3.8).

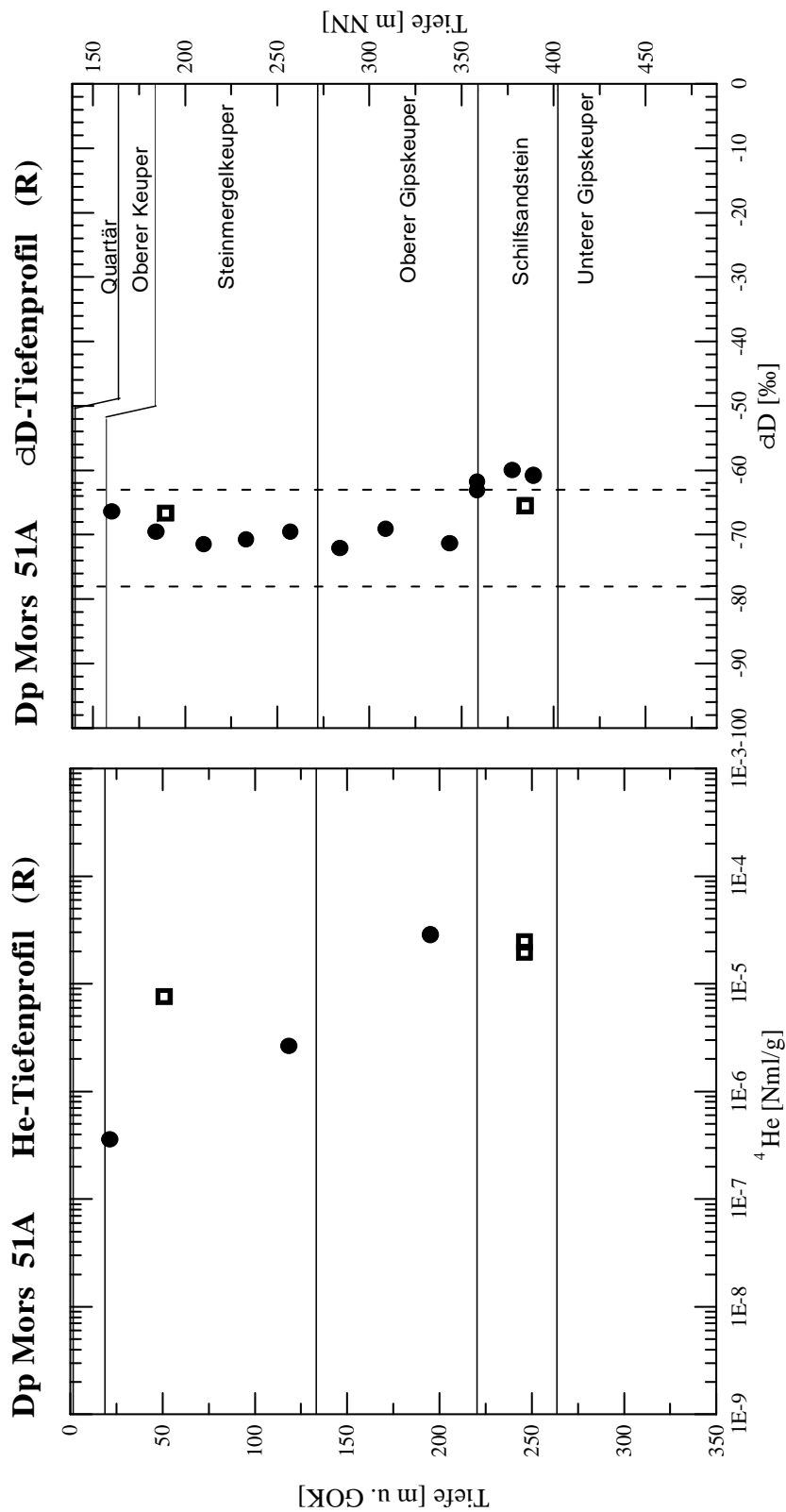


Abbildung A.12: Dp Mors 51 a: Bereits in gut 20 m Tiefe werden hohe ^4He -Konzentrationen angetroffen. Diese sprechen neben den hohen Salzgehalten (Tab. A.6) und der Nähe zur Quelle des Salzbaehes (Abs. 5.3.8) – ebenso wie die hohen Konzentrationen in der benachbarten Bohrung Dp Mors 50 a – für eine lokales Aufstiegsgebiet von Tiefengrundwässern.

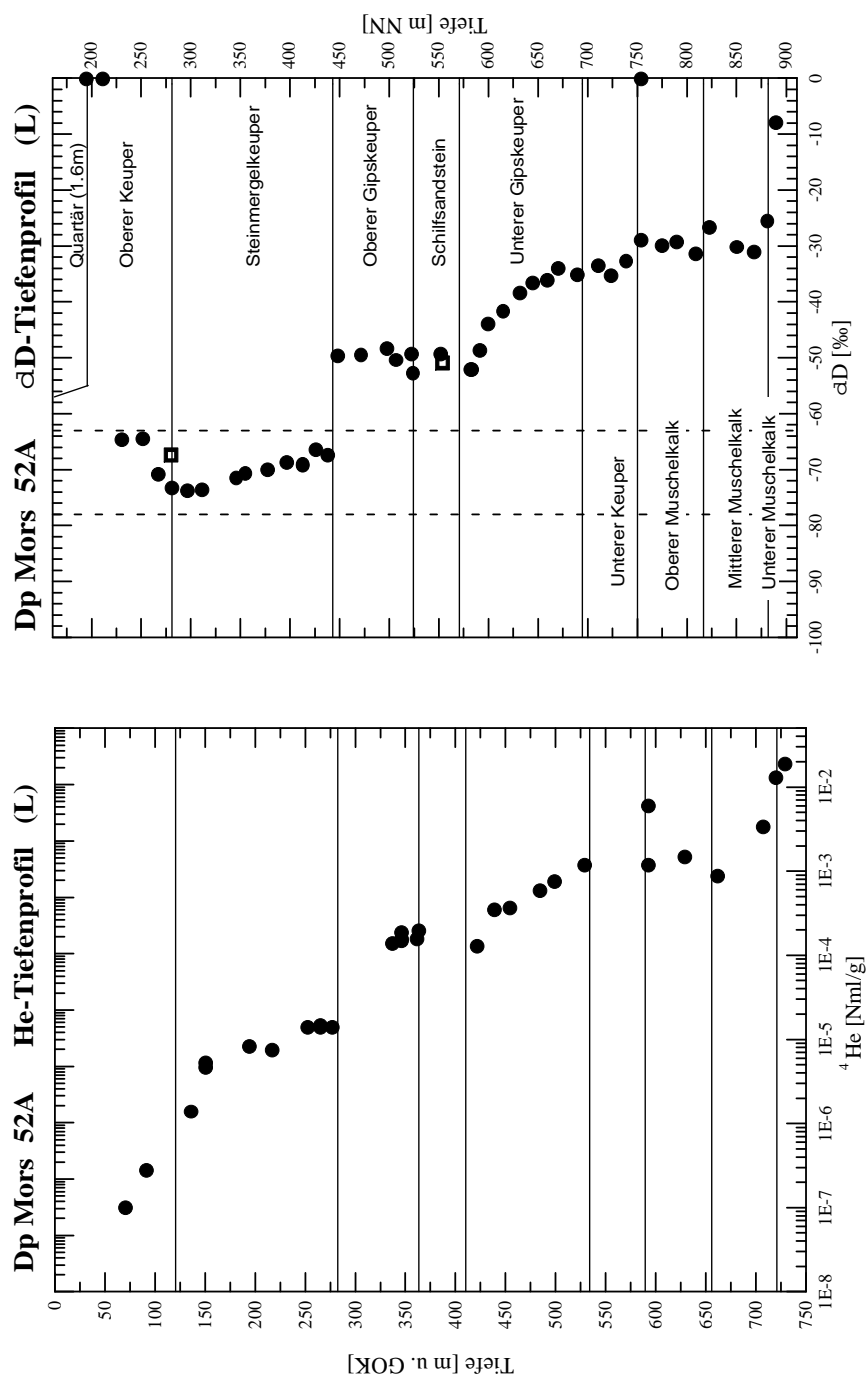


Abbildung A.13: Dp Mors 52 a: Der ^4He -Gehalt der Porenwässer steigt um fast sechs Größenordnungen (anderer Maßstab) auf Werte bis $2 \cdot 10^{-2} \text{ ml STP g}^{-1}$ in 730 m Tiefe. Holozäne Wässer werden bis in 91 m Tiefe, pleistozäne Wässer bis in 288 m Tiefe angetroffen. Der starke Anstieg von ^4He unterhalb 300 m Tiefe (-140 m NN) fällt zusammen mit einem Anstieg des Salzgehaltes der Porenwässer auf Sättigungskonzentration (Tab. A.7) und dem Übergang im Isotopengehalt von meteorischen Wässern zu Formationswässern. Anhand dieser tiefsten Bohrung im Untersuchungsgebiet wurde von Osenbrück [1996] mit dem Gradienten-Ansatz (Gl. 6.2) der diffusive ^4He -Fluß aus den tiefen Lappwald-Sedimenten bestimmt (Abs. 5.2).

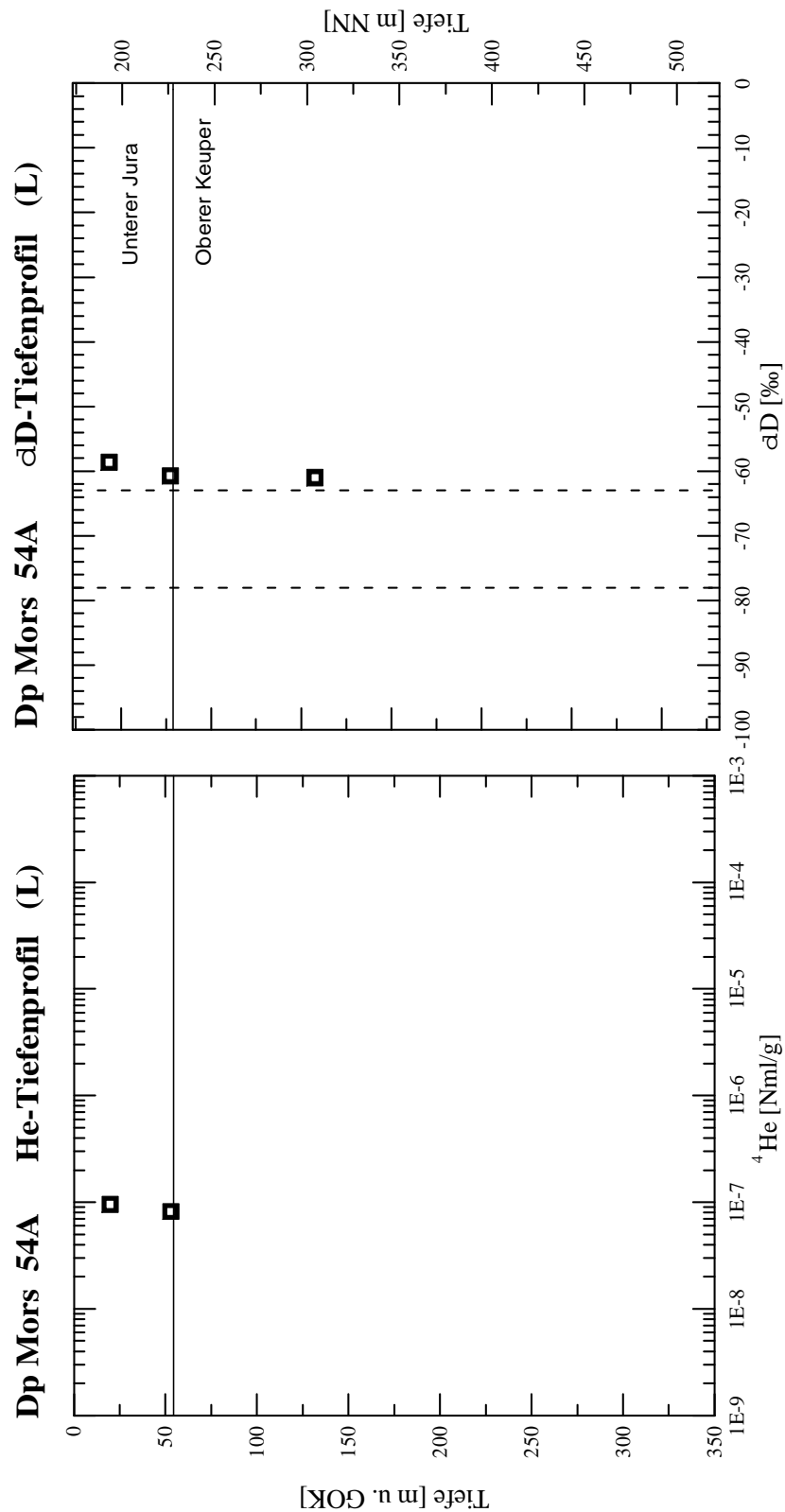


Abbildung A.14: Dp Mors 54 a: An dieser Bohrung aus dem Lappwald wurden keine Proben zur Bestimmung des Edelgasgehaltenes an Porenwässern beprobt. Die Grundwasserproben zeigen mit der Tiefe kontinuierlich ansteigende ^4He -Konzentrationen, oberhalb 130 m haben sie holozänen Isotopengehalt.

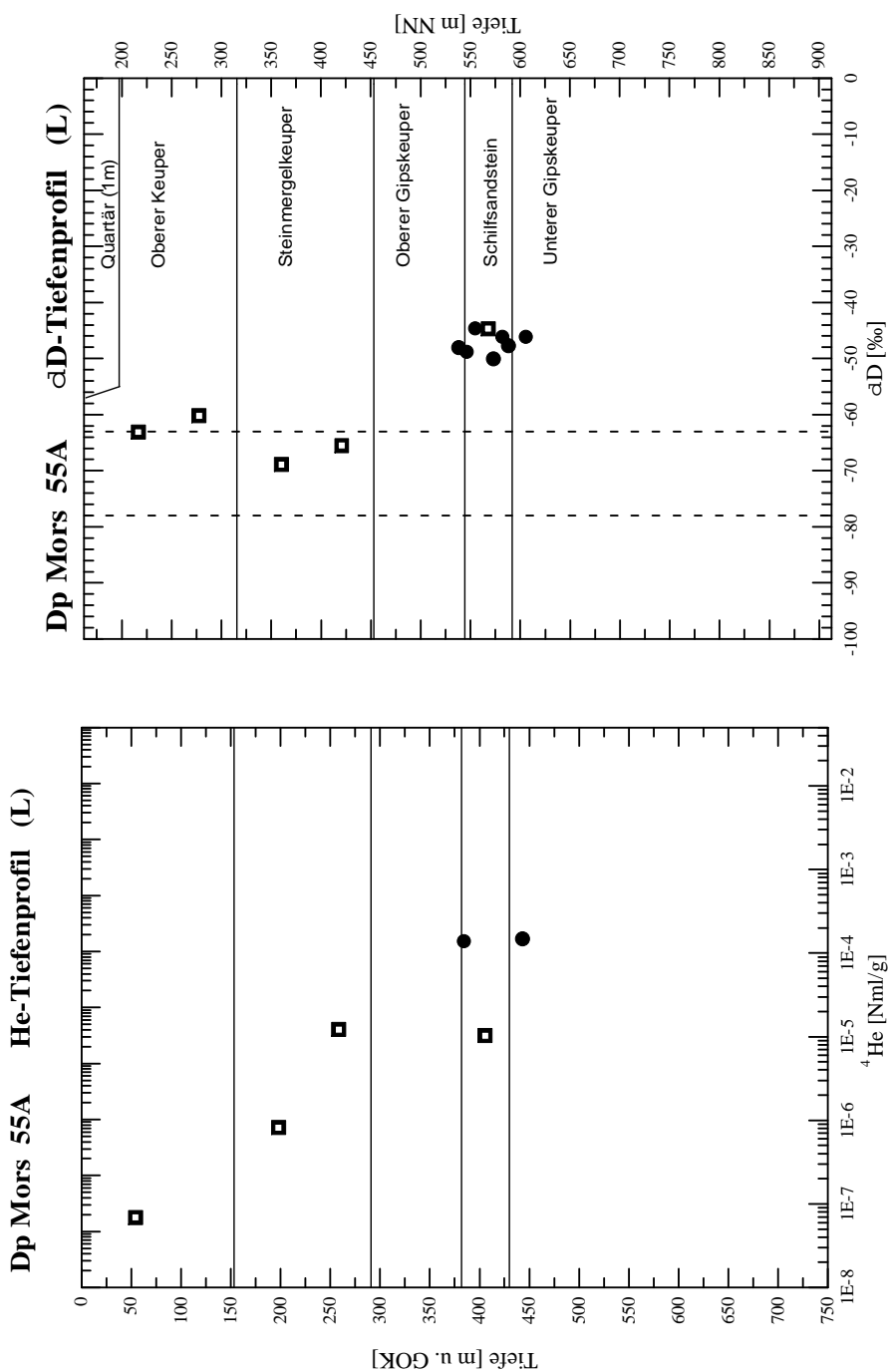


Abbildung A.15: Dp Mors 55a: Diese Bohrung im Lappwald wurde im wesentlichen gemeißelt. Lediglich im Tiefenintervall von 376 bis 450 m konnten Porenwasserproben aus Bohrkernen gewonnen werden. Die gemessenen ⁴He- und delta D-Gehalte der Grund- und Porenwasserproben sind denen der Bohrung Dp Mors 52 a vergleichbar.

