

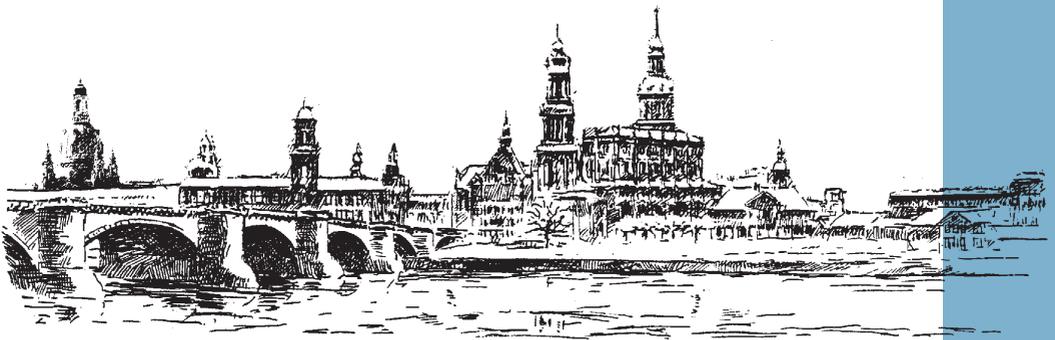


**DGFZ e.V.**

Dresdner Grundwasserforschungs-  
zentrum e.V.

# Proceedings

des Dresdner Grundwasserforschungszentrums e. V.



**Susann Berthold**

**Geophysikalischer Nachweis freier Konvektion  
in Grundwassermessstellen und Bohrungen**

ISSN 1430-0176

**Dissertation**

# **Geophysikalischer Nachweis freier Konvektion in Grundwassermessstellen und Bohrungen**

vorgelegt von  
Diplom-Geophysikerin  
**Susann Berthold**  
aus Dresden

von der Fakultät VI – Planen Bauen Umwelt  
der Technischen Universität Berlin  
zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften

– Dr. rer. nat. –

genehmigte Dissertation

Promotionsausschuss

Vorsitzender: Prof. Dr. Uwe Tröger

Berichter: Prof. Dr. Ugur Yaramanci

Dr. habil. Frank Börner

Prof. Dr. Andre Thess

Dr. Erik Spangenberg

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 13. November 2009

Berlin 2009

D 83

**ISSN 1430-0176** Proceedings des DGFZ e.V., Heft 39, 2009

**Herausgeber:** Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V.  
Meraner Str. 10  
01217 Dresden

**Redaktion:** Prof. Dr.-Ing. habil. L. Luckner

**Verlag:** Selbstverlag des Herausgebers  
Verlagsort Dresden, BR Deutschland

**Bezugsmöglichkeit:** beim Herausgeber

Der Nachdruck der Beiträge bedarf der Genehmigung durch den Herausgeber und der Quellenangabe.

Für meinen Vater, der immer in meinem Herzen sein wird.



## Vorwort und Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 2004 - 2009 während meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin am DGFZ Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V. und an der GFI Grundwasserforschungsinstitut GmbH Dresden. Die Durchführung der zugrundeliegenden Forschungsarbeiten wurde im Rahmen des vom BMBF durch den Projektträger Jülich AS Berlin geförderten Forschungsvorhabens „Untersuchung der verfälschenden Wirkung vertikaler Konvektion in Grundwassermessstellen auf In-situ-Messungen oder entnommene Grundwasserproben“ ermöglicht.

An erster Stelle möchte ich mich bei Herrn Dr. habil. F. Börner für das herausfordernde Thema, die ausgezeichnete Betreuung und fortwährende Unterstützung bedanken. Seine zahlreichen Anregungen, das Interesse am Fortgang meiner Arbeit und die mir gewährten Freiheiten bei der Gestaltung der Forschungsarbeiten haben wesentlich zum Gelingen beigetragen.

Herrn Prof. Dr. U. Yaramanci als betreuendem Hochschullehrer danke ich sehr herzlich für sein großes Interesse und seine Bereitschaft zur Übernahme des Erstgutachtens der Arbeit, sowie für seine unkomplizierte Unterstützung meines Promotionsverfahrens an der TU Berlin. Für die bereitwillige sowie äußerst zügige Durchsicht und Übernahme eines Gutachtens meiner Dissertationsschrift bin ich Herrn Prof. Dr. A. Thess und Herrn Dr. E. Spangenberg außerordentlich dankbar. Durch ihre konstruktive Kritik bekam meine Arbeit noch einmal einen besonderen Schlift.

Dem Grundwasser-Zentrum Dresden, unter der Leitung von Prof. Dr. L. Luckner, danke ich besonders für die hervorragenden Bedingungen und Möglichkeiten der Projektbearbeitung und die daraus resultierende freundliche und sehr angenehme Arbeitsatmosphäre. Weiterhin möchte ich allen (auch ehemaligen) Kolleginnen und Kollegen des DGFZ und GFI danken, die zu dieser angenehmen Arbeitsatmosphäre beigetragen und mich stets aufgeschlossen und hilfsbereit in wissenschaftlichen und technischen Fragen unterstützt haben. Spaß aber auch ernsthafte Diskussionen verbinde ich mit meinen Arbeitskollegen. Nennen möchte ich besonders Michael Mede, der mit seinem ausgezeichneten technischen Verstand u.a. bei der konstruktiven Planung der komplexen Versuchsanlage eine unersetzbare Hilfe war.