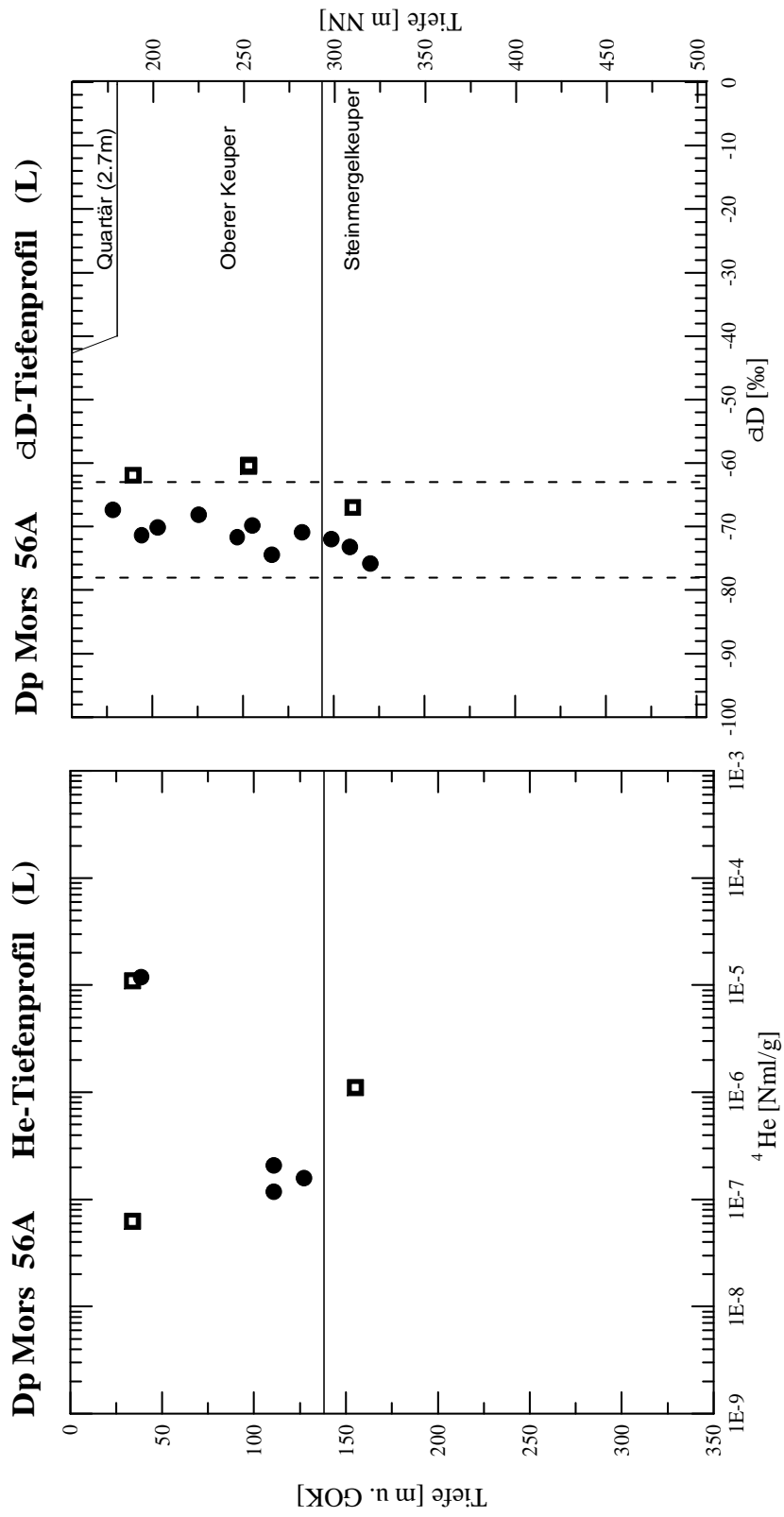


Abbildung A.16: ^4He - und δD -Tiefenprofil der Bohrung Dp Mors 56 a

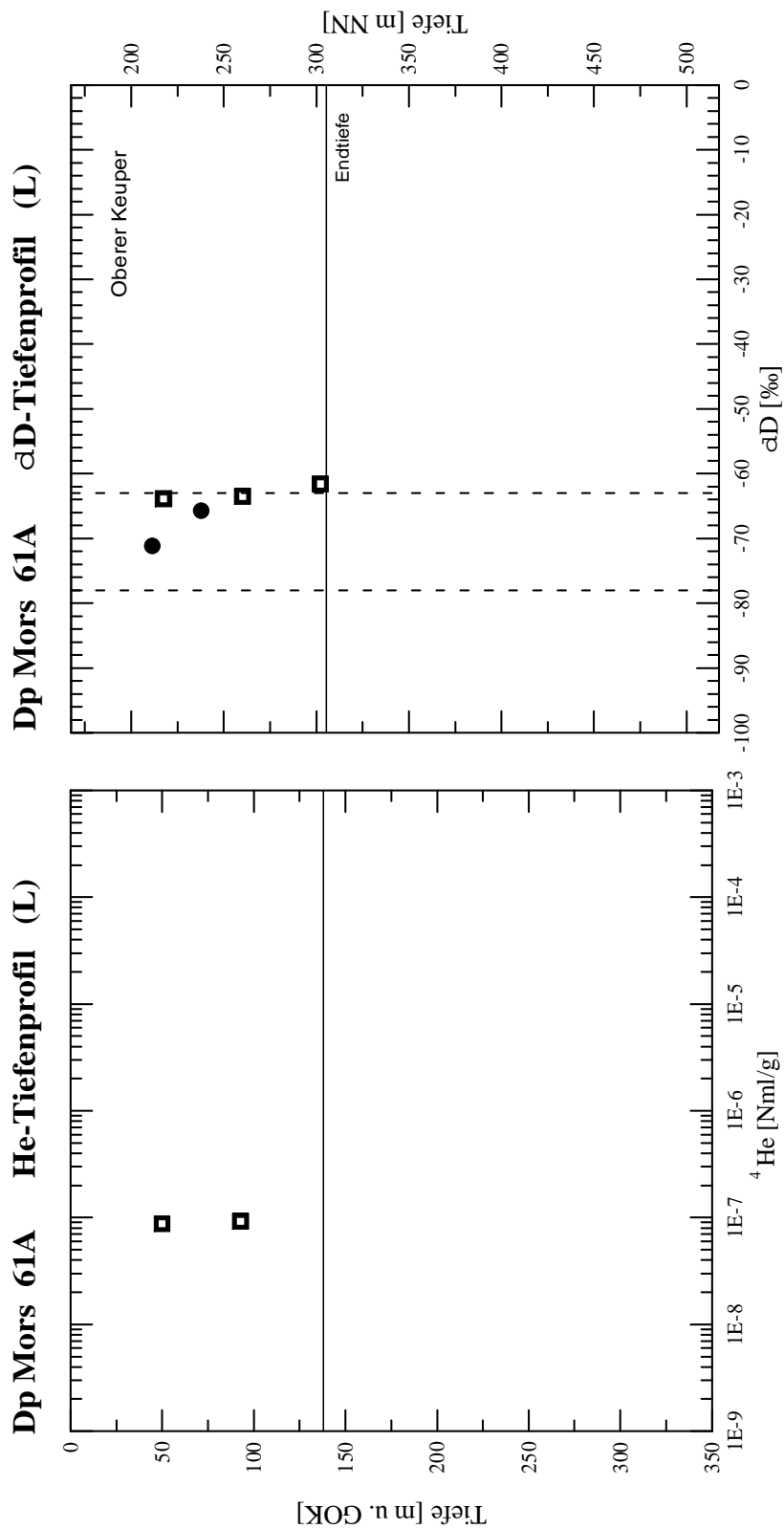


Abbildung A.17: ⁴He- und δD-Tiefenprofil der Bohrung Dp Mors 61 a

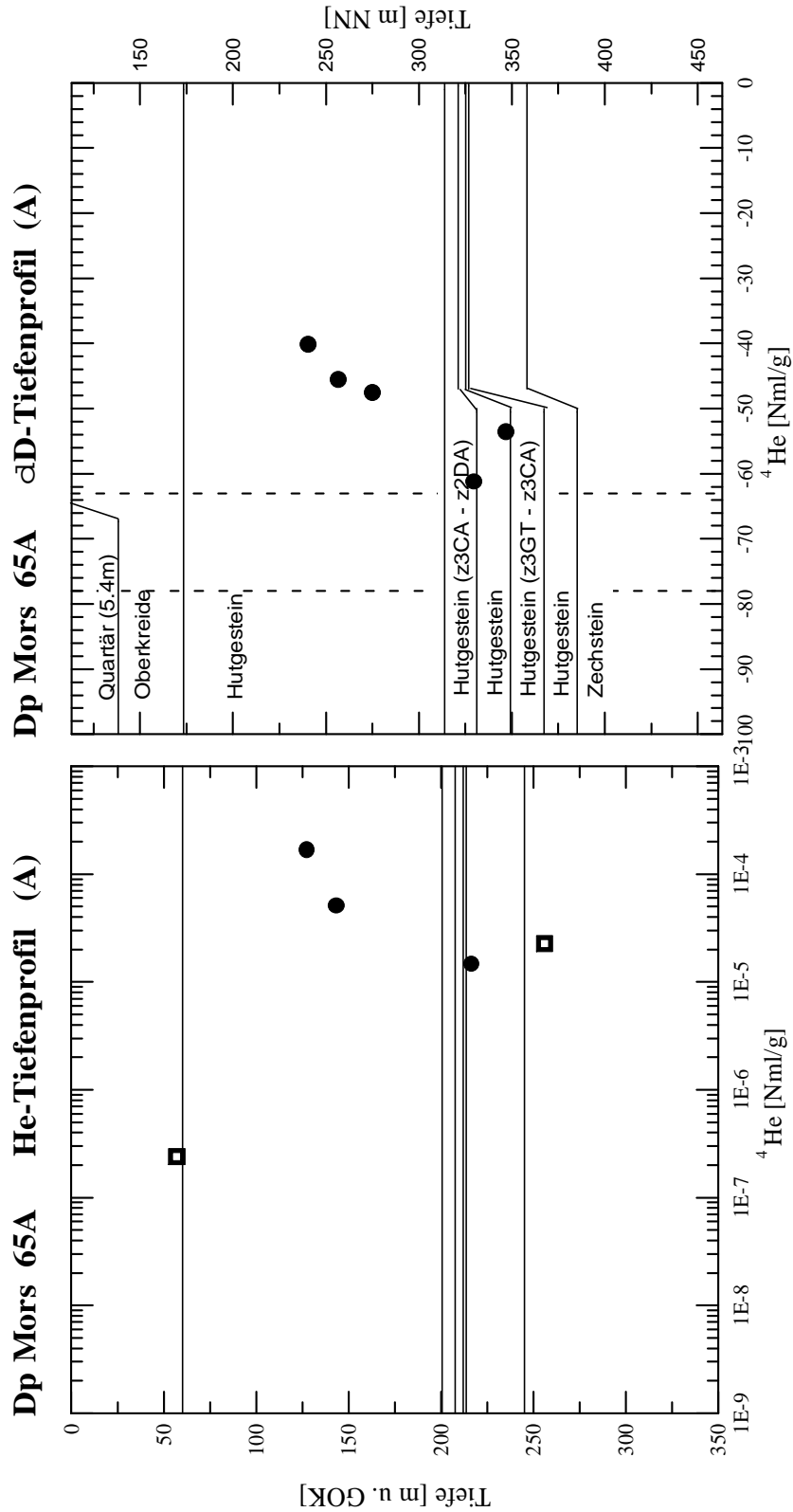


Abbildung A.18: Dp Mors 65a: Ebenso wie bei Dp Mors 42a, 45a und 72a reicht hier die Bohrung gut 200 m tief in das Hutgestein des Allertal-Salzstockes. In 200 m unter Gelände konnte ein Kluftwasserzulauf mit meteorischer Isotopensignatur und deutlich geringerer ^4He -Konzentration beprobt werden. Siehe auch Abs. 6.1 und Abb. 6.1.

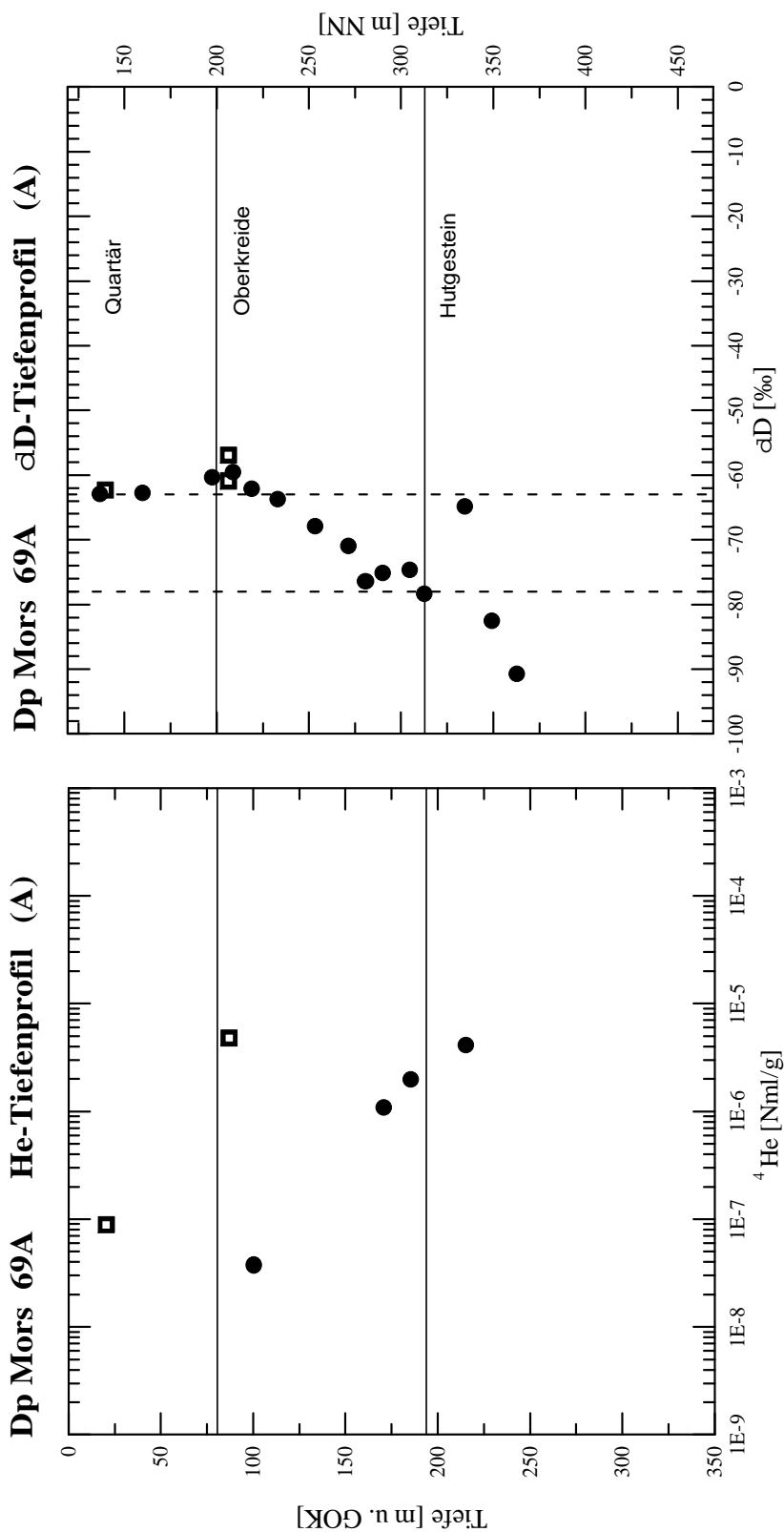


Abbildung A.19: Dp Mors 69 a: Diese Bohrung ist bzgl. Geologie (Oberkreide, Zechstein) und gemessenen Konzentrationen den Ergebnissen der Bohrung Dp Mors 38 a ähnlich. In 135 m vollzieht sich der Übergang von holozänen zu pleistozänen Porenwässern. Die Gesteinsproben in 230 und 243 m Tiefe sind gipshaltig.

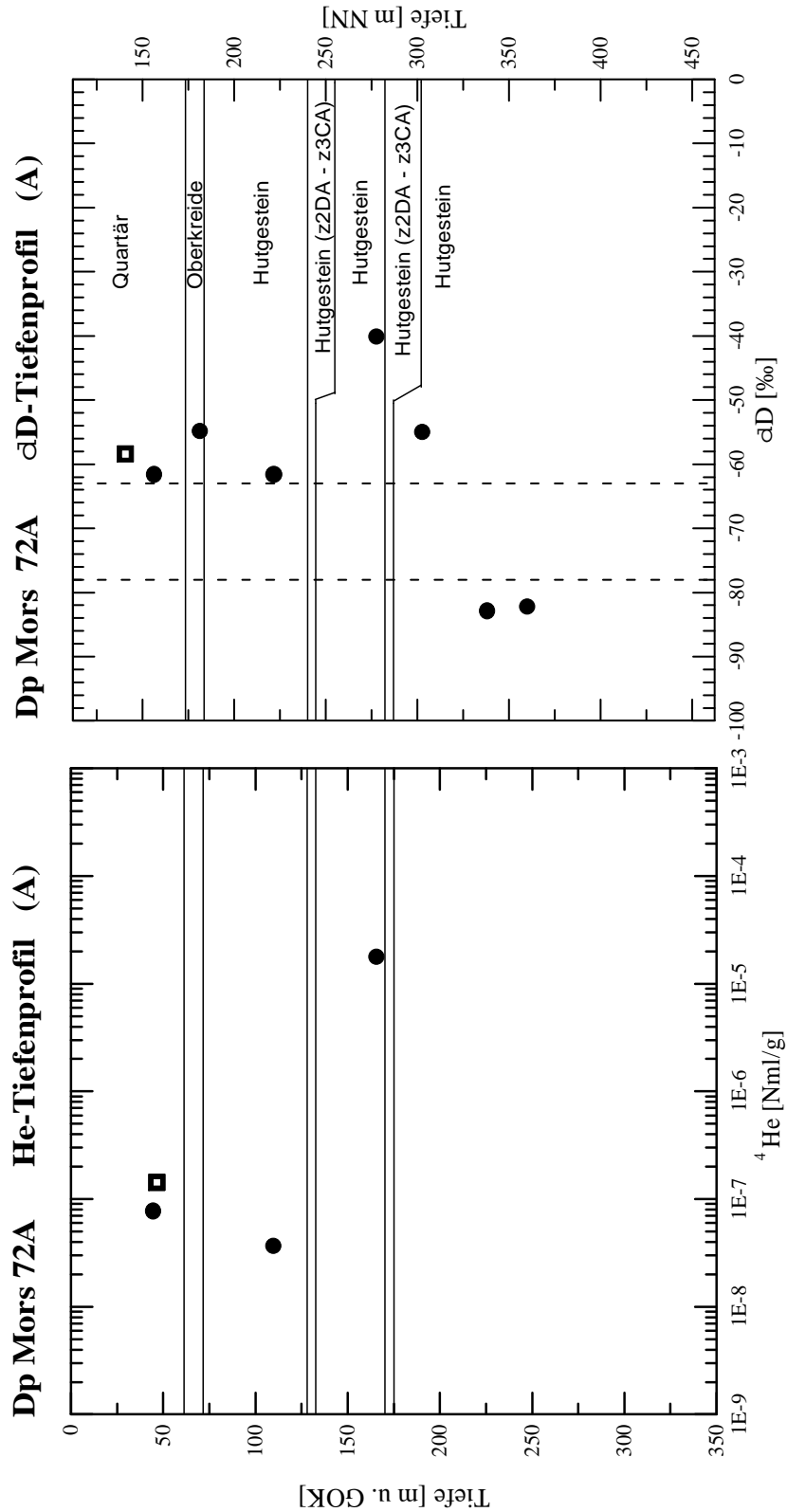


Abbildung A.20: Dp Mors 72 a: An der ca. 200 m tief in das Hutgestein (Zechstein) eindringenden Bohrung wurden im Hutgestein zwei Porenwasserproben auf ${}^4\text{He}$ -Konzentration hin untersucht. Der Übergang von meteorischen Wässern zu Formationswässern wird in 164 m bei einer ${}^4\text{He}$ -Konzentration von knapp $2 \cdot 10^{-5}$ mlSTP g^{-1} erreicht. Die Proben in 110, 226 und 248 m enthalten Gips (Abs. 5.3.8).

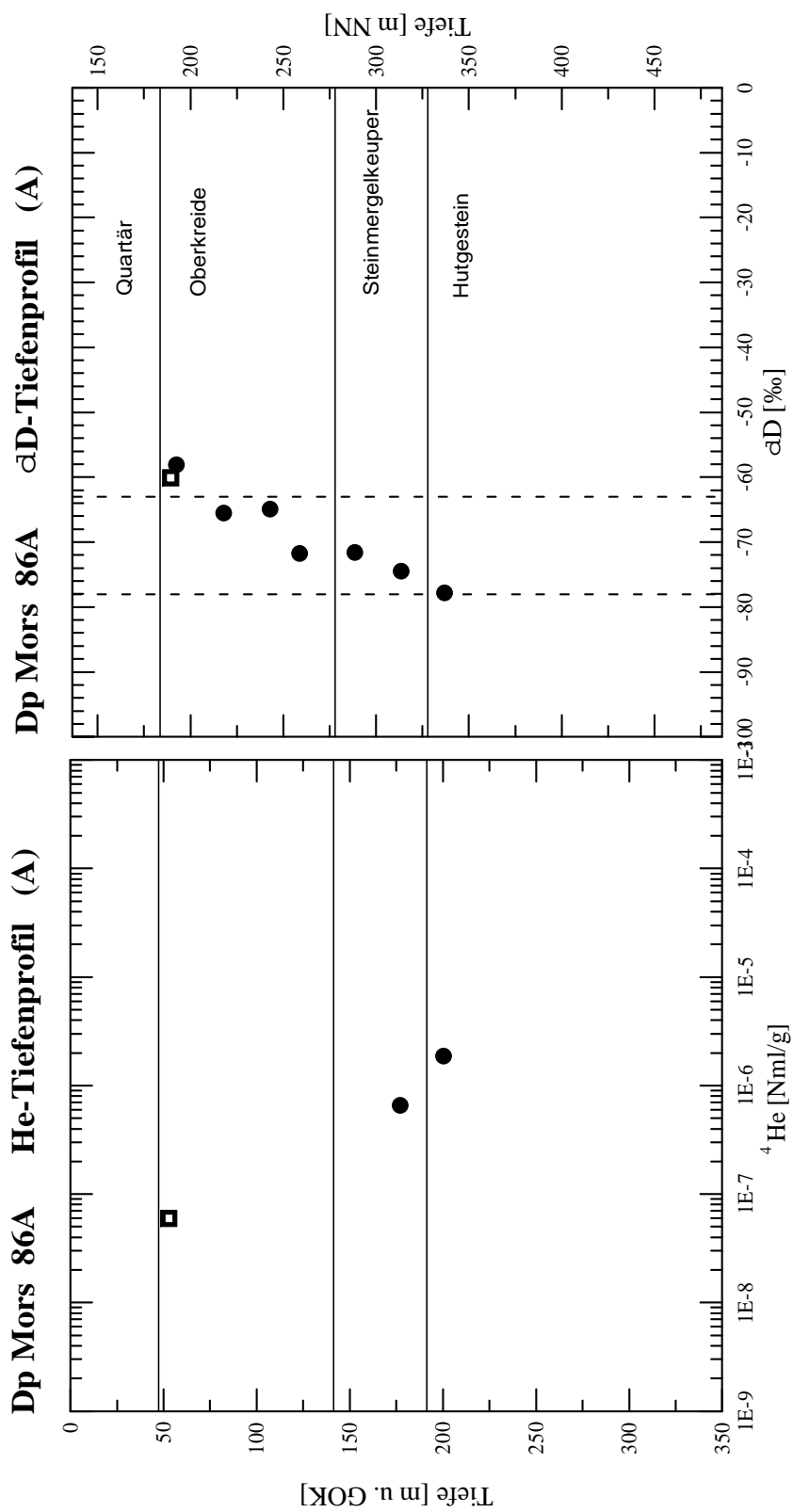


Abbildung A.21: Dp Mors 86 a: Bis in 125 m zeigen die Grund- und Porenwässer typisch holozäne, darunter pleistozäne Isotopensignatur.

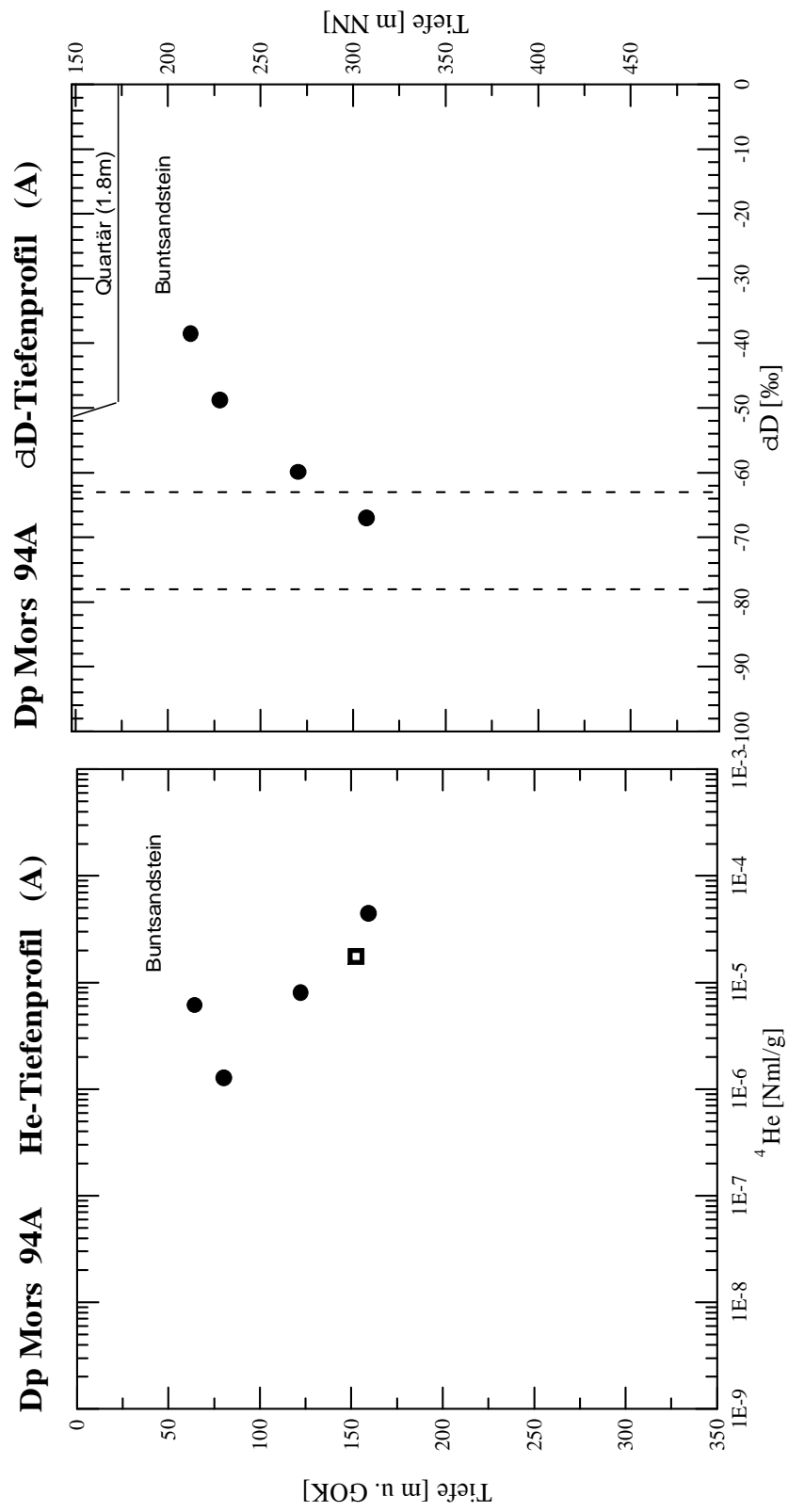


Abbildung A.22: ^4He - und δD -Tiefenprofil der Bohrung Dp Mors 94a

A.2 Meßwertetabellen

In den folgenden Meßwertetabellen A.1 bis A.10 sind die Meßergebnisse der Porenwasserproben aller 24 Bohrkern aufgeführt. Darin haben die Abkürzungen der Stratigraphie folgende Bedeutung:

q = Quartär,
 kro = Oberkreide,
 ju = unterer Jura,
 ko , km und ku = oberer, mittlerer und unterer Keuper,
 $kmSM$ = Steinmergelkeuper,
 $kmGO$ = Oberer Gipskeuper,
 kmS = Schilfsandstein,
 $kmGU$ = unterer Gipskeuper,
 mo , mm und mu = oberer, mittlerer und unterer Muschelkalk,
 so und sm = oberer und mittlerer Buntsandstein.
 cr = Zechstein, hier: Hutgestein des Salzstockes

Neben der Tiefe [m unter Geländeoberkante] sind die Konzentrationen der Edelgase Helium, Neon, Argon, Krypton und Xenon in $\text{Nml/g}_{Porenwasser}$ sowie das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Isotopenverhältnis aufgeführt. Bei einigen Proben wurde eine Luftüberschußkorrektur durchgeführt. Dann sind zusätzlich zu den Meßwerten auch die korrigierten Werte aufgetragen und mit 'dNe korr. \Rightarrow ' gekennzeichnet.

Zu den stabilen Isotopen sind die Meßwerte und die von links auf die GMWL hin korrigierten Werte eingetragen. Sind Werte in Klammern aufgelistet, werden sie bei der Interpretation nicht berücksichtigt. Es handelt sich entweder um Proben, die erst einige Stunden oder Tage nach dem Kern beprobt wurden ('alte Proben') oder um solche, deren Porenwassermenge zu klein war für die Isotopenanalyse (≤ 5 ml). Letzteres gilt auch für die mit #NV gekennzeichneten Proben.

Der Salzgehalt ist in $\text{gNaCl/g}_{Porenwasser}$ angegeben. Eingeklammerte Werte wurden über Leitfähigkeitsmessungen, und nicht wie üblich, durch Titration oder mit Ionenchromatographie bestimmt.

Des Weiteren sind der Wassergehalt der Gesteinsproben aus der Ofentrocknung und aus dem Destillationsverfahren (jeweils bei 105°C) aufgeführt. Bei Proben aus dem Hutgestein der Bohrung Dp Mors 45 a wurden systematische Trocknungsversuche bei 50 und bei 105°C durchgeführt, um die Gips-Kristallwassermenge abzuschätzen. In Tab. A.4 sind beide Werte aufgeführt, die der 50°C -Trocknung sind mit einem Stern * gekennzeichnet.

Aus der destillierten Wassermenge wurde die Porosität n mit Gl. 3.16 berechnet. Bei scheinbar übersättigten Porenlösungen (Auslaugungsverfahren, Verdünnungseffekt, s. Abs. 3.3.1) wird ein Wert von 350 g/l angegeben. In Ausnahmefällen wurden die Gesteinsproben für die Salinitätsbestimmung in Plastikbeuten anstelle in Metalldosen gelagert. Mögliche Verdunstung der Porenlösung führt hier zu scheinbar größeren Salzgehalten. Auch diese Meßwerte sind eingeklammert.

In der Fußzeile einer jeden Tabelle sind die Maximaltiefe der Bohrung sowie die Tiefen der Porenwasser-Altersübergänge eingetragen, soweit sie in den Einzelprofilen identifiziert werden konnten (Tab. 4.3). In den Meßwertetabellen A.11 bis A.14 sind die Meßergebnisse der Grundwasserproben aufgeführt.

34		Strati- graphie	Proben- tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Ofen [Gew. %]	Destille n	Edel	Iso	Probe Nr.	Salz
0-10	q																			
10-23	ko																			
23-39	ju																			
39-49	ko																			
49-80	j		52.25	7.5E-08	1.3E-07	2.5E-04	1.1E-07	7.3E-08	302.1	-9.30	-69.3	-9.30	-69.3	(10.2)	11.0	12.5	0.27	295	296	296
80-128	kmGO		72.25	-	-	-	-	-	-	-9.67	-71.4	-9.67	-71.4	(24.4)	-	10.1	0.23	313	313	313
128-212	kmS		92.00	3.6E-06	1.9E-07	3.2E-04	7.3E-08	8.8E-09	297.5	-10.15	-72.2	-10.15	-72.2	(11.2)	12.6	13.6	0.29	306	307	307
	kmGO		109.20	-	-	-	-	-	-	-8.78	-71.1	-8.78	-71.1	4.1	-	9.9	0.22	322	322	322
	kmS		131.25	-	-	-	-	-	-	-9.93	-72.7	-9.93	-72.7	8.1	-	10.4	0.23	323	323	323
	kmS		150.15	-	-	-	-	-	-	-10.21	-69.5	-9.90	-69.2	9.6	-	8.4	0.19	324	324	324
	kmS		169.90	-	-	-	-	-	-	-9.59	-63.5	-9.13	-63.0	16.1	-	10.1	0.23	325	325	325
212-248	j		190.30	-	-	-	-	-	-	-9.89	-65.7	-9.40	-65.2	19.6	-	10.0	0.22	326	326	326
248-254	j		213.15	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10.33	-64.6	-9.18	-63.5	23.5	-	7.8	0.18	318	319	319
254-261	j		231.15	2.6E-05	3.0E-06	2.2E-03	#NV	#NV	294.4	-9.90	-63.9	-9.14	-63.1	28.9	7.8	8.7	0.20	320	321	321
261-272	cr		260.95	2.9E-06	5.8E-06	#NV	#NV	#NV	#NV	-8.25	-79.1	-8.25	-79.1	5.6	18.0	6.6	0.16	327	328	329
Endteufe:		261m												0-72m		pleistoziän	72-231m			

35		Strati- graphie	Proben- tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Ofen [Gew. %]	Destille n	Edel	Iso	Probe Nr.	Salz
0-1	q																			
1-128	ko		127.70	8.0E-08	1.8E-07	2.5E-04	5.5E-08	8.4E-09	297.0	-9.79	-68.7	-9.79	-68.7	0.1/0.0	7.93	8.4	0.19	229	230	230
Endteufe:		128																		

37		Strati- graphie	Proben- tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Ofen [Gew. %]	Destille n	Edel	Iso	Probe Nr.	Salz
0-7	q																			
7-116	ko		53.7	5.3E-08	1.3E-07	2.1E-04	4.9E-08	7.2E-09	298.5	-8.72	-64.0	-8.72	-64.0	(6.11)	10.1	9.2	0.21	346	347	347
	ko		72.5	-	-	-	-	-	-	-8.80	-58.4	(-8.51)	(-58.1)	0.2	-	6.9	0.16	-	389	389
	ko		89.6	5.3E-07	2.0E-07	5.3E-04	6.6E-08	2.7E-08	301.0	-11.36	-73.6	-10.32	-72.6	(8.63)	7.9	7.9	0.18	348	349	349
	ko		109.3	2.0E-06	2.6E-07	6.9E-04	7.7E-08	1.4E-08	297.1	-11.25	-73.9	-10.38	-73.0	1.9	7.7	8.3	0.19	363	364	364
	ko		125.3	2.0E-06	2.0E-07	6.5E-04	7.3E-08	1.3E-08	-	-10.09	-68.4	-9.76	-68.1	1.0	-	9.0	0.20	390	390	390
117-247	kmSM		140.7	4.0E-06	1.2E-07	2.2E-04	5.4E-08	1.2E-08	298.4	-10.20	-67.6	-9.63	-67.0	3.2	7.6	7.9	0.18	368	369	369
	kmSM		163.9	1.1E-05	1.6E-07	2.8E-04	6.5E-08	1.2E-08	298.0	-10.45	-68.5	-9.72	-67.8	10.0	7.1	7.4	0.17	370	371	371
	kmSM		178.8	-	-	-	-	-	-	-10.42	-66.8	-9.48	-65.8	14.5	-	7.9	0.18	391	391	391
	kmSM		198.0	1.2E-05	1.3E-07	2.2E-04	4.9E-08	7.2E-09	299.0	-9.48	-66.6	-9.48	-66.6	16.6	9.2	9.3	0.21	399	400	400
	kmSM		212.2	4.0E-06	6.7E-08	1.2E-04	3.0E-08	5.4E-09	298.6	-10.48	-66.1	-9.37	-65.0	17.4	6.5	7.0	0.16	416	417	417
215-247	kmGO		232.7	1.9E-08	2.2E-08	7.7E-06	6.9E-10	8.0E-11	273.8	-10.42	-75.1	-10.42	-75.1	3.6	(20.3)	7.3	0.17	418	419	419
247-272	cr		257.3	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10.90	-64.4	-9.08	-62.6	21.3	0.3	2.1	0.05	438	439	439
Endteufe:		272														pleistoziän	90-257m			

Tabelle A.1: Porenwasserproben Dp Mors 34 a, 35 a, 37 a

38															40A1					
Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{kor} [‰]	dD _{kor} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew.-%] Offen	Destille	n	Probe. Edel	Nr Iso	Salz	
0 - 19	q																			
19 - 202	kro	50,5	-	-	-	-	-	-	-8,65	-60,0	-8,65	-60,0	8,1	-	14,3	0,30		1	1	
	kro	83,3	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-9,09	-63,3	-9,09	-63,3	3,8	-	15,6	0,32	3	2	2	
	kro	110,6	-	-	-	-	-	ältere Probe	-8,63	-60,7	-8,63	-60,7	19,5	-	17,1	0,35		9	9	
	kro	129,3	-	-	-	-	-	ältere Probe	-7,55	-55,9	-7,55	-55,9	13,8	-	16,7	0,34		11	11	
	kro	138,2	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10,03	-71,1	-10,03	-71,1	7,5	-	17,6	0,36	4	7	7	
	kro	150,4	-	-	-	-	-	-	-9,77	-69,5	-9,77	-69,5	16,7	-	15,4	0,32		12	12	
	kro	160,4	-	-	-	-	-	-	-9,36	-66,3	-9,36	-66,3	24,1	-	15,4	0,32		13	13	
	kro	170,4	-	-	-	-	-	-	-10,34	-73,2	-10,34	-73,2	28,6	-	16,0	0,33		14	14	
	kro	180,4	-	-	-	-	-	-	-10,38	-71,5	-10,38	-71,5	24,3	-	13,9	0,30		15	15	
	kro	190,3	-	-	-	-	-	-	-10,68	-76,3	-10,68	-76,3	27,0	-	8,49	0,19		16	16	
	kro	200,3	-	-	-	-	-	-	-10,53	-73,6	-10,53	-73,6	25,3	-	5,71	0,14		17	17	
202 - 222	cr	210,4	2,5E-04	5,2E-07	4,8E-04	1,1E-07	3,4E-08	290,0	#NV	-60,2	#NV	-63,2	130,2	0,06	0,03	0,001	42	43	43	
	cr	219,8	2,5E-04	2,0E-07	3,1E-04	8,6E-08	3,3E-08	#NV	#NV	-32,6	#NV	-58,5	350,0	-	0,05	0,001	42	47	47	
	cr	219,8	-	-	-	-	-	-	#NV	-58,5	#NV	-58,5	350,0	-	0,05	0,001	42	47	47	
Endteufe 222m										pleistoziän: 138- 210m										
holozän: 0-138m																				
pleistoziän: unter 120m																				
holozän: 0-120m																				
pleistoziän: unter 120m																				
Endteufe: 291m																				
0 - 7	q																			
7 - 96	ko	64,90	-	-	-	-	-	-	-7,95	-57,3	-7,95	-57,3	(3,8)	-	8,28	0,19		183	183	
	ko	81,55	-	-	-	-	-	-	-9,10	-66,0	-9,10	-66,0	(9,5)	-	11,30	0,25		184	184	
	ju	96,50	-	-	-	-	-	-	-8,99	-64,9	-8,99	-64,9	(6,5)	-	10,20	0,23		185	185	
	ju	110,75	-	-	-	-	-	-	-9,36	-67,9	-9,36	-67,9	1,2	-	10,80	0,24		186	186	
	ju	130,60	7,4E-07	6,0E-08	2,2E-04	1,1E-07	1,1E-07	297,7	-10,06	-70,6	-10,08	-70,6	4,2	8,39	8,80	0,20	174	175	175	
	ju	150,35	4,1E-06	2,1E-07	5,3E-04	2,1E-07	1,1E-07	298,0	-10,65	-74,6	-10,56	-74,5	7,1	6,35	5,50	0,13	176	177	177	
	ju	173,70	1,1E-06	8,4E-08	3,9E-04	2,3E-07	1,3E-07	(281,2)	-10,11	-70,5	-10,05	-70,4	8,6	7,47	9,66	0,22	178	179	179	
	doppel		1,0E-06	8,8E-08	4,1E-04	2,3E-07	1,6E-07	298,3	-	-	-	-	-	-	-	-	178	178	178	
	ju	182,85	1,3E-06	6,6E-08	2,4E-04	1,3E-07	7,1E-08	298,2	-10,12	-71,3	-10,12	-71,3	10,6	8,37	9,00	0,20	191	192	192	
	ju	199,70	3,5E-06	3,9E-06	3,0E-04	4,4E-08	3,3E-08	ältere Probe	-10,36	-67,0	(-9,52)	(-66,2)	19,8	8,20	6,20	0,15	195	195	195	
	ju	223,00	-	-	-	-	-	(282,3)	-10,85	-70,9	-10,01	-70,1	12,4	8,20	8,83	0,20	193	194	194	
	ju	240,00	5,9E-06	1,5E-07	3,2E-04	1,0E-07	3,3E-08	298,4	-	-	-	-	12,4	-	-	-	193	193	193	
	doppel		5,7E-06	1,5E-07	3,3E-04	1,0E-07	3,3E-08	298,4	-	-	-	-	12,4	-	-	-	193	193	193	
	ju	249,75	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10,44	-71,5	-10,15	-71,2	17,0	8,32	9,80	0,22	196	197	197	
	ju	266,65	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-13,47	-91,6	-13,47	-91,6	2,7	-	11,50	0,25	331	332	332	
256 - 291	cr	287,65	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	(-35,5)	#NV	(-35,5)	#NV	#NV	-	0,03	0,00	334	335	335	
	cr	287,65	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	(-35,5)	#NV	(-35,5)	#NV	#NV	-	0,03	0,00	334	335	335	
Endteufe: 291m										pleistoziän: unter 120m										