Für die Unterstützung beim Einsatz der PIV-Messungen in der experimentellen Versuchsanlage und die Bereitstellung des PIV-Systems möchte ich mich herzlich bei den Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Experimentelle Strömungsmechanik der TU Ilmenau, Herrn Dr. Chr. Resagk, Frau E. Lobutova und Herrn H. Hoppe, bedanken.

Desweiteren gilt mein Dank meinen fleißigen studentischen Hilfskräften Cristina Alejandra Molina Ravanal, Daniela Petzke, Madeleine Lindemann, Benjamin Mede, Liliana Gomez Garcia und Anne-Katrin Röseler, die insbesondere bei den experimentellen Untersuchungen und der Datenbearbeitung mitwirkten.

Mein ganz persönlicher Dank gilt meiner Mutter, meinem Vater und meinem Bruder, sowie meinen Freunden, die mich jederzeit unterstützt haben und deren z.T. kritische Durchsicht des Manuskripts die Arbeit auch aus dem Blickwinkel eines Fachfremden noch einmal entscheidend verbessert hat.



## Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit zeigt, dass in Grundwassermessstellen (GWM) und Bohrungen verbreitet unerwünschte freie (= dichtegetriebene) Konvektionen auftreten. Anhand numerischer Modellierungen und experimenteller Untersuchungen wird bewiesen, dass sich dichtegetriebene Konvektion selbst in schlanken Wassersäulen mit einem Durchmesser von nur 5 cm (2-Zoll) schon bei sehr geringen Temperaturgradienten (kleiner 0,1 K/m) ausbildet. Die induzierten Strömungsgeschwindigkeiten liegen in der Größenordnung von einigen Metern pro Tag und nehmen mit dem Temperaturgradienten zu. Der konvektive Wärmetransport erreicht dabei das 100.000-fache des rein konduktiven Transports (Wärmeleitung). Die experimentellen Untersuchungen belegen zudem einen signifikanten Stofftransport aufgrund der dichtegetriebenen Strömung. Dessen Intensität nimmt ebenfalls mit dem Temperaturgradienten zu. Aufgrund der hohen Strömungsgeschwindigkeiten der umwälzenden Konvektion ist die Mischung in der Wassersäule sehr effektiv. Dadurch wird auch der Stoffaustausch an der Luft-Wasser-Grenzschicht beschleunigt. Die experimentellen Untersuchungen zeigen z.B. einen Sauerstoffeintrag in die Wassersäule von mehreren Milligramm pro Tag. Auch die durchgeführten hochaufgelösten geophysikalischen Bohrlochmessungen belegen den vertikalen Transport von Sauerstoff und anderen gelösten Stoffen durch freie Konvektion in der Wassersäule. Sie bestätigen zusätzlich den Eintrag des Wassers mit veränderter Beschaffenheit in den Grundwasserleiter.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine neue Auswertungsmethode entwickelt, die eine In-situ-Detektion und Identifizierung von freien Konvektionen ermöglicht. Durch sie wird u.a. bewiesen, dass die Strömungen in zahlreichen Bohrungen und GWM bereits unter normalen Bedingungen auftreten. Die Verlässlichkeit der neuen Auswertungsmethode ist hoch, da gleichzeitig Ursachen und Wirkungen, d.h. treibende Kräfte und resultierender Wärme- und Stofftransport, identifiziert werden. Die Auswertungen zeigen, dass insbesondere die oberflächennahen Bereiche der Wassersäulen signifikant durch die hohen Temperaturgradienten im oberflächennahen Untergrund beeinflusst werden. Saisonale Temperaturänderungen können dazu führen, dass vorher stabile Bereiche der Wassersäule im nächsten Monat instabil sind. Tiefe GWM und Bohrungen mit einem jahreszeitlich konstanten, geothermisch bedingten Temperaturgradienten sind vielfach ebenfalls betroffen, da der kritische Schwellenwert zum Einsetzen der freien Konvektion und der Sonderform Doppeldiffusion relativ niedrig ist. Die Wassersäule kann dabei durch mehrere Abschnitte mit verschiedenen Formen von dichtegetriebenen Strömungen geprägt sein.

Einige dieser Strömungen führen zum Ausgleich und andere zur Verstärkung eines vertikalen Dichtekontrasts. Da sie einen Wärme- und Stofftransport entlang der Wassersäule bewirken und sogar das Umfeld der Bohrung bzw. GWM thermisch und geochemisch beeinflussen, beeinträchtigen sie viele Interpretationen, die sich auf In-situ-Messungen (Vor-Ort-Messungen) und die Probennahme stützen. Die Wirkungen der freien Konvektion spielen daher u.a. eine wichtige Rolle bei hydrogeologischen und geothermischen Untersuchungen, Ausbaukontrollmessungen und der Interpretation von Wasserproben. Die Wassersäule von GWM und Bohrungen sollte in diesen Fällen bezüglich des Auftretens von vertikalen Transportprozessen untersucht werden. Für den Umgang mit ihren messwertverfälschenden Wirkungen bei Grundwasser-Probennahmen und In-situ-Messungen, wie z.B. den geophysikalischen Bohrlochmessungen, werden sonach Vorschläge unterbreitet.