Tabelle A.2: Porenwasserproben Dp Mors 38 a, 40 a

42A1		Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	d ¹⁵ O [‰]	d ¹³ C _{org} [‰]	d D _{kor} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Ofen [Gew. %]	Destille	n	Probe. Edel	Nr Iso	Salz
0 - 27	kro																			
27 - 255	cr		52.70	1.2E-07	1.9E-08	2.7E-05	7.7E-09	3.5E-09	292.6	-9.86	-70.1	-9.86	-70.1	0.3	20.16	13.99	0.30	442	443	443
	cr		52.70	2.2E-06	3.8E-07	5.4E-04	1.5E-07	7.1E-08	292.6									442	442	-
	dNekorr=>		64.80	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck					83.3	10.44	0.36	0.009	444	444	445
	cr		115.40	1.2E-06	2.9E-09	1.1E-05	4.9E-09	1.8E-09	307.5	-12.48	-67.3	-12.48	-67.3		18.44	13.51	0.29	504	505	505
	Gips-korr=>		127.95	2.1E-05	5.4E-08	2.1E-04	9.1E-08	3.7E-08	307.5						(1.0)			504	-	-
	cr		138.85							#NV	-45.5	#NV	-45.5	140.9		0.26	0.007	-	511	511
	cr		154.35	1.4E-04	2.8E-07	3.3E-04	7.1E-08	3.6E-08	319.2	#NV	-41.5	#NV	-41.5	350.0		0.08	0.002	-	512	512
	dNekorr=>		193.62	1.4E-04	1.9E-07	2.8E-04	6.5E-08	3.6E-08		#NV	#NV	#NV	#NV	350.0	0.40	0.07	0.002	509	510	510
	cr		209.25	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck		#NV	#NV	#NV	#NV			0.03	0.001	-	515	515
	cr		227.87							#NV	#NV	#NV	#NV	337.2	1.10	0.09	0.002	513	514	514
	cr		240.50	2.7E-04	5.5E-07	5.5E-04	9.7E-08	1.2E-08	350.4	-10.49	-79.9	-10.49	-79.9	0.3		16.25	0.335	-	530	530
	dNekorr=>		254.70	2.7E-04	1.9E-07	3.7E-04	7.4E-08	1.0E-08		#NV	-67.0	#NV	-67.0		7.85	0.29	0.008	528	529	529
	cr		254.70	1.3E-03	5.0E-06	3.0E-03	3.6E-07	6.9E-08	323.9	#NV	#NV	#NV	#NV		0.06		0.002	534	535	535
Enteufte: 255 m										pleistozän: 65-150m										

43		Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	d D [‰]	d ¹³ C _{org} [‰]	d D _{kor} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Ofen [Gew. %]	Destille	n	Probe. Edel	Nr Iso	Salz
0 - 33	q																			
33 - 69	ko		46.35	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck		-8.72	-57.0	-8.33	-56.6	6.6		6.59	0.15	-	231	231
	ko		59.95	2.0E-06	1.7E-07	2.4E-04	5.9E-08	7.4E-09	297.2	-9.75	-65.5	-9.39	-65.1	8.4		7.77	0.18	221	222	222
69 - 193	kmSM		72.00	2.0E-06	1.7E-07	2.4E-04	5.9E-08	7.4E-09	297.2	-10.52	-72.7	-10.31	-72.5	16.0	10.21	11.40	0.25	225	226	226
	dNe korr=>		84.77	2.0E-06	1.7E-07	2.4E-04	5.9E-08	7.4E-09										225	-	-
	kmSM		105.10	4.0E-06	1.2E-07	2.1E-04	5.1E-08	8.1E-09	298.4	-8.25	-60.2	(-8.25)	(-60.2)	22.3		12.90	0.28	-	271	271
	kmSM		130.32	1.5E-06	3.6E-07	2.6E-04	1.3E-07	2.2E-08	302.0	-10.44	-70.5	-10.01	-70.1	34.3	7.70	7.36	0.18	261	262	263
193 - 236	kmGO		201.65	1.5E-06	1.8E-07	1.7E-04	1.6E-07	2.1E-08		-10.81	-69.4	-9.80	-68.4	29.3		9.51	0.21	273	273	273
	dNe korr=>		232.85	1.9E-05	3.5E-07	7.1E-04	1.6E-07	3.3E-08	299.9	-9.72	-82.8	-9.72	-82.8	15.9	0.31	13.40	0.29	340	341	342
	kmGO		232.85	1.9E-05	3.5E-07	7.1E-04	1.6E-07	3.3E-08	299.9	-12.46	-63.0	-8.64	-59.1	264.2	11.64	11.40	0.26	343	344	345
	dNe korr=>		245.95															343	-	-
236 - 260	cr		245.95							-15.09	-112.8	(-15.09)	(-112.8)	8.2		8.16	0.19	-	361	361
	cr		256.45							-9.20	-69.2	-9.20	-69.2	234.0		11.90	0.26	-	362	362
Enteufte: 260m										pleistozän: 72-233m										

Tabelle A.3: Porenwasserproben Dp Mors 42 a, 43 a. Für die Isotopenbestimmung waren die Porenwassermengen im Anhydrit (Zechstein) teilweise zu klein ('#NV').

Tiefe [m]	Strati- graphie	Proben- tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{org} [‰]	dD _{org} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew.-%] Offen	Destille	n	Probe. Edel	Nr. Iso	Nr. Salz
0 - 122		35,00	4,8E-08	1,7E-07	2,5E-04	5,3E-08	8,2E-09	298,5	-9,85	-66,5	-9,85	-66,5	(3,4)	7,75	7,78	0,18	58	59	59
	kmsM	49,65	-	-	-	-	-	-	-10,22	-67,3	-9,59	-66,7	(6,4)	-	6,26	0,15	62	62	62
	kmsM	63,75	-	-	-	-	-	-	-10,30	-72,6	-10,30	-72,6	0,4	-	7,38	0,17	63	63	63
	kmsM	77,75	9,1E-07	2,6E-07	3,3E-04	7,4E-08	1,6E-08	297,4	-10,24	-68,8	-9,79	-68,3	0,5	5,67	5,69	0,14	60	61	61
	dNekorr.=>	8,9E-07	1,9E-07	2,9E-04	7,0E-08	1,6E-08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60	60	60
	kmsM	95,55	2,1E-06	2,5E-07	3,5E-04	7,7E-08	1,5E-08	296,4	-10,46	-72,0	-10,22	-71,7	0,8	6,78	6,18	0,15	64	65	65
	dNekorr.=>	2,1E-06	1,9E-07	3,2E-04	7,4E-08	1,5E-08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	64	64	64
	kmsM	107,65	-	-	-	-	-	-	-10,74	-71,9	-10,17	-71,4	1,7	-	6,26	0,15	66	68	68
	kmsM	118,80	1,8E-06	1,6E-07	2,5E-04	6,1E-08	1,4E-08	298,5	-10,68	-71,6	-10,13	-71,1	2,1/3,3	6,53	7,69	0,18	66	67	67
	kmGO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
122 - 124		138,35	6,6E-06	2,8E-07	6,9E-04	1,9E-07	2,8E-08	300,4	-6,70	-61,4	-6,70	-61,4	10,5	0,89	1,93	0,05	69	70	70
124 - 215		158,70	6,6E-06	2,2E-07	6,0E-04	1,9E-07	2,8E-08	-	-8,66	-64,8	-8,66	-64,8	6,6	-	-	-	69	81	81
215 - 216		176,85	1,2E-05	2,1E-07	2,2E-04	3,6E-08	9,9E-09	301,8	-14,52	-45,2	-14,52	-45,2	224,4	0,17	0,08	0,002	71	72	72
216 - 266		176,85	1,2E-05	1,6E-07	2,0E-04	3,3E-08	9,6E-09	303,2	-11,95	-31,7	(-4,25)	(-24,0)	224,4	-	-	-	71	72	72
	dNekorr.=>	1,5E-05	6,9E-07	1,1E-03	1,5E-07	1,3E-08	-	-	-15,16	-58,2	-7,58	-50,6	153,5	0,40	0,34*	0,01	75	76	76
	cr	186,70	1,5E-05	2,1E-07	8,9E-04	1,2E-07	1,1E-08	-	-13,61	-58,1	-7,78	-52,2	101,3	-	0,65	-	75	76	76
	dNekorr.=>	208,10	-	-	-	-	-	-	-10,86	-70,0	-9,87	-69,0	0,6	-	0,04*	0,001	-	36	36
	cr	208,10	-	-	-	-	-	-	-9,28	-67,8	-9,28	-67,8	1,0	-	17,4	0,35	-	36	36
	cr	220,70	-	-	-	-	-	-	-9,97	-86,4	-9,97	-86,4	-	-	0,05*	0,001	-	37	37
	cr	231,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14,2	0,30	-	37	37
	cr	231,90	-	-	-	-	-	-	-11,14	-86,7	11,14	-86,7	3,5	-	0,43*	0,011	-	38	38
	cr	231,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13,8	0,29	-	38	38
	cr	242,85	9,7E-06	1,5E-05	8,5E-04	9,6E-07	9,2E-08	298,0	-10,79	-86,1	-10,79	-86,1	125,2*	3,20	0,93*	0,02	27	28	28
	cr	242,85	-	-	-	-	-	-	-11,39	-90,2	-11,39	-90,2	10,4	-	3,04	0,08	-	27	27
	cr	258,90	-	-	-	-	-	-	-11,16	-72,6	-10,21	-71,7	350*	-	0,22*	0,006	-	39	39
	cr	258,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	203,1	-	0,28	0,01	-	39	39
	cr	258,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	350,0	0,10	0,04	0,001	31	32	32
266 - 352		269,85	2,1E-04	6,0E-07	6,0E-04	2,4E-07	4,3E-08	323,3	-9,95	-52,3	-7,48	-49,8	350,0	-	-	-	-	31	31
	dNekorr.=>	281,00	2,1E-04	2,1E-07	4,0E-04	2,1E-07	4,1E-08	-	-13,98	-54,0	-7,14	-47,1	350,0	-	-	-	-	-	-
	z5? - z4	281,00	-	-	-	-	-	-	-12,90	-43,0	#NV	-43,0	350,0	-	0,06	0,001	-	48	48
	z5? - z4	290,90	-	-	-	-	-	-	-12,51	-41,9	-5,62	-35,0	350,0	-	0,10	0,003	-	49	49
	z5? - z4	297,16	-	-	-	-	-	-	-9,47	-47,0	-6,79	-44,3	350,0	-	0,08	0,002	-	50	50
	z5? - z4	309,95	-	-	-	-	-	-	(2,01)	(2,14)	-	-	350,0	-	0,11	0,003	-	77	77
	z5? - z4	321,18	-	-	-	-	-	-	-4,14	-41,7	-4,14	-41,7	350,0	-	0,94	0,024	-	78	78
	Endteufe: 352m	-	-	-	-	-	-	-	holozän:	0-78m	-	-	-	pleistozän:	78-177m	-	-	-	-

Tabelle A.4: Porenwasserproben Dp Mors 45 a: Systematisch wurden die Gesteinsproben aus dem Tiefenintervall zwischen 208 und 258 m untersucht. Bei einer Trocknungstemperatur von 105 gegenüber 50° C(*) wird Gips-Kristallwasser freigesetzt; scheinbar erhöht sich dadurch der Wassergehalt und entsprechend die daraus berechnete Porosität. Die Isotopengehalte der Proben aus diesem Tiefenintervall sind echte Doppelproben, die jeweils bei 105° C destilliert wurden. Siehe auch Abs. 5.3.8.

46																				
Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{kor} [‰]	dD _{kor} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew. %] Ofen	Destille	n	Probe	Nr	Salz	
0-33	q	33.55	-	-	-	-	-	-	-5.15	-49.8	-5.15	-49.8	1.4	-	9.48	0.21	-	-	584	
33-190	kmSM	76.70	2.3E-07	8.3E-08	1.6E-04	6.2E-08	4.4E-08	296.10	-9.08	-64.8	-9.08	-64.8	4.1	7.47	7.34	0.17	538	539	584	
	kmSM	102.92	-	-	-	-	-	-	-10.37	-64.3	-10.37	-64.3	6.1	-	4.23	0.10	-	585	585	
	kmSM	150.50	-	-	-	-	-	-	-10.24	-64.1	-10.24	-63.0	14.8	-	6.23	0.15	-	587	587	
	kmSM	166.60	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10.40	-68.7	-9.76	-68.1	19.3	9.17	17.70	0.36	561	562	562	
	kmSM	182.16	3.1E-06	6.0E-08	8.6E-05	3.0E-08	1.7E-08	295.1	-10.39	-66.7	-9.47	-65.8	22.8	7.44	8.16	0.19	563	588	588	
	kmSM	182.33	-	-	-	-	-	-	-9.73	-65.2	-9.35	-64.8	-	-	7.95	0.18	-	565	565	
190-199	kmGO	196.84	-	-	-	-	-	-	-8.45	-63.1	-8.45	-63.1	23.5	-	12.97	0.28	-	582	582	
199-246	cr	209.66	9.4E-06	1.2E-07	3.0E-04	1.4E-07	2.1E-08	308.5	-10.37	-60.4	-8.58	-58.6	7.8	0.64	6.63	0.16	591	592	592	
	cr	222.50	-	-	-	-	-	-	-10.67	-47.5	-6.69	-43.5	196.6	-	13.68	0.29	-	593	593	
	cr	231.96	-	-	-	-	-	-	-11.15	-48.1	-6.71	-43.7	210.3	-	11.80	0.26	-	594	594	
	cr	235.49	4.2E-05	2.1E-07	3.5E-04	6.3E-08	4.4E-09	306.7	-11.27	-48.7	-6.78	-44.3	250.3	9.89	10.02	0.22	595	596	596	
246-250	z3NA																			
holozän: 0-76m pleistozän: 76-223m																				
Endteufe: 250m																				
47																				
Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{kor} [‰]	dD _{kor} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew. %] Ofen	Destille	n	Probe	Nr	Salz	
1-220	ju	139.75	2.5E-07	8.9E-08	2.3E-04	1.0E-07	5.6E-08	298.4	-9.62	-71.3	-9.62	-71.3	(30.2)	9.4	9.88	0.22	159	160	160	
	ju	164.65	-	-	-	-	-	-	-10.54	-70.8	-10.04	-70.3	(23.8)	-	7.75	0.18	-	167	167	
	ju	185.65	-	-	-	-	-	-	-9.94	-69.6	-9.94	-69.6	(23.5)	-	8.11	0.19	-	168	168	
	ju	210.40	-	-	-	-	-	-	-10.40	-73.3	-10.40	-73.3	-	-	8.60	0.20	-	169	169	
220-232	cr																			
232-234	z2DA-z3GT																			
234-270	cr	244.24	-	-	-	-	-	-	-9.19	-76	-9.19	-76.0	11.6	-	16.39	0.34	-	173	173	
holozän: 0-100m pleistozän: unter 100m																				
Endteufe: 270m																				
50																				
Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{kor} [‰]	dD _{kor} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew. %] Ofen	Destille	n	Probe	Nr	Salz	
0-5	q	40.75	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-9.19	-66.0	-9.19	-66.0	84.4	9.86	12.8	0.28	251	252	252	
5-94	ko	61.72	-	-	-	-	-	-	(-8.83)	(-63.8)	(-8.83)	(-63.8)	10.4	-	8.66	0.20	-	272	272	
	ko	85.95	-	-	-	-	-	-	(-8.66)	(-64.8)	(-8.66)	(-64.8)	13.5	-	12.3	0.27	-	302	302	
94-190	ju	110.70	3.8E-06	2.4E-07	6.1E-04	2.4E-07	#NV	293.6	-10.40	-71.3	-10.13	-71.0	13.4	8.47	8.81	0.209	276	277	277	
	ju	132.95	-	-	-	-	-	-	(-10.36)	(-68.2)	(-9.69)	(-67.5)	16.7	-	6.98	0.16	-	303	303	
	ju	149.80	4.1E-06	1.8E-07	4.6E-04	1.8E-07	7.7E-08	296.1	-10.69	-71.7	-10.14	-71.2	20.7	6.94	6.62	0.16	283	284	284	
	ju	169.95	-	-	-	-	-	-	(-9.49)	(-64.9)	(-9.35)	(-64.8)	23.8	-	6.48	0.15	-	310	310	
	ju	186.60	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10.30	-71.3	-10.14	-71.1	28.8	5.6	7.66	0.18	300	301	301	
holozän: 0-75m pleistozän: 75-150m																				
Endteufe: 190m																				

Tabelle A.5: Porenwasserproben Dp Mors 46 a, 47 a, 50 a

Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{kor} [‰]	dD _{kor} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew.%] Ofen	Destille	μ	Edel	Iso	Salz
0-2	q	34,60	-	-	-	-	-	-	(-9,88)	(-69,6)	-	-	(2,2)	-	9,26	-	-	87	87
2-120	ko	50,65	-	-	-	-	-	-	(-10,13)	(-71,0)	-	-	(1,7)	-	10,10	0,23	-	88	88
	ko	70,50	1,0E-07	2,7E-07	4,0E-04	9,2E-08	1,2E-08	295,0	-9,74	-65,0	-9,32	-64,6	(1,6)	-	5,30	0,18	85	86	86
	ko	91,40	2,8E-07	2,4E-07	3,7E-04	8,2E-08	1,1E-08	294,0	-9,25	-64,4	-9,25	-64,4	(2,6)	7	7,75	0,13	91	93	93
	ko	106,80	-	-	-	-	-	-	-10,57	-70,8	-10,10	-70,8	12,1	7,02	7,20	0,17	101	101	101
	ko	120,70	-	-	-	-	-	-	-11,30	-71,1	-10,40	-73,2	19,2	-	7,01	0,16	102	102	102
120-282	kmSM	136,70	1,4E-06	1,2E-07	2,4E-04	5,5E-08	7,5E-09	297,0	-11,10	-74,3	-10,46	-73,7	21,5	5,91	6,20	0,15	97	98	98
	kmSM	151,00	4,7E-06	1,2E-07	1,9E-04	4,3E-08	7,3E-09	295,0	-11,10	-74,2	-10,44	-73,5	19,9	6,75	7,00	0,16	104	103	103
	kmSM	151,00	5,3E-06	9,1E-07	6,3E-04	1,1E-07	1,5E-08	264,0	-	-	-	-	18,4	5,66	-	0,13	105	-	-
	kmSM	185,60	-	-	-	-	-	-	-10,50	-71,7	-10,17	-71,4	22,2	-	5,60	0,13	106	106	106
	kmSM	194,70	8,4E-06	2,0E-07	3,1E-04	7,1E-08	9,2E-09	230,0	-11,11	-71,6	-10,07	-70,6	27,4	7,92	7,35	0,17	119	120	120
	kmSM	217,58	7,6E-06	1,6E-07	3,3E-04	7,7E-08	1,2E-08	297,0	-10,89	-70,9	-10,00	-70,0	31,2	6,01	5,60	0,14	127	129	129
	kmSM	236,72	-	-	-	-	-	-	-11,15	-70,0	-9,84	-68,7	34,0	-	5,77	0,14	130	130	130
	kmSM	252,65	1,4E-05	3,3E-07	4,1E-04	9,1E-08	2,0E-08	296,0	-11,81	-71,1	-9,90	-69,2	34,1	6,95	6,92	0,16	131	133	133
	kmSM	252,65	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-11,75	-70,8	-9,86	-68,9	33,4	3,95	7,56	0,18	132	134	134
	kmSM	265,70	1,4E-05	2,1E-07	3,2E-04	7,4E-08	1,2E-08	296,0	-11,68	-69,4	-9,54	-66,3	32,1	5,43	5,24	0,13	141	143	143
	kmSM	265,70	1,5E-05	3,0E-07	3,6E-04	8,3E-08	1,4E-08	296,0	-	-	-	-	-	5,27	5,22	0,13	142	-	-
	kmSM	277,65	1,4E-05	1,9E-07	3,2E-04	7,3E-08	1,3E-08	297,0	-11,40	-69,1	-9,67	-67,4	32,8	5,59	5,70	0,14	144	145	145
282-364	kmGO	288,23	-	-	-	-	-	-	-11,75	-53,9	-7,45	-49,6	223,6	-	6,15	0,15	154	154	154
	kmGO	311,28	-	-	-	-	-	-	-10,16	-52,1	-7,42	-49,4	252,5	-	6,69	0,16	155	155	155
	kmGO	337,25	1,4E-04	1,3E-07	2,0E-04	3,6E-08	3,6E-09	300,0	-	-	-	-	-	4,80	4,38	0,11	150	151	151
	kmGO	346,40	1,6E-04	5,5E-07	3,6E-04	5,1E-08	4,2E-09	296,0	-10,65	-55,5	-7,84	-52,7	350,0	4,38	5,55	0,13	163	164	164
	kmGO	346,40	1,5E-04	1,2E-07	1,9E-04	3,4E-08	2,9E-09	306,0	-8,40	-50,3	-7,41	-49,3	256,6	-	9,60	0,22	165	165	165
	kmGO	346,40	1,9E-04	1,2E-07	2,4E-04	4,0E-08	3,5E-09	310,0	-9,09	-53,3	-7,74	-52,0	278,6	6,93	7,89	0,18	171	172	172
	kmGO	362,00	1,6E-04	1,8E-07	2,3E-04	3,9E-08	3,4E-09	303,0	-9,64	-53,9	-7,75	-52,0	250,5	-	7,59	0,18	166	166	166
	kmGO	363,75	2,0E-04	2,6E-06	1,7E-03	2,1E-07	2,2E-08	296,0	-7,86	-49,1	-7,32	-48,6	350,0	4,2	3,01	0,7	227	228	228
364-410	kmS	392,05	-	-	-	-	-	-	-8,58	-45,7	-6,73	-43,9	350,0	4,88	4,35	0,11	234	235	235
410-534	kmGu	422,25	1,3E-04	6,8E-07	6,6E-04	1,4E-07	3,7E-08	299,0	-19,10	-3,4	-6,45	-41,6	350,0	4,88	4,35	0,11	234	235	235
	kmGu	422,70	-	-	-	-	-	-	-7,78	-40,1	-6,05	-38,4	350,0	-	2,80	0,07	246	246	246
	kmGu	430,90	-	-	-	-	-	-	-7,01	-37,7	-5,81	-36,5	350,0	-	2,80	0,07	245	245	245
	kmGu	439,50	3,5E-04	1,2E-07	3,5E-04	8,2E-08	1,2E-08	336,0	-5,83	-36,1	-5,75	-36,0	337,0	3,40	3,24	0,08	236	237	237
	kmGu	454,50	3,7E-04	8,1E-08	1,4E-04	1,3E-08	1,3E-09	418,0	-5,66	-34,2	-5,51	-34,0	337,0	4,05	4,52	0,11	242	243	243
	kmGu	471,55	-	-	-	-	-	-	-5,66	-34,2	-5,51	-34,0	286,2	4,05	3,30	0,08	270	270	270
534-590	kmGu	510,30	1,2E-03	1,0E-06	2,7E-01	7,0E-07	-	399,0	-5,47	-33,5	-5,43	-33,5	350,0	4,2	3,01	0,7	227	228	228
	ku	550,65	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-6,14	-35,8	-5,67	-35,3	350,0	4,88	4,35	0,11	266	265	265
	ku	563,60	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-4,69	-32,6	-4,69	-32,6	350,0	-	3,50	0,09	274	275	275
	ku	578,45	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-3,85	-28,9	-3,85	-28,9	350,0	1,90	3,08	0,08	279	281	281
590-656	mo	593,35	6,0E-03	3,3E-05	6,3E-02	-	Leck	297,0	-4,34	-29,9	-4,34	-29,9	350,0	1,90	1,91	0,05	286	287	287
	mo	593,35	1,2E-03	9,0E-08	4,6E-04	5,2E-08	5,7E-09	536,0	-4,22	-29,2	-4,22	-29,2	350,0	2,43	0,59	0,02	289	290	290
	mo	614,85	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-4,35	-31,3	-4,35	-31,3	350,0	-	0,13	0,02	290	290	290
	mo	629,75	1,5E-03	5,4E-06	3,1E-03	1,7E-07	-	324,0	-2,98	-26,6	-2,98	-26,6	350,0	-	1,59	0,04	297	298	299
	mo	648,90	-	-	-	-	-	-	-4,06	-30,1	-4,06	-30,1	318,3	-	1,60	0,04	304	305	305
656-721	mm	662,75	8,9E-04	4,8E-05	3,3E-02	#NV	#NV	296,9	-2,08	-31,0	-2,08	-31,0	350,0	0,98	1,60	0,04	308	309	309
	mm	689,80	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-4,06	-30,1	-4,06	-30,1	350,0	0,98	1,60	0,04	308	309	309
	mm	707,70	3,4E-03	3,3E-04	1,2E-01	1,1E-06	7,5E-07	297,0	-2,08	-31,0	-2,08	-31,0	350,0	0,12	0,09	0,02	314	315	315
	mm	707,70	-	-	1,6E-03	1,3E-07	1,4E-08	641,0	#NV	-25,5	#NV	-25,5	350,0	0,12	0,09	0,02	314	315	315
721-736	mm	720,80	1,3E-02	8,0E-07	2,1E-03	1,3E-07	1,4E-08	641,0	#NV	-25,5	#NV	-25,5	350,0	0,12	0,09	0,02	314	315	315
	mu	729,40	1,9E-02	2,3E-06	2,8E-03	2,0E-07	2,4E-08	519,0	#NV	-7,9	#NV	-7,9	350,0	0,04	0,04	0,001	316	317	317
Endteufe: 736m									holozän		0-91m		pleistozän:	91-288m					

Tabelle A.7: Porenwasserproben Dp Mors 52 a

54		Tabelle 54																	
Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	KrY [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Destille	Porosität n	Edel	Iso	Salz	
0-54	ju	31.85	-	-	-	-	-	-	(-8,00)	(-54,7)	(-8,00)	(-54,7)	0,6	7,79	0,18	-	213	213	
54-153	ko	120.80	-	-	-	-	-	-	(-7,48)	(-49,9)	(-7,48)	(-49,9)	0,5	6,11	0,14	-	214	214	
	ko	129.75	-	-	-	-	-	-	(-3,39)	(-31,9)	(-3,39)	(-31,9)	0,7	3,82	0,09	-	215	215	
	ko	139.70	-	-	-	-	-	-	(-5,36)	(-42,4)	(-5,36)	(-42,4)	(17,9)	6,04	0,14	-	216	216	
	ko	139.70	-	-	-	-	-	-	(-5,38)	(-42,2)	(-5,38)	(-42,2)	(26,3)	6,06	0,14	-	216	216	
	ko	152.20	-	-	-	-	-	-	(-5,30)	(-43,3)	(-5,30)	(-43,3)	0,4	3,86	0,09	-	217	217	
Endteufe: 153 m																			
55		Tabelle 55																	
Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	KrY [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Destille	Porosität n	Edel	Iso	Salz	
0-1	q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
1-154	ko	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
154-291	kmSM	376.35	-	-	-	-	-	-	-9,31	-50,1	-7,26	-48,0	350,0	-	4,98	0,12	-	518	
291-382	kmGO	384.70	1,4E-04	1,1E-07	1,7E-04	2,9E-08	2,9E-09	308,9	-9,1	-50,5	-7,34	-48,7	350,0	7,04	6,20	0,15	516	517	
382-430	kmS	392.95	-	-	-	-	-	-	-7,54	-45,2	-6,81	-44,5	350,0	-	8,84	0,20	-	519	
	kmS	411.30	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-9,44	-51,9	-7,49	-50,0	350,0	4,97	4,43	0,11	520	521	
	kmS	420.00	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-8,8	-47,8	-7,00	-46,0	350,0	6,12	6,51	0,15	531	532	
	kmS	426.30	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-9,53	-49,9	-7,20	-47,6	350,0	-	2,57	0,06	-	533	
430-445	kmGu	443.70	1,5E-04	3,0E-07	4,0E-04	8,4E-08	6,4E-09	311,2	-9,24	-48,2	-6,99	-46,0	350,0	4,19	3,75	0,09	536	537	
Endteufe: 445 m																			
56		Tabelle 56																	
Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	KrY [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Destille	Porosität n	Edel	Iso	Salz	
0-3	q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
3-138	ko	22.80	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-9,51	-67,3	-9,51	-67,3	0,08	13,9	19,2	0,38	18	19	
	ko	38.75	1,2E-05	4,4E-05	2,3E-02	2,7E-06	2,5E-07	299,2	-10,36	-71,3	-10,36	-71,3	0,02	10,19	10,2	0,23	20	21	
	ko	47.80	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10,01	-70,0	-10,00	-70,0	0,04	-	8,63	0,20	-	24	
	ko	70.10	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-9,83	-68,2	-9,77	-68,1	0,02	-	8,23	0,19	23	29	
	ko	91.60	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10,67	-72,1	-10,20	-71,6	0,39	-	7,6	0,18	-	30	
	ko	100.00	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10,15	-70,0	-9,98	-69,8	0,07	-	8,35	0,19	-	26	
	ko	110.80	2,1E-07	4,6E-07	6,8E-04	1,6E-07	2,8E-08	296,6	-10,84	-71,5	-10,09	-70,8	0,06	6,24	6,1	0,14	34	35	
	ko	110.80	1,2E-07	2,5E-07	3,3E-04	7,2E-08	1,3E-08	293,1	-11,24	-72,9	-10,24	-71,9	0,06	-	4,6	0,11	-	41	
138-174	kmSM	127.55	1,6E-07	1,6E-07	2,5E-04	5,6E-08	8,4E-09	296,8	-11,43	-74,1	-10,38	-73,1	0,41	-	4,21	0,10	40	45	
	kmSM	153.85	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-11,43	-74,1	-10,38	-73,1	0,41	-	4,21	0,10	40	45	
	kmSM	164.90	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-11,45	-76,5	-10,72	-75,8	0,87	4,08	5,67	0,14	44	46	
Endteufe: 174 m																			
61		Tabelle 61																	
Tiefe [m]	Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	KrY [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	Destille	Porosität n	Edel	Iso	Salz	
0-138	ko	44.00	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-9,68	-71,1	-9,68	-71,1	(4,4)	8,87	11,80	0,20	136	137	
	ko	70.70	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-8,61	-65,7	-8,61	-65,7	(5,4)	-	10,20	0,23	-	170	
	ko	106.60	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	(-11,4)	(-75,26)	(-10,54)	(-74,3)	(7,9)	-	3,35	0,08	-	152	
Endteufe: 138 m																			

Tabelle A.8: Porenwasserproben Dp Mors 54 a, 55 a, 56 a, 61 a

Tiefe [m]		Stratigraphie	Proben-tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korrt} [‰]	dD _{korrt} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew. %] Ofen	Destille	n	Probe Edel	Nr. Iso	Salz
65	0-5	q																		
	5-60	kro																		
	60-201	cr																		
	201-208	z3CA-z2DA	127.47	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	#NV	#NV	#NV	-40.0	486.2	0.14	0.02	0.001	458	459	459
	208-212	cr																		
	212-214	z3GT-z3CA	127.47	1.7E-04	7.8E-07	6.8E-04	3.8E-07	7.6E-08	304.9	-	-	-	-	-	0.09	0.02	0.001	457	469	469
	214-245	cr	143.73	5.2E-05	2.3E-05	8.5E-03	8.0E-07	6.5E-08	284.6	#NV	-45.394	#NV	-45.4	113.6	0.13	0.13	0.003	468	508	508
		cr	162.00	-	-	-	-	-	-	-6.13	-47.4	-6.13	-47.4	6.7	4.24	3.21	0.079	473	474	474
		cr	216.60	1.5E-05	1.4E-06	#NV	2.3E-07	1.0E-07	291.5	-11.367	-63.548	-8.88	-61.1	350.0	-	0.26	0.007	-	477	477
		cr	233.80	-	-	-	-	-	-	-11.81	-57.4	-7.94	-53.5	-	-	-	-	-	-	-
										Endteufe: 245m holozän: 50m pleistozän: 50-128m										
69	0-81	q	17.75	-	-	-	-	-	-	-8.78	-62.8	-8.78	-62.8	(4.6)	-	20.1	0.40	-	201	201
		q	40.88	-	-	-	-	-	-	-8.70	-62.6	-8.70	-62.6	(6.1)	-	10.1	0.23	-	202	202
		q	78.80	-	-	-	-	-	-	-8.70	-60.3	-8.70	-60.3	(1.1)	-	15.4	0.32	-	203	203
	81-194	kro	89.86	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-8.57	-59.5	-8.57	-59.5	(4.2)	-	18.1	0.36	-	204	204
		kro	99.80	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-8.77	-62.1	-8.77	-62.1	(3.3)	-	18.1	0.36	198	199	199
		kro	100.80	3.8E-08	7.6E-08	1.0E-04	2.5E-08	5.5E-09	(289.7)	-	-	-	-	-	14.27	-	0.30	200	-	-
		kro	113.90	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-8.80	-63.6	-8.80	-63.6	0.4	-	17.9	0.36	211	212	212
		kro	134.50	-	-	-	-	-	-	-9.50	-67.8	-9.50	-67.8	3.5	-	17.43	0.35	-	232	232
		kro	152.70	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-10.07	-70.9	-10.07	-70.9	9.7	-	17.83	0.36	223	224	224
		kro	161.70	-	-	-	-	-	-	-10.49	-76.4	-10.49	-76.4	11.6	-	5.84	0.14	-	244	-
		kro	170.75	1.1E-06	1.5E-07	2.6E-04	6.3E-08	1.1E-08	296.5	-10.51	-75.1	-10.51	-75.1	12.1	5.73	7.43	0.17	238	239	239
		kro	185.70	2.0E-06	1.7E-07	2.6E-04	6.0E-08	1.2E-08	297.7	-10.77	-74.8	-10.58	-74.6	16.1	4.38	5.35	0.13	247	248	248
		kro	193.80	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	-8.83	-78.2	-8.83	-78.2	15.2	6.25	9.14	0.21	249	250	250
	194-245	cr	215.70	4.2E-06	2.2E-07	2.0E-04	4.2E-08	1.3E-08	328.9	-7.42	-64.7	-7.42	-64.7	0.29	0.29	18.3	0.37	258	259	-
		cr	229.95	-	-	-	-	-	-	-12.08	-82.9	-11.55	-82.4	0.4	-	14.99	0.31	-	288	288
		cr	243.80	-	-	-	-	-	-	-10.34	-90.6	-10.34	-90.6	0.4	-	16.59	0.34	-	282	282
										Endteufe: 245m holozän: 0-135m pleistozän: unter 135m										
71	0-13	q																		
	13-63	kro	66.65	-	-	-	-	-	-	(-9.13)	(-61.32)	(-8.89)	(-61.1)	(3.3)	-	11.48	0.25	5	5	5
	63-69	ju	71.56	-	-	-	-	-	-	(-6.02)	(-65.53)	(-6.00)	(-65.5)	0.02	-	6.45	0.15	6	6	6
	69-81	cr	79.37	-	-	-	-	-	-	(-5.81)	(-47.45)	(-5.80)	(-47.5)	0.10	-	5.35	0.13	10	10	10
										Endteufe: 81 m alte Proben										
72	0-61	q																		
	61-72	kro	44.60	7.8E-08	2.0E-07	3.4E-04	8.6E-08	1.6E-08	296.4	-8.61	-61.5	-8.61	-61.5	0.3	12.43	16.40	0.34	359	360	360
	72-128	cr	69.40	-	-	-	-	-	-	-6.96	-54.7	-6.96	-54.7	0.5	-	9.80	0.22	-	430	430
	128-132	z2DA-z3CA	109.80	3.7E-08	6.9E-09	6.5E-06	3.2E-09	6.1E-10	300	-3.73	-61.5	-3.73	-61.5	2.1	20.39	19.60	0.39	372	373	373
	133-170	cr	165.70	1.8E-05	1.2E-06	7.2E-04	1.2E-07	6.4E-08	kleine Prob.	#NV	-40.0	#NV	-40.0	155.1	0.13	0.08	0.002	392	393	393
	170-175	z2DA-z3CA	190.80	-	-	-	-	-	-	-13.44	-60.2	-8.11	-54.90	11.0	-	3.40	0.08	-	431	431
		cr	226.20	-	-	-	-	-	-	-8.22	-79.4	-11.60	-82.8	0.5	-	20.20	0.39	-	440	440
		cr	248.00	-	-	-	-	-	-	-8.48	-82.1	-8.48	-82.1	1.9	-	19.40	0.39	-	441	441
										Endteufe: 250m holozän: 0-92m pleistozän: 92-164m										