## Abstract

This thesis demonstrates that unwanted free (= density-driven) convections are widespread in groundwater monitoring wells and boreholes. Based on numerical modelling and experimental investigations it is shown that density-driven convections develop even in slender water columns with diameters of only 5 cm (2 inch) at already small temperature gradients (smaller than 0,1 K/m). The induced flow velocities are in the order of several meters per day and increase with temperature gradient. Convective heat transport thereby reaches 100,000 times the pure conductive heat transport (thermal conduction).

The conducted experimental investigations further prove a significant mass transport due to density-driven flow. Like flow velocity, mass transport increases with temperature gradient. Because of the high velocity of the revolving convection, induced mixing in the water column is very effective. Thereby, mass transfer at the air-water-interface is enhanced. This is shown on the example of atmospherically induced oxygen. The experimental investigations reveal an oxygen input of several milligrams per day into the water column. Such free convective transport of oxygen and other dissolved matters in groundwater monitoring wells and boreholes is also proven by the conducted high-resolved geophysical borehole measurements. Additionally, they confirm the incorporation of the adulterated well water into the aquifer.

Within the scope of this thesis a new evaluation method is developed, which enables in-situ detection and identification of free convections. Using this evaluation method, it is among other things proven that free convections arise under normal conditions in numerous boreholes and groundwater monitoring wells. The reliability of the new evaluation method is high, as causes and effects, i.e. driving forces and resulting heat and mass transport, are simultaneously identified. The according analyses show that, in particular, near surface zones of the water column are significantly affected by the high temperature gradients in the shallow subsoil. Seasonal temperature changes can cause previously stable zones of the water column to become unstable in the next month. Deep groundwater monitoring wells and boreholes with a seasonally constant geothermally induced temperature gradient are often likewise affected, as the critical threshold for the onset of free convection and the special case double diffusion is considerably low. Thereby, in a water column several convection-affected sections can exist, that can even exhibit different forms of density-driven vertical flows.

Some of these density-driven flows lead to equalization and others to reinforcement of a vertical density contrast. As they cause heat and mass transport along the water column and as they affect the borehole's or groundwater monitoring well's surrounding thermally and geochemically, they impair many interpretations based on in-situ measurements and water sampling. Thus, the effects of free convection play an important role for, e.g., hydrogeological and geothermal investigations, technical control of casings, and the interpretation of water samples. In all these cases, the water column should be examined according to the occurrence of vertical transport processes. In this thesis, recommendations are made for handling their adulterating effects on groundwater sampling and in-situ measurements, such as geophysical borehole measurements.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Kurzfassung</b>	<b>v</b>
<b>Abstract</b>	<b>vii</b>
<b>Abkürzungs- und Symbolverzeichnis</b>	<b>xiii</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Motivation und Zielstellung . . . . .	1
1.2 Geophysikalische Aufgabenstellung . . . . .	3
1.3 Struktur der Arbeit . . . . .	4
<b>2 Kenntnisstand</b>	<b>7</b>
2.1 Strömungen in Bohrungen und Grundwassermessstellen . . . . .	7
2.2 Stand der Forschung . . . . .	11
2.3 Systembestimmende Prozesse . . . . .	14
2.4 Ursachen für Temperaturgradienten . . . . .	16
2.4.1 Jahres- und tageszeitliche Temperaturschwankungen . . . . .	16
2.4.2 Geothermischer Gradient . . . . .	21
2.5 Ursachen für Konzentrationsgradienten . . . . .	22
2.5.1 Unterschiede in der Beschaffenheit von Stand- und Formations- bzw. Grundwasser . . . . .	22
2.5.2 Eintrag von Kondenswasser in die Wassersäule . . . . .	24
2.5.3 Weitere Ursachen . . . . .	25
<b>3 Grundlagen der freien Konvektion</b>	<b>27</b>
3.1 Physikalische Grundlagen . . . . .	27
3.2 Stabilitätskriterien in einer Wassersäule . . . . .	28
3.3 Erscheinungsformen der freien Konvektion . . . . .	30
3.3.1 Überblick . . . . .	30
3.3.2 Thermische Konvektion . . . . .	33
3.3.3 Solutale Konvektion . . . . .	40
3.3.4 Thermosolutale Konvektion . . . . .	41
3.3.5 Salzfingerbildung . . . . .	42
3.3.6 Diffuse Konvektion . . . . .	45
<b>4 Numerische Modellierung der freien Konvektion</b>	<b>47</b>
4.1 Zielstellung und Konzept . . . . .	47
4.2 Modellierungssoftware . . . . .	48

4.3	Aufbau des Modells . . . . .	49
4.4	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	55
4.4.1	Simulation bei $\Delta T/\Delta z = 0,1 \text{ K/m}$ . . . . .	55
4.4.2	Temperaturprofile . . . . .	57
4.4.3	Variation des Temperaturgradienten . . . . .	59
<b>5</b>	<b>Experimentelle Untersuchungen im Technikmaßstab</b>	<b>63</b>
5.1	Visualisierung und Quantifizierung freier Konvektion . . . . .	63
5.1.1	Zielstellung . . . . .	63
5.1.2	Vorversuche . . . . .	63
5.1.3	Versuchsaufbau . . . . .	65
5.1.4	Versuchsdurchführung . . . . .	73
5.1.5	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	77
5.2	Ermittlung von Stoffströmen infolge freier Konvektion . . . . .	86
5.2.1	Zielstellung . . . . .	86
5.2.2	Versuchsaufbau . . . . .	86
5.2.3	Versuchsdurchführung . . . . .	91
5.2.4	Ergebnisse und Diskussion . . . . .	92
<b>6</b>	<b>Bohrlochgeophysikalische Detektion freier Konvektion</b>	<b>107</b>
6.1	Zielstellung . . . . .	107
6.2	Stabilitätsverhältnisse in Bohrungen und Grundwassermessstellen . . . . .	107
6.3	Synthetisches Konvektionslog . . . . .	112
6.3.1	Konzept . . . . .	112
6.3.2	Basisparameter . . . . .	113
6.3.3	Ursachenorientierter Ansatz . . . . .	117
6.3.4	Wirkungsorientierter Ansatz . . . . .	121
6.4	Komplexe Auswertung . . . . .	123
6.4.1	Kombination des ursachen- und wirkungsorientierten Ansatzes . . . . .	123
6.4.2	Störeffekte . . . . .	124
<b>7</b>	<b>Geophysikalische Untersuchungen im Feldmaßstab</b>	<b>127</b>
7.1	Messtechnik . . . . .	127
7.1.1	Bohrlochmessanlage . . . . .	127
7.1.2	Messsonden und Sensoren . . . . .	128
7.1.3	Messmethode . . . . .	131
7.2	Anwendungsbeispiele . . . . .	132
7.2.1	Messprogramm . . . . .	132
7.2.2	Grundwassermessstellen und Bohrungen . . . . .	139
7.2.3	Testmessung in der KTB-Hauptbohrung . . . . .	149
7.2.4	Interpretation von Stufenstrukturen . . . . .	152
7.2.5	Vertikaler Transport von Sauerstoff und anderen Wasserinhaltsstoffen	154
<b>8</b>	<b>Schlussfolgerungen</b>	<b>159</b>
8.1	Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse . . . . .	159
8.2	Vorschläge zum Umgang mit Bohrlochmessungen und Grundwasserproben- nahmen . . . . .	163
8.3	Ausblick . . . . .	168

<b>Glossar</b>	<b>169</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>173</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>181</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>183</b>
<b>A Monatlicher Temperaturverlauf in der Luftsäule</b>	<b>195</b>
<b>B Technische Zeichnungen der Technikumversuchsanlagen</b>	<b>199</b>
<b>C Sauerstoffkonzentrationen in der Versuchsanlage</b>	<b>203</b>
<b>D Befahrene Grundwassermessstellen und Bohrungen</b>	<b>209</b>
<b>E Lithologische Bohrprofile und Ausbauzeichnungen</b>	<b>215</b>
<b>F International Equation of State of Seawater 1980</b>	<b>227</b>



## Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

DN	Diameter Nominal (Nennweite)
ENA	Enhanced Natural Attenuation (= Stimulierung von NA-Prozessen)
GW	Grundwasser
GWM	Grundwassermessstelle
HDPE	High Density Polyethylen (= Polyethylen hoher Dichte)
KORA	Kontrollierter natürlicher Rückhalt und Abbau von Schadstoffen bei der Sanierung kontaminierter Grundwässer und Böden
NA	Natural Attenuation
PIV	Particle Image Velocimetry
SAFIRA	Sanierungsforschung in regional kontaminierten Aquiferen
uGOK	unter Geländeoberkante
$\nabla$	Nabla-Operator
$A$	Fläche [ $m^2$ ]
$A_T$	Amplitude der Temperaturoszillationen [ $^{\circ}C$ ]
$\alpha$	thermischer Expansionskoeffizient [ $1/K$ ]
$\alpha_B$	Bunsen-Absorptionskoeffizient [ $1/m$ ]
$B$	numerische Konstante
$\beta$	haliner Kontraktionskoeffizient [ $l/g$ ]
$C$	Konzentration [ $mol/m^3$ ]
$C_l$	volumetrische Wärmekapazität [ $J/Km^3$ ]
$c$	temperaturabhängiger Korrekturfaktor [ $1/K$ ]
$c_\alpha$	Wärmeübergangskoeffizient [ $W/Km^2$ ]
$c_{O_2}$	Sauerstoffkonzentration [ $mg/l$ ]
$\bar{c}_{O_2}$	Mittelwert der Sauerstoffkonzentrationen [ $mg/l$ ]
$c_p$	spezifische Wärmekapazität [ $J/kgK$ ]
$\Gamma$	adiabatischer Temperaturgradient [ $K/m$ ]
$D$	Diffusionskoeffizient [ $m^2/s$ ]
$D_S$	solutaler Diffusionskoeffizient [ $m^2/s$ ]
$D_T$	molekulare Wärmediffusion [ $m^2/s$ ]
$\vec{F}$	Volumenkraft [ $N/m^3$ ]
$\vec{F}_A$	massenbezogene Auftriebskraft [ $m/s^2$ ]
$\vec{f}^i$	auf die Einheitsmasse bezogenen Kraft [ $N/kg$ ]
$f_{1/2}$	Frequenz der Oszillation (halber Zyklus) [ $Hz$ ]
$f_{mod}$	Modulationsfrequenz [ $Hz$ ]
$G$	geothermischer Gradient [ $^{\circ}C/m$ ]