Tabelle A.9: Porenwasserproben Dp Mors 65 a, 69 a, 71 a, 72 a

86		Strati- graphie	Proben- tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew.%] Ofen	Destille	n	Probe Edel	Nr. Iso	Salz
0-47		q																		
47-141		kro	56.40	-	-	-	-	-	-	-7.80	-58.0	-7.80	-58.0	(0.6)	-	11.90	0.26	-	93	93
		kro	81.55	-	-	-	-	-	-	-8.98	-65.5	-8.98	-65.5	0.8	-	16.60	0.34	-	90	90
		kro	106.68	-	-	-	-	-	-	-9.00	-64.9	-9.00	-64.9	0.9	-	17.10	0.35	-	94	94
		kro	122.73	-	-	-	-	-	-	-9.80	-71.6	-9.80	-71.6	1.5	-	16.50	0.34	-	99	99
141-191		kmSM	152.40	-	-	-	-	-	-	-10.27	-71.6	-10.19	-71.5	3.5	-	11.30	0.25	-	100	100
		kmSM	177.45	6.6E-07	6.8E-09	4.2E-06	8.3E-10	#NV	(121.8)	-10.23	-74.4	-10.23	-74.4	(5.8)	-	9.00	0.20	-	Beutel	96
		kmSM	189.88	-	-	-	-	-	-	-7.86	-60.3	(-7.86)	(-60.3)	2.5	-	12.10	0.26	-	116	116
191-210		cr	200.60	1.9E-06	2.2E-06	1.2E-03	4.8E-07	8.6E-08	303.6	-7.20	-77.8	-7.20	-77.8	0.4	0.18	18.39	0.37	109	110	110
										Endteufe: 210 m										
										holozän: 0-125m										
										pleistozän: unter 125m										
94		Strati- graphie	Proben- tiefe [m]	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xen [Nml/g]	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁶	d ¹⁸ O [‰]	dD [‰]	d ¹⁸ O _{korr} [‰]	dD _{korr} [‰]	Salinität [g NaCl/g]	[Gew.%] Ofen	Destille	n	Probe Edel	Nr. Iso	Salz
0-2		q																		
2-160		sm	64.50	6.2E-06	4.9E-09	7.3E-06	1.6E-09	5.1E-10	#NV	-5.01	-38.4	-5.01	-38.4	20.3	18.21	9.94	0.32	466	467	467
		so	80.35	1.3E-06	1.3E-08	8.7E-06	1.6E-09	3.3E-10	(273.3)	-3.59	-48.7	-3.59	-48.7	1.1	18.77	17.32	0.35	471	472	472
		sm	122.53	8.1E-06	1.7E-07	2.8E-04	6.7E-08	1.1E-08	(288.1)	-5.46	-59.8	-5.46	-59.8	9.8	5.38	5.17	0.12	502	503	503
		sm	159.67	4.5E-05	2.7E-07	4.3E-04	1.1E-07	1.4E-08	(283.4)	-8.60	-66.9	-8.60	-66.9	14.8	3.90	4.13	0.10	506	507	507
			Endteufe: 160m																	

Tabelle A.10: Text: Porenwasserproben Dp Mors 86 a, 94 a

Bohrung Allertal	Filterstecke [m u. Gel.]		Beprobung Art	Datum	Tritium [TU]		stabile Isotope			C14 [pmc]		DIC	LF
	von	bis			Meßwert	Fehler	d D [‰]	d O18 [‰]	d C13 [‰]	Meßwert	Fehler	[mMol]	[µS/cm]
33 a	19.4	23.4	Kpv	30.06.1995	5.20	2.00	-61.9	-9.02	-18.92	72.3	0.6	109.0	298
36 a	53.6	57.6	Kpv	31.07.1995	1.70	0.46	-62.9	-9.29					512
36 b	8.5	10.5	Kpv	01.08.1995	38.50	2.30	-62.4	-8.96	-15.68	67.7	0.7	200.0	1267
38 a	181.1	186.1	Kpv	18.02.1995	0.25	0.21	-68.9	-10.02	-	-	-	-	51500
38 a	181.1	186.1	Kpv	24.09.1995	0.95	0.35	-70.1	-10.34					57900
38 b	112.5	117.5	Kpv	27.03.1995	0.19	0.34	-62.2	-8.89	-13.18	46.2	0.7	247.0	29400
38 c	42.3	45.3	Kpv	28.03.1995	1.67	0.62	-61.8	-8.96	-15.15	48.9	0.5	267.0	11160
42 a1	52	70.1	Test 2	01.07.1995	10.50	0.44	-59.2	-8.66	-10.99	45.6	0.7	77.8	15700
42 a1	42.3	46.3	Test1	25.06.1995	8.00	0.43	-60.1	-8.69	-12.77	48.9	0.8	139.0	12800
42 b	4.4	6.4	Kpv	25.08.1995	15.90	0.37	-60.6	-8.85	-16.53	71.3	0.7	131.0	7800
43 a	105	145	Test 3	30.05.1995	1.08	0.27	-	-	-16.04	80.7	0.4	228.0	18790
43 a	86.2	96.2	Kpv	23.07.1995	-	-	-	-	-	-	-	2.3	32000
43 a	86.2	96.2	Kpv	30.09.1995	<1.61	0.00	-67.2	-9.77					32900
43 b	28.3	30.3	Kpv	18.07.1995	0.65	0.29	-	-	-17.33	62.4	0.6	275.0	1048
43 a	105	145	Test 3	29.05.1995	-	-	-	-	-6.66	6.0	0.6	69.0	
44 a1	40.5	45.5	Kpv	17.05.1995	1.60	0.64	-60.5	-8.81	-18.62	51.4	0.5	227.0	4510
44 b	8.2	10.2	Kpv	04.05.1995	5.70	2.50	-61.3	-8.86	-17.14	80.3	0.4	236.0	2420
45 a	250	262.1	Test 7	14.12.1994	0.93	0.37	-85.6	-9.87	-8.77	4.6	0.5	134.0	220000
45 a	250	262.1	Test7_2	15.12.1994	1.67 (0.59)	0.55(0.34)	-77.8	-9.90	-	-	-	-	
45 b	52.6	62.6	Kpv	06.06.1995	0.22	0.39	-59.1	-8.64	-16.90	31.4	0.3	162.0	1402
46 a	90	96	Test 6	29.08.1995	0.24	0.41	-59.7	-8.81	-11.34	22.6	0.3	228.8	2700
46 a	73.5	78.5	Kpv	21.09.1995	-0.55	0.65	-64.1	-8.43					3100
62 a1	25.3	30.3	Kpv	12.03.1995	7.80	2.10	-64.7	-9.32	-15.82	64.5	0.6	168.0	668
63 a	6.4	8.4	KpV	27.05.1995	21.50	0.83	-61.9	-9.12	-	-	-	-	
65 a	9.2	12.2	Kpv	15.09.1995	<1.76		-60.0	-8.82	-7.56	69.7	0.5	111.9	920
65 a	198	216.2	Test 1	13.07.1995			-65.6	-9.36	-	-	-	-	135000
66 a	16.4	18.4	KpV	26.05.1995	0.53	0.31	-65.6	-9.36	-	-	-	-	
67 a	63.6	67.6	Kpv	03.08.1995	29.20	1.50	-61.0	-8.90					961
67 b	12.3	14.3	Kpv	03.08.1995	2.10	0.34	-59.7	-8.75	-19.75	86.7	0.5	222.0	2130
68 a	59.5	63.5	Kpv	28.08.1995	0.72	0.36	-62.3	-9.00	-13.78	51.5	0.4	272.0	717
68 b	4.4	6.4	Kpv	28.08.1995	24.20	1.20	-57.7	-8.60					10500
69 a	84.5	89.5	Kpv	21.06.1995	0.67	0.41	-60.9	-8.82	-15.97	60.6	0.7	121.0	495
69 a	84.5	89.5	Kpv	21.06.1995	-	-	-56.9	-8.45	-	-	-	-	495
69 b	19.4	21.4	Kpv	20.06.1995	22.6/22.1	1.2/1.1	-62.3	-9.00					995
71 a	26.6	30.6	Kpv	09.04.1995	0.22	0.39	-60.1	-8.66					400
71 b	9.3	11.3	Kpv	20.04.1995					-14.71	81.6	0.5	243.8	1298
72 a	27.6	29.6	Kpv	07.08.1995	1.40	0.34	-58.4	-8.57	-14.09	52.1	0.4	226.0	1957
74 a	44.5	47.5	Kpv	23.05.1995	0.37	0.38	-61.2	-8.90	-16.06	77.3	0.5	221.0	2800
74 b	8.7	10.7	Kpv	24.05.1995	18.90	1.00	-63.3	-9.13	-3.91	3.5	0.6	90.2	1104
86 a	50.4	55.4	Kpv	05.08.1995	0.87	0.33	-60.1	-8.85	-14.38	54.9	0.5	244.0	835
93 a	67.8	75.8	Kpv	11.09.1995	0.42	0.38	-67.1	-9.78					3800
94 a	145	160	Test 1	23.07.1995	0.31	0.33	-62.5	-9.03	-10.49	11.4	1.4	38.0	1834
94 a	135.3	139.3	Kpv	08.09.1995	0.93	0.41	-65.2	-9.49					22600
94 a	135.3	139.3	Kpv	09.09.1995	0.74	0.33	-	-					22600
94 b	46.4	56.4	Kpv	09.09.1995	2.87	0.32	-60.8	-8.94					2120
Trinkwasser Beendorf: für Bohrspülung verwendet				31.01.1995			-63.2	-9.01	-14.19	42.3	0.3	260.0	-

Tabelle A.11: Die Tabelle enthält die Analyseergebnisse von Grundwasserproben aus dem Allertal: Tritium, δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, DIC und die Leitfähigkeit. 'KpV' steht für Kurzpumpversuch, 'Test' für hydraulischen Test. Die δD - und $\delta^{18}O$ -Werte sind in den Tiefenprofilen der Porenwasserproben (Abb. A.1 bis A.22) mit eingezeichnet (Symbol: offenes Quadrat).

Bohrung	Filter		Art	Beprobung Datum	Tritium	Fehler	stabile	stabile	d C13	C14	Fehler	DIC	LF
	von	bis			[TU]		Isotope	Isotope		[pmc]		[mMol]	[µS/cm]
Lappwald	[m u. Gel.]			Datum	Meßwert		d D	d O18		Meßwert			
							[‰]	[‰]	[‰]				
35 a	65.6	75.6	Kpv	30.08.1995	20.10	1.00	-62.5	-8.89					750
52 a	363	423	Test 3	05.03.1995	1.35	0.37	-50.9	-7.89	-8.60	12.7	2.1	17.4	21600
52 a	114.5	124.5	Kpv	09.08.1995	1.54 (1.15)	(0.34))	-67.4	-9.72	-12.99	24.1	1.8	24.4	46000
53 a	51.3	56.3	Kpv	12.06.1995	0.52	0.37	-62.0	-9.09	-18.75	28.0	0.3	305.0	3060
54 a	128.7	133.7	Kpv	02.09.1995	0.00	0.00	-61.0	-8.86	-20.70	53.0	0.6	188.0	225
54 b	50.4	55.4	Kpv	06.06.1995	15.30	0.35	-60.7	-8.87	-19.46	43.4	0.4	248.0	1313
54 c	17.7	21.7	Kpv	08.06.1995	5.80	0.57	-58.6	-8.93	-19.03	33.3	0.4	230.2	3790
55 a	171.5	224.6	Test 4	09.08.1995	0.10	0.34	-68.9	-10.04	-7.72	3.4	0.3	211.0	4640
55 a	397	414.1	Test 1	03.08.1995	0.38	0.39	-44.7	-7.39	-10.68	14.3	1.7	32.6	199700
55 a	250	267.1	Test 2	05.08.1995	1.03	0.33	-65.5	-9.73	-7.70	18.8	0.6	76.0	33400
55 b	110.3	120.3	Kpv	21.10.1995	1.57	0.35	-60.2	-8.91					-
55 c	49.3	59.3	Kpv	04.10.1995	13.20	0.52	-63.1	-9.23	-13.68	64.5	0.4	279.0	716
56 a	145	165.1	Test 1	25.12.1994	0.84	0.35	-67.0	-9.94	-7.77	5.7	0.2	304.0	2830
56 a	95.1	100.1	Kpv	01.06.1995	2.99	0.39	-60.5	-8.80	-17.49	20.9	0.3	159.0	961
56 a	95.1	100.1	Kpv	09.09.1995	2.59	0.34	-60.3	-8.79	-17.09	35.5	0.2	236.0	961
56 b	31.3	36.3	Kpv	02.06.1995	5.10	0.41	-61.9	-8.92	-22.10	62.1	0.6	116.0	910
57 a	34.6	39.6	Kpv	23.06.1995	2.80	0.35	-	-	Probe nicht	verwertbar			1264
60 a	102.4	109.4	Kpv	09.10.1995	7.60	0.37			-22.59	75.8	1.6	48.7	349
60 a	102.4	109.4	Kpv	23.09.1995	7.40	0.39							349
60 b	70.4	75.4	Kpv	25.07.1995	0.70	0.31	-60.8	-8.95	-16.09	77.4	1.6	32.0	919
61 a	132.2	137.2	Kpv	05.09.1995	0.41	0.29	-61.6	-9.08	-14.13	41.2	0.8	64.0	645
61 b	90.5	95.5	Kpv	31.05.1995	8.60	1.05	-63.5	-9.34					722
61 c	47.4	52.4	Kpv	31.05.1995	8.10	0.55	-63.9	-9.35					379
64 a	82.8	92.8	Kpv	21.08.1995	1.07	0.31	-62.0	-9.12					2200

Bohrung	Filter		Art	Beprobung Datum	Tritium	Fehler	stabile	stabile	d C13	C14	Fehler	DIC	LF
	von	bis			[TU]		Isotope	Isotope		[pmc]		[mMol]	[µS/cm]
SW-Rand	[m u. Gel.]			Datum	Meßwert		d D	d O18		Meßwert			
							[‰]	[‰]	[‰]				
34 a	32.4	44.4	Kpv	26.06.1995	1.87	0.45	-60.0	-8.73	-13.06	33.9	1.0	56.0	684
37 a	76.6	79.6	Kpv	21.08.1995	<1.14	0.00	-62.2	-9.16					1739
37 b	29.3	36.3	Kpv	18.08.1995	0.51(<3.61)	0.37	-56.0	-8.23	-15.77	43.7	0.3	191.0	976
40 b1	52.6	63.6	Kpv	15.09.1995	0.88	0.41	-59.2	-8.66					534
40 c	37.7	42.7	Kpv	19.09.1995	16.20	0.86	-61.2	-8.99					1080
47 a	112.8	117.8	Kpv	14.06.1995	1.20	0.38	-67.3	-9.90					11730
48 a	38.7	42.7	Kpv	27.06.1995	6.89	0.50	-57.6	-8.99	-19.53	42.6	0.4	243.0	1187
49 a	102.3	107.3	Kpv	29.06.1995	0.28	0.34	-58.1	-8.65					4200
49 a	102.3	107.3	Kpv	15.07.1995	1.77	0.70	-58.0	-8.59	-15.19	55.0	0.6	146.5	2650
49 b	68.3	72.3	Kpv	14.06.1995	1.43	0.34	-59.7	-8.77	-2.95	13.9	2.3	19.0	2940
50 b	15.3	20.3	Kpv	26.08.1995	7.00	0.41	-60.4	-8.64		61.8	0.5	272.7	61400
51 a	221	271	Test 1	31.01.1995	0.10	0.34	-65.5	-9.67	-10.91	5.9	0.3	85.3	56100
51 c	48.3	63.3	Kpv	24.06.1995	0.58	0.35	-66.6	-9.73					50900
59 a	24.3	29.3	Kpv	24.05.1995	28.30	1.40	-65.0	-9.46					644

Tabelle A.12: Die Tabellen enthalten die Analyseergebnisse von Grundwasserproben aus dem Lappwald (oben) und der SW-Randstörung (unten): Tritium, δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, DIC und die Leitfähigkeit. 'KpV' steht für Kurzpumpversuch, 'Test' für hydraulischen Test. Die δD - und $\delta^{18}O$ -Werte sind in den Tiefenprofilen der Porenwasserproben (Abb. A.1 bis A.22) mit eingezeichnet (Symbol: offenes Quadrat).

Bohrung	Filter		Art	Datum	He	Ne	Ar]	Kry	Xe	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	delta Ne	Mittlere
Allertal	von [m]	bis [m]	Probenahme	[Nml/g]	[Nml/g]	[Nml/g]	[Nml/g]	[Nml/g]	[Nml/g]		[%]	Edelgastemp.
33 a	19.4	23.4	Kpv	30.06.1995	5.43E-08	2.27E-07	3.99E-04	9.56E-08	1.34E-08	298.2	11	6.0
36 a	53.6	57.6	Kpv	31.07.1995	5.90E-08	2.10E-07	4.14E-04	9.57E-08	1.36E-08	300.6	3.1	6.5
36 b	8.5	10.5	Kpv	01.08.1995	6.16E-08	1.42E-07	4.34E-04	9.45E-08	1.38E-08	300.3	16.6	5.1
38 a	181	186	Kpv	06.03.1995	1.37E-07	2.57E-07	3.55E-04	7.61E-08	1.01E-08	293.8	29.7	11.4
38 A	181.1	186.1	Kpv	24.09.1995	5.42E-08	2.82E-08	5.52E-05	1.40E-08	1.88E-09	298.7	0	91.1
38 b	112.5	117.5	Kpv	27.03.1995	2.11E-08	4.47E-08	7.11E-05	5.60E-09	2.56E-10	284.8	0	98.0
38 c	42.3	45.3	Kpv	28.03.1995	2.59E-08	3.42E-08	1.41E-04	5.37E-08	2.04E-09	291.4	0	70.1
42 a1	52	70.1	Test 2	01.07.1995	8.01E-06	2.92E-07	4.25E-04	9.92E-08	1.37E-08	295.9	37.7	4.9
42 a1	42.3	46.3	Test1	25.06.1995	2.23E-08	3.41E-08	1.44E-04	5.25E-08	1.69E-09	290.2	0	71.1
42 A1	42.6	46.6	Kpv	19.10.1995	7.33E-08	1.69E-07	3.64E-04	8.25E-08	1.17E-08	303.6	0	16.8
42 A1	42.6	46.6	Kpv	07.10.1995	6.76E-08	1.60E-07	3.41E-04	8.37E-08	1.21E-08	297.0	0	19.1
42 B	4.4	6.4	Kpv	25.08.1995	7.72E-08	2.40E-07	3.87E-04	8.48E-08	1.20E-08	319.6	19.2	8.2
43 a	105	145	Test 3	30.05.1995	6.65E-06	2.03E-07	3.14E-04	6.74E-08	6.64E-09	298.6	11.4	19.6
43 a	86.2	96.2	Kpv	23.07.1995	2.73E-06	2.01E-07	3.97E-04	8.78E-08	1.13E-08	297.1	1.9	10.1
43 b	28.3	30.3	Kpv	18.07.1995	1.45E-07	2.56E-07	4.17E-04	9.70E-08	1.40E-08	309.8	22.8	5.2
44 a1	40.5	45.5	Kpv	17.05.1995	1.74E-07	2.49E-07	4.44E-04	9.30E-08	1.31E-08	301.1	19.9	5.3
44 b	8.2	10.2	Kpv	04.05.1995	1.23E-07	2.70E-07	3.69E-04	7.61E-08	9.93E-09	298.8	35.1	11.1
45 a	250	262.1	Test 7	15.12.1994	2.27E-05	1.66E-07	2.28E-04	5.11E-08	6.57E-09	297.5	0.8	33.5
45 b	52.6	62.6	Kpv	06.06.1995	2.19E-07	3.35E-07	4.89E-04	1.07E-07	1.39E-08	298.6	53.6	2.9
46 A	90	96	Test 6	29.08.1995	6.38E-08	1.39E-08	1.89E-05	4.17E-09	6.35E-10	287.4	0	97.4
46 A	73.5	78.5	Kpv	21.09.1995	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck
62 a1	25.3	30.3	Kpv	12.03.1995	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck
63 a	6.4	8.4	Kpv	27.05.1995	-	-	-	-	-	-	-	-
65 a	9.2	12.2	Kpv	15.09.1995	5.76E-08	2.362E-7	4.29E-04	9.84E-08	1.40E-08	197.2	13.5	4.7
65 a	198	216.2	Test 1	13.07.1995	4.21E-06	1.44E-07	2.18E-04	5.14E-08	6.00E-09	297.3	0	41.1
66 a	16.4	18.4	Kpv	26.05.1995	-	-	-	-	-	-	-	-
67 a	63.6	67.6	Kpv	03.08.1995	1.76E-08	7.59E-08	1.95E-04	5.10E-08	7.68E-09	294.6	0	51.6
67 b	12.3	14.3	Kpv	03.08.1995	8.35E-08	3.20E-07	4.91E-04	1.07E-07	1.53E-08	292.3	46.3	2.3
68 A	59.5	63.5	Kpv	28.08.1995	8.68E-08	2.65E-07	4.48E-04	1.00E-07	1.37E-08	294.3	25.5	4.3
68 B	4.4	6.4	Kpv	28.08.1995	5.07E-08	2.11E-07	4.22E-04	9.86E-08	1.44E-08	296.5	2.7	5.6
69 a	84.5	89.5	Kpv	21.06.1995	4.80E-06	3.47E-06	1.92E-03	2.72E-07	2.76E-08	298.1	1343.8	0.0
69 b	19.4	21.4	Kpv	20.06.1995	8.84E-08	3.55E-07	4.98E-04	1.15E-07	1.48E-08	298	61.5	2.6
71 a	26.6	30.6	Kpv	09.04.1995	5.73E-08	2.32E-07	3.98E-04	8.97E-08	1.24E-08	303.6	14.6	7.2
71 b	9.3	11.3	Kpv	20.04.1995	5.95E-08	2.60E-07	4.02E-04	9.44E-08	1.30E-08	307.9	25.5	6.2
72 a	44.5	47.5	Kpv	07.08.1995	1.43E-07	4.12E-07	5.65E-04	1.14E-07	1.48E-08	294.7	83.5	2.0
74 a	44.5	47.5	Kpv	23.05.1995	7.74E-08	2.79E-07	4.48E-04	1.01E-07	1.39E-08	326.1	31.4	4.2
74 b	8.7	10.7	Kpv	24.05.1995	2.88E-08	1.28E-07	3.16E-04	8.40E-08	1.26E-08	298.8	0	28.6
86 a	50.4	55.4	Kpv	05.08.1995	5.96E-08	2.34E-07	4.00E-04	9.27E-08	1.28E-08	338.6	14.6	6.6
94 a	145	160	Test 1	23.07.1995	1.76E-05	3.59E-07	5.99E-04	1.36E-07	1.96E-08	300.7	56.8	0.0