$G_{\text{krit}}$	kritischer Temperaturgradient [ $K/m$ ]
$Gr$	Grashof-Zahl
$g$	Erdbeschleunigung [ $m/s^2$ ]
$\gamma$	Anstieg der Sauerstoffkonzentration [ $mg/lh$ ]
$H_{\text{Fedorov}}$	Schichthöhe nach Fedorov (1988) [ $m$ ]
$h$	Seitenlänge [ $m$ ]
$h_{\text{GWSp}}$	Teufe des Grundwasserspiegels [ $m$ uGOK]
$h_{\text{Messpunkt}}$	Teufe des Messpunkts [ $m$ uGOK]
$h_s$	scheinbare Höhe der Konvektionszelle [ $m$ ]
$\vec{I}$	Einheitsmatrix
$I/I_0$	Verhältnis der Fluoreszenzintensität bei Sauerstoffanwesenheit und -abwesenheit
$\vec{j}_C$	Teilchenstromdichte [ $mol/m^2s$ ]
$\vec{j}_T$	Wärmestromdichte [ $W/m^2$ ]
$K$	Term zur Berechnung der Wasserdichte
$K_c$	Stoffübergangs- bzw. Massentransfer-Koeffizient [ $m/s$ ]
$K_{\text{eq}}$	effektive Wärmeleitfähigkeit [ $mS/cmK$ ]
$K_{\text{SV}}$	stoffabhängige Stern-Volmer-Konstante
$Le$	Lewis-Zahl
$l$	charakteristische Länge [ $m$ ]
$\lambda$	Wärmeleitfähigkeit [ $W/Km$ ]
$\tilde{\lambda}$	Verhältnis $\lambda_F$ zu $\lambda_M$
$\lambda_F$	Wärmeleitfähigkeit des Fluids [ $W/Km$ ]
$\lambda_M$	Wärmeleitfähigkeit des umgebenden Materials [ $W/Km$ ]
$M$	molare Masse [ $g/mol$ ]
$N$	Brunt-Väisälä-Frequenz [ $1/s$ ]
$N^2$	globale Stabilität [ $1/s^2$ ]
$Nu$	Nusselt-Zahl
$Nu_{\text{turbulent}}$	Nusselt-Zahl für turbulente Konvektion
$\vec{n}$	Normalvektor (vom Gebiet nach außen gerichtet)
$\nu$	kinematische Viskosität [ $m^2/s$ ]
$\eta$	dynamische Viskosität [ $kg/ms$ ]
$\eta'$	2. Lamé-Viskositätskonstante [ $kg/ms$ ]
$[O_2]$	Sauerstoffgehalt bezogen auf 100%ige Luftsättigung [%]
$Pe$	Pecllet-Zahl
$Pr$	Prandl-Zahl
$p$	Druck [ $bar$ ]

$p_{\text{atm}}$	atmosphärischer Druck [ <i>bar</i> ]
$p_N$	Normaldruck [ <i>bar</i> ]
$p_w$	Wasserdampfdruck des Wassers [ <i>bar</i> ]
$\Phi$	Wärmestrom [ <i>W</i> ]
$\Phi_{\text{O}_2}$	Sauerstoffstrom [ <i>mg/m^2s</i> ]
$\phi$	Phasenwinkel [ <i>Grad</i> ]
$Q_G$	geothermische Wärmequelle [ <i>W/m^3</i> ]
$Q_H$	generelle Wärmequelle [ <i>W/m^3</i> ]
$q$	Gitternetzqualität
$R$	Verhältnis zwischen der spezifischen Leitfähigkeit und dem Standardwert für Meerwasser
$R^2$	Korrelationskoeffizient
$Ra$	Rayleighzahl
$Ra_{\text{DK}}$	Rayleighzahl der Diffusen Konvektion
$Ra_{\text{DK,krit}}$	kritische Rayleighzahl der Diffusen Konvektion
$Ra_s$	solutale Rayleighzahl
$Ra_{s,\text{krit}}$	kritische solutale Rayleighzahl
$Ra_t$	thermische Rayleighzahl
$Ra_{t,\text{krit}}$	kritische thermische Rayleighzahl
$Ra_{ts}$	thermosolutale Rayleighzahl
$Ra_{ts,\text{krit}}$	kritische thermosolutale Rayleighzahl
$Re$	Reynolds-Zahl
$R_p$	Parameter zur Berechnung der Salinität
$R_T$	Parameter zur Berechnung der Salinität
$R_\rho$	lokale Stabilität (Stabilitätsverhältnis)
$r$	Radius [ <i>m</i> ]
$r_T$	Parameter zur Berechnung der Salinität
$\rho$	Massendichte [ <i>kg/m^3</i> ]
$\rho_0$	Dichte bei einer Bezugstemperatur und -konzentration [ <i>kg/m^3</i> ]
$\rho_b$	Dichteänderung (Boussinesq-Approximation) [ <i>kg/m^3</i> ]
$\rho_d$	Wasserdichte unter Vernachlässigung des Drucks [ <i>kg/m^3</i> ]
$\rho_{\text{IES-80}}$	Wasserdichte nach UNESCO (1981) [ <i>kg/m^3</i> ]
$\rho_p$	Wasserdichte unter Vernachlässigung des Drucks [ <i>kg/m^3</i> ]
$\rho_w$	Wasserdichte nach Chen und Millero (1986) [ <i>kg/m^3</i> ]
$S$	Salinität, Salzkonzentration [ <i>g/l</i> ]
$Sc$	Schmidt-Zahl
$Sh$	Sherwood-Zahl
$S_L$	Salinitätsdefinition der Limnologie [ <i>g/l</i> ]
$\Delta S$	Unterschied in der Salzkonzentration [ <i>g/l</i> ]
$\sigma$	spezifische elektrische Leitfähigkeit [ <i>mS/cm</i> ]
$\sigma_m$	gemessene spezifische elektrische Leitfähigkeit [ <i>mS/cm</i> ]
$\sigma_r$	Referenzleitfähigkeit [ <i>mS/cm</i> ]
$T$	Temperatur [ <i>°C</i> oder <i>K</i> ]
$T_0$	Bezugstemperatur [ <i>°C</i> ]

$T_m$	gemessene Temperatur [ $^{\circ}C$ ]
$T_o$	Temperatur am oberen Modellrand [ $K$ ]
$T_r$	Referenztemperatur [ $^{\circ}C$ ]
$T_u$	Temperatur am unteren Modellrand [ $K$ ]
$T_{\theta}$	absolute Temperatur [ $K$ ]
$\Delta T$	Temperaturunterschied [ $K$ ]
$t$	Zeit [ $s$ ]
$\vec{t}$	Tangentialvektor
$\tau/\tau_0$	Verhältnis der Fluoreszenzabklingzeit bei Anwesenheit und bei Abwesenheit von Sauerstoff
$V$	Wasservolumen [ $l$ ]
$V_M$	molares Volumen [ $l/mol$ ]
$\vec{v}$	Geschwindigkeit [ $m/s$ ]
$v_s$	scheinbare Geschwindigkeit [ $m/s$ ]
$\Delta v$	Geschwindigkeitsunterschied [ $m/s$ ]
$z$	Teufe [ $m$ ]

# 1 Einleitung

Was du nicht messen kannst,  
kannst du nicht lenken.

---

*(Peter Drucker, 1909-2005)*

## 1.1 Motivation und Zielstellung

**Grundwassermessstellen** werden errichtet, um den Grundwasserspiegel, die hydraulische Durchlässigkeit des Untergrundes und/oder die Grundwasserbeschaffenheit zu erfassen. Welche große Bedeutung der Überwachung des Grundwassers und damit den Grundwassermessstellen (in Europa) beigemessen wird, zeigt der Fakt, dass im Rahmen der Umsetzung der EG-Wasserrahmenrichtlinie allein Deutschland 2007 insgesamt 13.270 Grundwassermessstellen meldete (BMU, 2008). Zusätzlich gibt es in Deutschland noch zahlreiche weitere Messstellen, die z.B. im Rahmen der Ländermessnetze oder in Sondermessnetzen genutzt werden.

Die Grundwassermessstellen schaffen jedoch im Untergrund, je nach Aufbau des anstehenden Gesteins und Ausbau der Messstelle, auch eine Wegsamkeit und eröffnen damit eine Möglichkeit für Wärme- und Stoffströme zwischen dem zu beprobenden Grundwasserleiter, anderen geologischen Schichten und der Atmosphäre. Durch einen solchen vertikalen Stoff- und Wärmetransport kann sich die Beschaffenheit des Wassers in der Grundwassermessstelle verändern. Da die Messstelle vom Grundwasser durchströmt wird und dieses somit mit dem verfälschten Wasser in Kontakt tritt, kann zusätzlich auch eine Beschaffenheitsänderung im Umfeld der Messstelle erfolgen. Unter Umständen bildet sich verursacht durch den Transport in der Messstelle in ihrem Abstrom ein Bereich aus, der gegenüber den tatsächlichen geochemischen Verhältnissen im Grundwasserleiter verfälschte Eigenschaften aufweist.

Erfolgt in einer solchen Messstelle eine Grundwasserprobennahme oder eine geophysikalische Messung nach dem gegenwärtigen Stand der Technik, kann deren Ergebnis zu falschen Schlussfolgerungen bezüglich des geochemischen Zustandes des Grundwasserleiters führen. Die verfälschende Wirkung kann sowohl die korrekte Zuordnung des Messwertes bzw. der Probe zur entsprechenden Teufe (Tiefe) in dem untersuchten Grundwasserleiter, als auch die geochemische Zusammensetzung des Wassers betreffen.

Eine teufenrichtige Zuordnung ist unter anderem besonders relevant für detaillierte Untersuchungen der Grundwasserströmung mit hochaufgelösten Tracertests (z.B. Smith et al., 1991) und Untersuchungen zur Schadstoffahengeometrie (z.B. Gibs et al., 1993).

Auch zeigt sich immer mehr, dass für eine verlässliche Prognose und Kontrolle komplexer hydraulisch-geobiochemischer Prozesse in Grundwasserleitern höchste Anforderungen an die Zustandsbewertung gestellt werden müssen (Nitsche et al. in KORA-Handlungsempfehlungen).

Besonders bei der Untersuchung von natürlicherweise im Untergrund ablaufenden Abbau- und Rückhalteprozessen von Schadstoffen (Natural Attenuation Prozesse) sind geringste Konzentrationen und Konzentrationsänderungen von Bedeutung. So kann eine Fehleinschätzung der Beschaffenheit des Grundwassers z.B. zur Wahl der falschen Sanierungsmethode eines Grundwasserschadens führen.