Tabelle A.13: Die Tabelle enthält die Edelgaskonzentrationen der Grundwasserproben aus dem Allertal: Helium, Neon, Krypton und Xenon. 'KpV' steht für Kurzpumpversuch, 'Test' für hydraulischen Test. Die vorletzte Spalte enthält die Angabe zum Luftüberschuß in Prozent, korrigierte Werte sind nicht aufgeführt. Die letzte Spalte enthält die mittlere Edelgastemperatur. Die ⁴He-Konzentrationen der Grundwasserproben sind in den Tiefenprofilen der Porenwasserproben (Abb. A.1 bis A.22) mit eingezeichnet (Symbol: offenes Quadrat)

Bohrung Lappwald	Filter von [m]	Filter bis [m]	Art	Datum Probenahme	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xe [Nml/g]	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	delta Ne [%]	Mittlere Edelgastemp.
52 a	363	423	Test 3	05.03.1995	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck
53 a	51.3	56.3	Kpv	12.06.1995	1.33E-07	3.91E-07	5.47E-04	1.11E-07	1.56E-08	296.9	74.8	1.8
54 b	50.4	55.4	Kpv	06.06.1995	8.17E-08	3.15E-07	5.24E-04	1.10E-07	1.51E-08	295.5	42.8	2.1
54 c	17.7	21.7	Kpv	08.06.1995	9.56E-08	3.23E-07	5.10E-04	1.11E-07	1.43E-08	269.1	47	2.4
55 a	171.5	224.6	Test 4	09.08.1995	8.20E-07	3.05E-07	4.84E-04	1.11E-07	1.78E-08	296.6	38.3	1.1
55 a	397	417.09	Test 1	03.08.1995	1.03E-05	1.51E-08	3.21E-05	4.98E-09	3.42E-10	282.5	0	97.8
55 a	250	267.1	Test 2	05.08.1995	1.22E-05	2.76E-07	4.60E-04	1.05E-07	1.37E-08	296.6	29.2	3.7
55 b	110.3	120.3	Kpv	21.10.1995	-	-	-	-	-	-	-	-
55 c	49.3	59.3	Kpv	04.10.1995	6.88E-08	2.83E-07	4.31E-04	9.51E-08	1.33E-08	417.0	34.4	5.3
56 a	145	165.1	Test 1	25.12.1994	1.11E-06	3.29E-07	5.33E-04	1.20E-07	1.71E-08	296.0	46.7	0.7
56 b	31.3	36.3	Kpv	02.06.1995	6.25E-08	2.69E-07	4.47E-04	9.98E-08	1.40E-08	378.0	27.2	4.2
56 b	31.3	36.3	Kpv	03.06.1995	1.10E-05	3.44E-07	4.83E-04	1.05E-07	1.32E-08	416.6	58.5	0.0
57 a	34.6	39.6	Kpv	23.06.1995	9.13E-08	3.40E-07	4.63E-04	7.66E-08	1.37E-08	327.0	60.4	6.4
60 A	102.4	109.4	Kpv	09.10.1995	7.79E-08	8.00E+00	5.20E-04	1.14E-07	1.63E-08	296.8	45.5	1.4
60 A	102.4	109.4	Kpv	23.09.1995	7.77E-08	3.23E-07	5.22E-04	1.15E-07	1.75E-08	296.4	44.8	0.8
60 B	70.4	75.4	Kpv	25.07.1995	6.55E-08	2.80E-07	4.82E-04	9.50E-08	1.59E-08	196.7	30.2	3.1
61 b	90.5	95.5	Kpv	31.05.1995	9.23E-08	3.49E-07	5.36E-04	1.18E-07	1.63E-08	291.5	56	1.1
61 c	47.4	52.4	Kpv	31.05.1995	8.76E-08	3.56E-07	5.15E-04	1.14E-07	1.58E-08	296.6	60	1.6
64 A	82.8	92.8	Kpv	21.08.1995	1.63E-07	3.26E-07	5.36E-04	1.23E-07	1.85E-08	297.5	44.5	0.0

Bohrung SW-Rand	Filter von [m]	Filter bis [m]	Art	Datum Probenahme	He [Nml/g]	Ne [Nml/g]	Ar [Nml/g]	Kry [Nml/g]	Xe [Nml/g]	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	delta Ne [%]	Mittlere Edelgastemp.
34 a	32.4	44.4	Kpv	26.06.1995	8.32E-08	2.56E-07	6.15E-04	1.65E-07	2.21E-08	299.5	14.7	0.0
37 A	76.6	79.6	Kpv	21.08.1995	2.48E-07	2.83E-07	4.33E-04	9.92E-08	1.47E-08	295.9	33.3	4.2
37 B	29.3	36.3	Kpv	18.08.1995	7.88E-08	2.62E-07	3.43E-04	7.14E-08	8.91E-09	294.8	34	13.4
40 B1	52.6	63.6	Kpv	15.09.1995	1.01E-07	2.63E-07	4.56E-04	1.01E-07	1.40E-08	297.7	24.2	4.0
40 C	37.7	42.7	Kpv	19.09.1995	7.56E-08	3.14E-07	4.81E-04	1.06E-07	1.43E-08	296.5	44.8	3.0
47 a	112.8	117.8	Kpv	14.06.1995	1.58E-06	3.41E-07	5.29E-04	1.07E-07	1.09E-08	296.6	66	4.7
48 a	38.7	42.7	Kpv	27.06.1995	6.99E-08	2.362E-7	4.50E-04	9.97E-08	1.39E-08	295.8	12.8	4.2
49 a	102.3	107.3	Kpv	29.06.1995	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck
49 A	102.3	107.3	Kpv	15.07.1995	1.17E-07	3.96E-07	6.27E-04	1.41E-07	1.90E-08	295.9	0	0.0
49 b	68.3	72.3	Kpv	14.06.1995	7.37E-08	2.52E-07	4.27E-04	9.59E-08	1.28E-08	301.6	21.4	5.6
50 B	15.3	20.3	Kpv	26.08.1995	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck	Leck
51 a	221	271	Test 1	31.01.1995	2.46E-05	7.82E-07	5.67E-04	1.18E-07	1.35E-08	297.1	245.2	2.4
51 a	221	271	Test 1	31.01.1995	1.97E-05	5.39E-07	6.01E-04	1.16E-07	1.32E-08	297.1	138.4	2.6
51 c	48.3	63.3	Kpv	24.06.1995	7.61E-06	3.73E-07	4.18E-04	1.18E-07	1.45E-05	296.9	71.5	3.3
59 a	24.3	29.3	Kpv	24.05.1995	5.22E-08	2.17E-07	3.79E-04	8.82E-08	1.26E-08	417.5	8.6	8.0

Tabelle A.14: Die Tabelle enthält die Edelgaskonzentrationen der Grundwasserproben aus dem Lappwald und der SW-Randstörung: Helium, Neon, Krypton und Xenon. 'KpV' steht für Kurzpumpversuch, 'Test' für hydraulischen Test. Die vorletzte Spalte enthält die Angabe zum Luftüberschuß in Prozent, korrigierte Werte sind nicht aufgeführt. Die letzte Spalte enthält die mittlere Edelgastemperatur. Die ⁴He-Konzentrationen der Grundwasserproben sind in den Tiefenprofilen der Porenwasserproben (Abb. A.1 bis A.22) mit eingezeichnet (Symbol: offenes Quadrat)

Literaturverzeichnis

- [Albrecht et al. 1995] Albrecht, H.; Balzer, D.; Käbel, H.; Langkutsch, U.; Lotsch, D.; Putscher, S. & Ziermann, H. (1995): Geological setting of the Morsleben radioactive waste repository, with emphasis on hydrological modelling. Federal Institute for Geoscience and Natural Resources, Berlin Branch Office, Germany
- [Andrews & Lee 1979] Andrews, J.N. & Lee, D.J. (1979): Inert gases in groundwaters from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and palaeoclimatic trends. *J. Hydrol.* **41**, S. 233 – 252
- [Andrews 1993] Andrews, J.N. (1993): The isotopic composition of groundwaters and palaeoclimate at aquifer recharge. *In: Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere*, 1993. IAEA-SM-329/69
- [Andrews 1985] Andrews, J. N.(1985): The isotopic composition of radiogenic Helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers. *Chem. Geol.* **49**, S.339 – 351
- [Akin & Siemes 1988] Akin, H. & Siemes, H. (1988): Praktische Geostatistik. Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg
- [Ault & Kupp 1959] Ault, W.U. & Kulp, J.L. (1959): Isotopic geochemistry of sulphur. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **16**, S. 201 – 235
- [Balderer, Pearson & Soreau 1991] Balderer, W., Pearson, F.J. & Soreau, S. (1991): Sulphur and oxygen isotopes in sulphate and sulphide. *In: Appl. Isotope Hydrology, A case Study in northern Switzerland. Studies in Environmental Science 43.* Elsevier, 1991
- [Balzer 1997] Balzer, D. (1997): Möglichkeiten und Grenzen der Analyse und Interpretation salinärer Zechstein-Strukturen in subrosiver Fazies. *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge* **5**, S. 57 – 76
- [Bárdossy 1994] Bárdossy, A. (1994): Geostatistische Methoden. Programmbeschreibung IHW-Geostat. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe (unveröffentlicht)
- [Best 1996] Best, G. (1996): Floßtektonik in Norddeutschland: Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen an der Salzstruktur ‘Oberes Allertal ‘. *Z. dt. geol. Ges.* **147/4**, S. 455 – 464
- [BGR 1993] BGR (1993): Projekt Morsleben: Grundlagen zur hydrogeologischen Modellbildung, Zwischenbericht 1993. Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe, Berlin, unveröffentlicht

- [BGR 1997] BGR (1997): Hydrochemische Grundwasseranalysen Morsleben. Dokumentation der Grundwasseranalysen 1997 und Endbericht zu den beprobungs- und labortechnischen Arbeiten 1992 – 1997, BGR Hannover, unveröffentlicht
- [Clark, Beg & Craig 1969] Clarke, F.W., Beg, M.A. & Craig, H. (1969): Exzess ^3He in the sea: Evidence for terrestrial primordial helium. *Earth Planet. Sci. Lett.* **6**, S. 213 – 220
- [Clarke, Jenkins & Top 1976] Clarke, W.B., Jenkins, W.J. & Top (1976): Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ^3He . *International Journal of Applied Radiation and Isotopes* **27**, S. 515 – 522
- [Claypool et al. 1980] Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. & Zak, I. (1980): The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulphate and their mutual interpretations. *Chem. Geol.* **28**, S. 199 – 260
- [Clever 1979] Clever, H.L. (eds) (1979): Solubility data series Vol. 2, Krypton, Xenon, Radon – Gas solubilities. International Union of Pure and Applied Chemistry, Pergamon Press, Oxford.
- [Craig 1961] Craig, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, S. 1702 – 1703
- [Craig & Gordon 1965] Craig, H. & Gordon, L.I. (1965): Deuterium and ^{18}O variation in the ocean and marine atmosphere. In: Stable Isotopes in the Oceanic Studies and Palaeotemperature. E. Tongiorgi (ed.), Lischi, Pisa. S. 9 – 130
- [Dansgaard 1964] Dansgaard, W. (1964): Stable isotope in precipitation. *Tellus* **XVI**, **4**, S. 436 – 468
- [DBE 1990-96] DBE 1990-96, VE Kombinat KKW Bruno Leuschner 1978 - 89, unveröffentlicht aus: [Langkutsch et al. 1998]
- [Delbrück 1996] Delbrück, M. (1996): Großflächiges Bromid-Tracerexperiment zur räumlichen und zeitlichen Variabilität des Wassertransportes an einem Lößhang. Dissertation, Universität Heidelberg
- [Deák et al. 1987] Deák, J., Stute, M., Rudolph, J. & Sonntag, C. (1987): Determination of the flow regime of quaternary and pliocene layers in the Great Hungarian Plain (Hungary) by D, ^{18}O and ^{14}C and noble gas measurements. IAEA, Vienna, Austria, IAEA-SM-299/39
- [Dyck & Peschke 1995] Dyck, S. & Peschke, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Bauwesen. 3. Auflage, Berlin.
- [Ebel 1991] Ebel, K. (1991): Das Endlager Morsleben für niedrig- und mittelradioaktive Abfälle. *Atomwirtschaft Atomtechnik*, Sonderdruck. Jahrgang 36, **11**, Nov. 1991
- [Freeze & Cherry 1979] Freeze, R.A., Cherry, J.A. (1979): Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, S. 604ff
- [Gat & Gonfiantini 1981] Gat, J.R. & Gonfiantini, R., (1981): Stable Isotope Hydrology: Deuterium and ^{18}O in the Water Cycle. *Technical Report Series*, **210**, IAEA, Wien 1981

- [Giessel & Paul 1982] Giessel,? & Paul,? (1982): Technische Dokumentation zur Halde Marie in der Gemeinde Beendorf. – 4 Seiten, DBE-Archiv Nr. 9M/02ZZS/G/WZ/0001/00, Magdeburg, unveröffentlicht
- [Golder Assoc. GmbH 1994, b] Golder Associates GmbH (1994): Geowissenschaftliche Begleitung und Steuerung eines Bohrprogramms sowie Durchführung von hydraulischen Tests und geophysikalischen Messungen. Projektstudie ERA Morsleben, Celle, Sept. 1994, unveröffentlicht
- [Gröning 1989] Gröning, M. (1989): Entwicklung und Anwendung einer neuen Probenahmetechnik für Edelgasmessungen an Grundwasser und Untersuchungen zum Luftüberschuß im Grundwasser. Diplomarbeit, Universität Heidelberg
- [Gröning 1994] Gröning, M. (1994): Edelgase und Isotopentracer im Grundwasser: Paläo-Klimaveränderungen und Dynamik regionaler Grundwasserfließsysteme. Dissertation, Universität Heidelberg
- [Heaton & Vogel 1972] Heaton, T.H.E. & Vogel, J.C. (1972): ‘Excess Air‘ in Groundwater. *J. Hydrol.*, **50**, S. 201 – 216
- [Herrmann 1983] Herrmann, A.G. (1983): Radioaktive Abfälle. Probleme und Verantwortung. Springer Berlin, Heidelberg.
- [Hitchon & Friedman, 1969] Hitchon, B. & Friedman, I. (1969): Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin - I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, S. 1321 – 1349.
- [Hoefs 1996] Hoefs, J. (1996): Isotopenuntersuchungen an Schwefelverbindungen im Rahmen des hydrologischen Standortuntersuchungsprogramms ERA Morsleben. Bericht: BfS-Bestell-Nr.: 8107/3, unveröffentlicht
- [Hoefs 1997] Hoefs, J. (1997): Stable Isotope Geochemistry. Minerals and Rocks. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 4. Auflage
- [Holser & Kaplan 1966] Holser, W.T. & Kaplan, I.R. (1966): Isotope geochemistry of sedimentary sulphates. *Chem. Geol.*, **1**, S. 93 – 135
- [Holser et al. 1979] Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. & Zak, I. (1979): Isotope geochemistry of oxygen in the sedimentary sulphate cycle. *Chem. Geol.*, **25**, S. 1 – 17
- [Ivanovich & Harmon 1992] Ivanovich, M. & Harmon, R.S. (1992): Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine and environmental sciences, 2nd edition. Clarendon Press, Oxford.
- [Jamtveit & Yardley 1997] Jamtveit, B. & Yardley, B. (1997): Fluid Flow and Transport in Rocks. Mechanism and Effects. Chapman & Hall, 1. Auflage, 1997
- [Jordan 1997] Jordan, R. (1974): Salz- und Erdöl/Erdags-Austritt als Fazies bestimmende Faktoren im Mesozoikum Nordwestdeutschlands. *Geol. Jb.* **A 13**, S. 64, Hannover
- [Jubitz et al. 1991] Jubitz, K.B., Beutler, G., Schwab, G. & Stackebrandt, W. (1991): Zur Strukturentwicklung des Spaltendiapirs der Allertalzone (Subherzyne Senke). *Z. geol. Wiss.*, **19**, 4, S. 409 – 421