Es ist allgemein bekannt, dass vertikale Strömungen in Grundwassermessstellen durch vertikale Druckgradienten hervorgerufen werden können. Die negativen Auswirkungen dieser sogenannten erzwungenen Konvektion, d.h. ihre verfälschende Wirkung auf die Grundwasserprobennahme, die Einschätzung des Schadstofftransports und sogar die Wasserstandsmessungen wurde hinreichend untersucht (u.a. Barczewski et al., 1993; Lacombe et al., 1995; Church und Granato, 1996; Martin-Hayden und Robbins, 1997; Hutchins und Acree, 2000; Elci et al., 2003).

Bisher wenig Beachtung fand, dass in Grundwassermessstellen neben der erzwungenen Konvektion auch freie (d.h. dichtegetriebene) Konvektion auftreten kann. Sie bewirkt ebenso einen Stoff- und Wärmetransport zwischen dem Grundwasserleiter, der Umgebung und der Atmosphäre. In porösen Medien, wie z.B. einem Grundwasserleiter, gibt es zum dichtegetriebenen Transport zahlreiche Untersuchungen (u.a. Schincariol und Schwartz, 1990; Chen und Horng, 1999; Raffensberger und Vlassopoulos, 1999; Boy et al., 2001; Frolkovic und De Schepper, 2001; Weatherill et al., 2004). In der Wassersäule von Grundwassermessstellen wurde das Problem des Auftretens freier Konvektion dagegen lange als vernachlässigbar angesehen (Martin-Hayden, 2001). In der vorliegenden Arbeit soll die Richtigkeit dieser Ansicht geprüft und somit geklärt werden, ob die freie Konvektion in Grundwassermessstellen relevant ist und wenn ja, unter welchen Bedingungen es zur Ausbildung der dichtegetriebenen Strömung kommen kann.

Vertikale Konvektion führt bekanntermaßen auch in **Bohrungen** zu einem Wärme- und Stofftransport (Ramey, 1962; Krige, 1939). Die Auswirkungen der freien Konvektion werden derzeit bei Messungen in Bohrungen ebenfalls verhältnismäßig wenig beachtet, obwohl erste Untersuchungen dazu schon im letzten Jahrhundert stattfanden. Das Auftreten von dichtegetriebenen Strömungen in Bohrlöchern wurde erstmals in den 1920ern diskutiert, als man tiefe fluidgefüllte Bohrlöcher zur Bestimmung der Erdtemperatur nutzte (van Orstrand, 1924; Jeffreys, 1929; Krige, 1939). Erste direkte Untersuchungen zu thermisch induzierten Konvektionszellen wurden in den 1960ern durchgeführt (Diment, 1967; Greter, 1967; Sammel, 1968).

Die frühen Untersuchungen zeigten, dass die Temperaturen in von freier Konvektion beeinflussten Wassersäulen signifikant von denen in der umgebenden Gesteinsformation abweichen können (Sammel, 1968). Auch können die sich ausbildenden Konvektionszellen eine Art „Rauschen“ in Temperaturlogs hervorrufen (Wisian et al., 1996). Rauschen ist ein die Genauigkeit beschränkender Faktor z.B. bei der Bestimmung des geothermischen Gradienten (Pfister und Rybach, 1995). Für die Geothermie ist es daher entscheidend, z.B. zur Ableitung verlässlicher Wärmestromdichten und thermischer Gesteinseigenschaften,

freie konvektive Strömungen in den Bohrungen zu erkennen und zu berücksichtigen. Auch für andere geophysikalische Bohrlochmessungen ist es wichtig, gegebenenfalls auftretende dichtegetriebene Strömungen zu detektieren und ihren Einfluss auf die untersuchten Wassersäulen zu kennen.

Eine Detektion von vertikalen freien Konvektionen und die Kenntnis über ihr Transportvermögen ist somit für Bohrungen und Grundwassermessstellen gleichermaßen entscheidend. Es ist Voraussetzung für die Einschätzung der Repräsentativität von Wasserproben und In-situ-Messungen (Vor-Ort-Messungen) durch z.B. Passivsammler oder geophysikalische Bohrlochmessungen.

Ziel der vorliegenden Arbeit war daher die Entwicklung eines Verfahrens zur In-situ-Detektion der freien Konvektion in Grundwassermessstellen und Bohrungen.

## 1.2 Geophysikalische Aufgabenstellung

Eine In-situ-Detektion von Strömungen in Grundwassermessstellen und Bohrungen ist prinzipiell über die Erfassung strömungsinduzierender Parameter in der Wassersäule denkbar. Mit Hilfe der bohrlochgeophysikalischen Messungen in Form von sogenannten Logs (kontinuierliche Aufzeichnung der Messdaten) werden in der Regel jedoch nur physikalische und geochemische Parameter der Wassersäule bzw. die Strömung selbst gemessen.

Erzwungene Konvektionen können mit konventionellen Flowmeterlogs oder mit hochauflösenden Temperaturlogs detektiert werden (z.B. Drury, 1984; Jessop, 1990; Kelly und Mares, 1993; Börner und Berthold, 2009). Für die Ermittlung der freien dichtegetriebenen Strömungen steht dagegen noch kein geophysikalisches Log bzw. keine Auswertungsmethode geophysikalischer Bohrlochmessungen zur Verfügung.