- [Klimek 1995] Klimek, O. (1995): Laborversuche zur Diffusion von Edelgasen und Salz im Porenwasser von Sedimentgesteinen. Diplomarbeit, Universität Heidelberg
- [Krige 1951] Krige, D.G. (1995): A statistical approach to some mine evaluations and allied problems on the Witwatersrand, *J. Chem. Metall. Min. Soc. S. Africa*, **52.6**, S. 119 – 139
- [Langkutsch et al. 1997] Langkutsch, U., Käbel, H., Sostin, M. & Schwamm, G. (1997): Projekt Morsleben. Hydrogeologische Modellbildung. BGR Archiv Nr.: 116079, Berlin, Hannover, unveröffentlicht
- [Langkutsch et al. 1998] Langkutsch, U., Käbel, H., Margane, A. & Schwamm, G. (1998): Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen BGR, Berlin. Archiv - Nr.: 116906, März 1998, unveröffentlicht
- [Lippmann et al. 1997] Lippmann, J., Rübel, A., Osenbrück, K., Sonntag, C., Gröning, M. (1997): Dating porewater in rock samples from fresh drilling cores: Depth profiles of stable isotopes, noble gases and chloride in hydraulically 'impermeable' geological Formations. *In: Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere, 1997. IAEA-SM-349/36*
- [Lippmann et al. 1997] Lippmann, J., Osenbrück, K., Rübel, A., Zink, S., Sonntag, C., Lehmann, B.E., Purtschert, R. & Tolstikhin, I. (1997): Stabile Isotope und Edelgasgehalte von Porenwässern und Gesteinen aus Bohrkernen der SB4a/s am Wellenberg. NIB 97-07. Nagra, Wettlingen, unveröffentlicht
- [Lloyd 1967] Lloyd, R.M. (1967): ^{18}O Oxygen composition of oceanic sulphate. *Science*, **156**, S. 1228 – 1231
- [Loosli et al. 1995] Loosli, H.H., Lehmann, B.E., Gautschi, A. & Tolstikhin, I. (1995): Helium isotopes in rocks, minerals and related groundwaters. *In: Water Rock Interaction. Kharaka & Chudaev (eds.), Balkema, Rotterdam, S. 31 – 34*
- [Lootsch 1998] Lootsch, D. (1998): Projekt Morsleben. Geologisches Schichtenverzeichnis der Bohrungen Dp Mors 1 bis 94, abgeteuft 1988 – 1990 und 1994 – 1995, Dokumentation: BGR, Berlin, Archiv Nr.: 116625, unveröffentlicht
- [Lupton 1983] Lupton, J.E. (1983): Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to premordial components in the mantel. *Ann. Rev. of Earth Plant. Sci.* **11**, S. 371 – 414
- [Mamyrin & Tolstikhin 1984] Mamyrin, B.A. & Tolstikhin, I.N (1984): Helium Isotopes in Nature: Developments in Geochemistry **3**, New York
- [Matsubaya & Sakai 1973] Matsubaya, O. & Sakai, H. (1973): Oxygen and hydrogen isotopes study on the water of crystallization of gypsum from the Kuroko type mineraliazation. *Geochem. J.* **7**, S. 153 ff
- [Mazor 1981] Mazor, E. (1981): Palaeotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters; Jordan Rift Valley, Israel. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, S. 1321 – 1336
- [Morrison & Pine 1955] Morrison, P. & Pine, J. (1955): Radiogenic origin of the Helium isotopes in rocks. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **62**, S. 69 – 92

- [Mülders 1997] Mülders, R. (1997): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben: Wasserhaushaltsbericht 1996. Bundesamt für Gewässerkunde. BfG - 1068, S. 55 ff
- [Münnich 1957] Münnich, K.O. (1957): Messung des ^{14}C -Gehaltes von hartem Grundwasser. *Naturwissenschaften*, **34**, S. 32 – 33
- [Münnich 1963] Münnich, K.O. (1963): Atombomben-Tritium als Indikator in der Hydrologie. *Physikalische Blätter* **9**, S. 418 – 421
- [Neretnieks 1980] Neretnieks, I. (1980): Diffusion in the rock matrix. An important factor in radionuclide retardation? *J. Geophys. Res.*, B8, **85**, S. 4379 – 4397
- [Nielsen & Rieke, 1964] Nielsen, H. & Rieke, W. (1964): S-Isotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland. Ein Beitrag zur Kenntnis von $\delta^{34}\text{S}$ im Meerwasser-Sulfat. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, S. 577 – 591
- [Nielsen 1979] Nielsen, H. (1979): Sulphur Isotopes. In: Jäger, E., Huntzinger, J.C., (eds.) Lectures in Isotope Geology. Springer Verlag Berlin, S. 283 – 312
- [O'Nions & Oxburgh 1988] O'Nions, R.K. & Oxburgh, E.R. (1988): Helium, volatile fluxes and the development of continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, S. 331 – 347
- [Osenbrück 1991] Osenbrück, K. (1991): Laborversuche zur Bildung des Luftüberschusses im Grundwasser. Diplomarbeit, Universität Heidelberg
- [Osenbrück 1996] Osenbrück, K. (1996): Alter und Dynamik tiefer Grundwässer: Eine neue Methode zur Analyse der Edelgase im Porenwasser von Gesteinen. Dissertation, Universität Heidelberg
- [Osenbrück & Sonntag 1996] Osenbrück, K. & Sonntag, C. (1996): A new Method for the investigation of noble gases dissolved in the pore water of sedimentary rocks. First results from coal and salt mines in Germany. In: Isotopes in water resources management. **1**, IAEA-SM-336/101P, S. 106 – 108
- [Osenbrück, Lippmann & Sonntag, 1998] Osenbrück, K., Lippmann, J. & Sonntag, C. (1998): Dating very old porewaters in impermeable rocks by noble gas isotopes. Accepted by *Geochim. Cosmochim. Acta*
- [Oxburgh, O'Nions & Hill 1986] Oxburgh, E.R., O'Nions, R.K. & Hill, R.I. (1986): Helium isotopes in sedimentary basins. *Nature*, **324**, S. 632 – 635
- [Ozima & Podosek 1983] Ozima, M. & Podosek, F.A. (1983): Noble Gas Geochemistry. Cambridge University Press, Cambridge.
- [Pearson et al. 1994] Pearson, F.J., Eichinger, L, Waber, H.N., Loosli, H.H. & Lehmann, B.E. (1994): Stable and radioactive isotopes from groundwaters at Wellenberg. Nagra internal Report 94-05. Nagra, Wetzlingen, Switzerland
- [Pearson & White 1967] Pearson, F.J. & White, D.E (1967): Carbon-14 ages and flow rates of water in Carizzo Sand, Atacosa County, Texas. *Wat. Res. Res.*, **3**, S. 251 – 261
- [Pilot, Rosler & Muller 1972] Pilot, J., Rosler, H.J. & Muller, P. (1972): Zur geochemischen Entwicklung des Meerwassers und mariner Sedimente im Phanerozoikum mittels Untersuchungen von S-, O- und C-Isotopen. *Neue Bergbautechnik*, **2**, S. 161 – 168

- [Raab & Spiro 1991] Raab, M. & Spiro, B. (1991): Sulphur isotopic variations during seawater evaporation with fractional crystallization. *Chem. Geol.*, **86**, S. 323 – 333
- [Ring 1994] Ring, T. (1994): Molekular-diffusives Salinitätsprofil des Porenwassers der Sedimentgesteine im Bereich der Schachanlage Konrad/Salzgitter. Diplomarbeit, Universität Heidelberg
- [Rödel 1992] Rödel, W. (1992): Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, X-te Auflage
- [Roether 1970] Roether, W. (1970): Water CO₂ exchange set-up for the routine ¹⁸O assay of natural waters. *Intern. J. Appl. Radiation and Isotopes*, **321**, S. 379 – 387
- [Roether & Weiss 1980] Roether, W. & Weiss, W. (1980): The rates of tritium input into the oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, S. 435 – 446
- [Rogge 1997] Rogge, T. (1997): Eine molekular-diffusive Methode zur Bestimmung des Porenwassergehaltes und der Zusammensetzung von stabilen Isotopen im Porenwasser von Gestein. Diplomarbeit, Universität Heidelberg
- [Rudolph 1981] Rudolph, J. (1981): Edelgastemperaturen und Heliumalter ¹⁴C datierter Paläowässer. Dissertation, Universität Heidelberg
- [Rudolph, Rath & Sonntag 1984] Rudolph, J., Rath, H.K. & Sonntag, C. (1984): Noble gases and stable isotopes in ¹⁴C dated palaeowaters from central Europe and the Sahara. In: Isotope Hydrology, 1983. IAEA, Wien, S. 467 – 477
- [Rozanski 1995] Rozanski, K. (1995): Deuterium and ¹⁸O in European groundwaters – links to atmospheric circulation in the past. *Chem. Geol.*, **52**, S. 349 – 363.
- [Rübel et al. 1997] Rübel, A., Lippmann, J., Osenbrück, K. & Sonntag, C. (1997): Stable isotopes and noble gases in pore water of the Opalinus Clay at Mt. Terri, Switzerland. Part I and II; Technical Notes, TN96-17, Nagra, Wetztingen, unveröffentlicht
- [Schmidt 1995] Schmidt, G. (1995): Die Entstehung radioaktiver Abfälle und ihrer Endlagerung. Aus: Die Endlagerung radioaktiver Abfälle – Risiken und Probleme. IPPNW (Hrsg.), S. Hirzel Stuttgart, Leipzig, 1995
- [Schmitz 1993] Schmitz, U. (1993): ²H, ¹⁸O und Br⁻ als Tracer im Weiherbachgebiet. Diplomarbeit, Universität Heidelberg
- [Shukoljukov, Kirsten & Jessberger 1974] Shukoljukov, J., Kirsten, T. & Jessberger, E.K. (1974): The Xe-Xe spectrum technique, a new dating method. *Earth Planet. Sci. Lett.* **24**, S. 271 – 291
- [Smith & Kennedy 1983] Smith, S.P. & Kennedy, B.M. (1983): The solubility of noble gases in water and in NaCl brine. *Geochim. Cosmochim. Acta* **47**, S. 503 – 515
- [Sofer 1967] Sofer, Z. (1967): Isotopic composition of hydration water in gypsum. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, S. 1141 – 1149
- [Sofer 1975] Sofer, Z. (1975): Isotopic composition of hydration water in gypsum. Ph.D. Thesis. The Feinberg Graduate School, Rehovot, Israel (in Hebrew)

- [Sonntag et al. 1979] Sonntag, C., Klitzsch, E., Löhnert, E.P., El Shazly, E.M., Münnich, K.O., Junghans, C., Thorweihe, U., Weistroffer, K. & Swailem, F.M. (1979): Palaeoclimatic information from Deuterium and ^{18}O in ^{14}C dated North Saharian groundwaters. Groundwater formation in the past. *In: Isotope Hydrology 1978*, Vol. 2, IAEA, S. 569 – 581
- [Sonntag 1990] Sonntag, C. (1990): Skript zur Vorlesung ‘Isotopenhydrologie’, unveröffentlicht
- [Sonntag 1992] Sonntag, C. (1992): Gesteinsuntersuchungen zur Stoffdynamik der Tiefengrundwässer in der Schachanlage Konrad/Salzgitter. Bericht im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS), Salzgitter, unveröffentlicht
- [Sonntag 1995] Sonntag, C. (1995): Isotopenuntersuchungen im Rahmen des hydrogeologischen Standortuntersuchungsprogramms ERA Morsleben. Bericht (PSP-Element Nr. 9 M 212 250 61) an das BfS, unveröffentlicht
- [Sonntag 1998] Sonntag, C. (1998): Interpretation der Isotopen-, Edelgas- und Salinitätsuntersuchungen an Grundwasserproben und am Porenwasser in frischen Bohrkernproben aus dem hydrologischen Untersuchungsgebiet des ERA Morsleben. Bericht (PSP-Element Nr. 9 M 212 250 61) an das BfS, unveröffentlicht
- [Sonntag 1998] Sonntag, C. (1998): Persönliche Mitteilung
- [Stanley 1994] Stanley, S.M. (1994): Historische Geologie. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, Oxford
- [Stute 1989] Stute, M. (1989): Edelgase im Grundwasser - Bestimmung von Paläotemperaturen und Untersuchung der Dynamik von Grundwasserfließsystemen. Dissertation, Universität Heidelberg
- [Stute et al. 1992, a] Stute, M., Sonntag, C., Deak, J. & Schlosser, P. (1992): Helium in deep circulating groundwater in the Great Hungarian Plain: Flow dynamics and crustal and mantle helium fluxes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, S. 2051 – 2067
- [Stute et al. 1992, b] Stute, M., Schlosser, P., Deak, J.F. & Broecker, W.S. (1992): Palaeotemperatures in the southwestern United States derived from noble gases in groundwater. *Science* **256**, S. 1000 – 1003
- [Stute et al. 1995] Stute, M., Forster, M., Fischkorn, H., Serejo, A., Clark, F.J., Schlosser, P., Broecker, W.S. & Bonani, G. (1995): Cooling of tropical Brazil (5°C) during last glacial maximum. *Science* **269**, S. 379 – 383
- [Stute 1997] Stute, M. (1997): Palaeoclimate lessons from Groundwater. 3rd Mini Conference on recharge Temperatures, Palaeowaters and Climate. Kastanienbaum, Switzerland, Sept. 1997
- [Suckow 1993] Suckow, A. (1995): Isotopenhydrologische und Edelgaspaläotemperaturuntersuchungen im Deckgebirge über dem Salzstock Gorleben. Dissertation, Universität Heidelberg
- [Tegen 1988] Tegen, I. (1988): Laborexperimente zur Tiefenverlagerung von Cäsium und zur Entstehung des Luftüberschusses im Grundwasser. Diplomarbeit, Institut für Umweltp Physik, Universität Heidelberg

- [Torgersen & Clarke 1984] Torgersen, T. & Clarke, W.B. (1984): Helium accumulation in groundwater, *In: An evaluation of sources and the continental flux of crustal ^4He in the Great Artesian Basin, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, S. 1211 – 1218*
- [Trusheim 1971] Trusheim, F. (1971): Bildung der Salzlager im Rotliegenden und im Mesozoikum Mitteleuropas. *Geol. Jb.* **112**, S. 3 – 51, Hannover
- [Wackernagel 1995] Wackernagel, H. (1995): Multivariate Geostatistics. Springer Berlin, 1995
- [Weiss 1968] Piggyback samplers for dissolved gas studies on sealed water samples. *Deep-Sea Research* **15**, S. 659 – 699
- [Weiss 1970] Weiss, R.F. (1971): The Solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep-Sea Res.* **17**, S. 721 – 735
- [Weiss 1971] Weiss, R.F. (1971): Solubility of helium and neon in water and seawater. *J. Chem. Eng. Data* **16**, S. 235 – 241
- [Weiss, Roether & Bader 1976] Weiss, W., Roether, W. & Bader, G. (1976): Determination of blanks in low-level tritium measurement. *Int. J. Appl. Radiat. Isotopes* **27**, S. 217 – 225
- [Weiss, Bullacher & Roether 1979] Weiss, W., Bullacher, J. & Roether, W. (1979): Evidence of pulsed discharges of tritium from nuclear energy installations in central European precipitations. *In: Behavior of Tritium in the Environment, IAEA, Wien 1979, SM-232/18*, S. 17 – 29
- [Zuber et al. 1997] Zuber, A., Weise, S.M., Osenbrück, K. & Mate 'nko, T. (1997): Origin and age of saline waters in Busko Spa (Southern Poland) determined by isotope, noble gas and hydrochemical methods: evidence of interglacial and pre-Quaternary warm climate recharges. *Appl. Geochem.* **12**, S. 643 – 660
- [Zink 1996] Zink, S. (1996): Salzgehalt der Porenlösungen in Bohrkernproben aus dem Deckgebirge über dem Allertal-Salzstock bei Morsleben. Diplomarbeit, Universität Heidelberg

Danksagung

Die vergangenen Jahre am Institut für Umweltphysik waren ereignisreich und lehrreich, oft anstrengend und spannend, aber auch lustig und befriedigend. Die Arbeit wäre in dieser hier vorgestellten Form nicht möglich gewesen ohne die Unterstützung der Menschen, denen ich hier danken möchte.

Herrn Prof. C. Sonntag danke ich, daß er mich durch seine Frage, ob ich bei ihm promovieren wolle, für die wissenschaftliche Arbeit motivierte, interessierte und daß er mich bis zum Abschluß dieser Arbeit engagiert betreute.

Herrn Prof. T. Kirsten danke ich für die Übernahme der Koreferates.

Die ersten Handgriffe am Edelgasmassenspektrometer erlernte ich bei Frau Kristin Pitz. Ihre langjährige Erfahrung ermöglichte eine hohe Datenqualität, ihre Herzlichkeit sorgte stets für ein prima Arbeitsklima. Ebendarum möchte ich mich auch bei Frau Christel Facklam und Dr. Rolf Neubert für die Isotopengehaltsbestimmung von D und ^{18}O bedanken.

Nicht nur für den Spaß während Arbeit, aber immerhin auch deswegen – der ist so wichtig –, danke ich meinen Kollegen der Hydrologie-Arbeitsgruppe Jochen Geib, Clemens Roter und André Rübel. Ich erinnere da nur an Kuriositäten wie den ‘0190-Fahrstuhlsong’, den every wednesday-sneak-report, rote Monster, zutrauliche Mäuse und die Option auf Stellensuche im Münzesheimer Tageblatt.

Danke den Umlauten und dem ‘ß’, daß sie sich in der buchstäblich-letzten Minute von Volker Walz und Clemens Rother überzeugen ließen, auch – und nicht unwesentlich – zum Inhalt der Arbeit beizutragen.

Den Ehemaligen der Arbeitsgruppe Dr. Martin Stute, Dr. Manfred Gröning, Dr. Axel Suckow und Dr. Karsten Osenbrück und Dr. Wolfram Schüßler danke ich dafür, daß sie in Kontakt stehen, Interesse am Fortgang der Arbeit zeigen und die Vielfältigkeit der Anwendung sowie der Weiterentwicklung des Gelernten vor Augen führen.

Dankbar bin ich den Herren Prof. H. Loosli, Dr. B.E. Lehmann (beide Uni Bern, Schweiz) und Dr. A. Scholtis (NAGRA, Schweiz) für die kritischen Diskussionen und Anregungen im Zusammenhang mit den Projekten ‘Wellenberg’ und Mt. Terri (Schweiz).

Vielen Dank den Mitgliedern der Ozeanographie-Arbeitsgruppe um Dr. Reinhold Bayer, speziell Dr. Gisela Winckler (beide IUP, Uni Heidelberg) sowie Dr. Stefan Weise (GSF-IfH-Neuherberg) für die Messung des $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses der Proben vom Wellenberg.

Für die freundschaftliche und wissenschaftliche Zusammenarbeit im Projekt Tournemire, Frankreich, danke ich den Herren Dr. Yann Moreau - Le Golvan und Dr. J.Y. Boisson.

Den Mitarbeitern des BfS, Salzgitter, Herrn M. Beushausen und Herrn M. Ranft danke für die Überlassung geologischer und hydrogeologischer Daten sowie Informationen zum Standort ERA Morsleben auch aus unveröffentlichten Berichten.

Den Mitarbeitern der BGR, Berlin, den Herren Dr. D. Balzer, Dr. H. Käbel, Dr. U. Langkutsch und Dr. G. Schwamm danke ich für stete telefonische Erreichbarkeit und Gesprächsbereitschaft zu Fragen der Hutgesteinsgeologie und der Hydrogeologie im Untersuchungsgebiet ERA Morsleben.

Finanziert wurde die Arbeit über Projektmittel aus dem Standortuntersuchungsprogramm ERA Morsleben sowie durch die Akademie der Wissenschaften.