Die geophysikalische Aufgabenstellung dieser Arbeit bestand deshalb darin, ein Verfahren zu entwickeln, mit dem die freien Konvektionsströmungen in-situ in Grundwassermessstellen und Bohrungen erfasst und unter Nutzung einfacher geophysikalischer Bohrlochlogs identifiziert werden können. Zunächst galt es dazu mit numerischen Modellierungen und experimentellen Untersuchungen zu klären, unter welchen Bedingungen die freie Konvektion in Bohrungen und Grundwassermessstellen auftritt. Auch die Signifikanz der dadurch induzierten Strömungen und des damit verbundenen Stofftransports sollte ermittelt werden.

Die konkrete **Aufgabenstellung** dieser Arbeit lässt sich daher durch folgende Arbeitsschwerpunkte definieren:

- Untersuchung der in Grundwassermessstellen und Bohrungen auftretenden vertikalen freien Konvektionen mit modelltechnischen Methoden,
- realitätsnahe Nachbildung und Quantifizierung der Strömung und des Transports im Technikummaßstab,

- Entwicklung eines geophysikalischen Verfahrens zur In-situ-Detektion freier Konvektion und zur Erfassung ihrer Ursachen und Wirkungen,
- Ermittlung der Signifikanz von vertikalen freien Konvektionen in Bohrungen und Grundwassermessstellen mittels geophysikalischer Bohrlochmessungen und
- Diskussion aller Ergebnisse im Hinblick auf den Umgang mit den messwertverfälschenden Wirkungen der freien Konvektion bei In-situ-Messungen und Grundwasserprobenahmen.

## 1.3 Struktur der Arbeit

Die im vorangegangenen Kapitel genannten Schwerpunkte werden wie folgt durch einzelne Kapitel untersetzt:

**Kapitel 2** umfasst eine Beschreibung der Prozesse der vertikalen dichtegetriebenen Konvektion in Bohrungen und Grundwassermessstellen. Der Forschungsstand wird reflektiert und eine Modellvorstellung für Grundwassermessstellen und Bohrungen abgeleitet. Anschließend erfolgt eine Betrachtung der Ursachen dichtebestimmender Temperatur- und Konzentrationsgradienten in den Wassersäulen.

Im **Kapitel 3** werden fünf dichtegetriebene vertikale Transportprozesse, die sich zum Teil durch Wechselwirkungen der einzelnen dichtebeeinflussenden Komponenten ergeben, schematisch eingeordnet und näher beschrieben. Es wird erläutert, wie einige Strömungsarten sogar zu einer Verstärkung des Dichtekontrasts führen können, im Gegensatz zur umwälzenden Konvektion, die einen Dichtekontrast ausgleicht.

Numerische Modellierungen des Systems „Wassersäule – umgebende Gesteinsformation“ werden am Beispiel der thermischen Konvektion im **Kapitel 4** vorgestellt. Dabei werden die durch freie Konvektion hervorgerufene Wasserströmung und der auftretende Wärmestrom in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten modelliert. Hier wird auch die erste Idee zur bohrlochgeophysikalischen Detektion der freien Konvektionen abgeleitet.

**Kapitel 5** umfasst die durchgeführten experimentellen Arbeiten zur realitätsnahen Erzeugung von thermisch getriebener Konvektion. Neben einer Anlage für Vorversuche im Labormaßstab wird hier eine Technikumversuchsanlage beschrieben, die einen ein Meter hohen Abschnitt einer Wassersäule in einer 2-Zoll-Grundwassermessstelle oder Bohrung nachbildet. Die Ergebnisse der experimentellen Untersuchungen zur Bestimmung von konvektionsbedingten Strömungsmustern und -geschwindigkeiten werden in Abhängigkeit des Temperaturgradienten diskutiert. Der zweite Teil umfasst Untersuchungen zum Stofftransport in der verifizierten Versuchsanlage am Beispiel von Sauerstoff. Auch hier erfolgt die Betrachtung der Ergebnisse in Abhängigkeit des Temperaturgradienten.

Im **Kapitel 6** wird ein Verfahren zur bohrlochgeophysikalischen Detektion freier Konvektionsströmungen beschrieben, das im Rahmen der Arbeit neu entwickelt wurde. Ausgangspunkt bilden einfache Abschätzungen für das Auftreten thermischer Konvektion in Bohrungen und Messstellen. Danach wird das computergestützte Auswertungsverfahren

vorgestellt, welches eine In-situ-Detektion und Unterscheidung der dichtegetriebenen Strömungen, sowie die Erfassung ihrer Ursachen und Wirkungen anhand eines synthetischen Logs ermöglicht. Das sogenannte Synthetische Konvektionslog (SYNCO-Log) gestattet die Beantwortung folgender Fragen: Ist die Wassersäule einer Grundwassermessstelle oder Bohrung stabil, – und wenn nicht, welche Abschnitte sind instabil? Führt die Instabilität zu einer Vertikalströmung in dem betreffenden Abschnitt? Welche Art der dichtegetriebenen Strömung liegt vor?

Geophysikalische Untersuchungen im Feldmaßstab mit Anwendungsbeispielen und Ergebnisse der neuen Auswertungsmethodik sind in **Kapitel 7** differenziert nach Grundwassermessstellen und Bohrungen zusammengestellt. Auch werden erste Testmessungen aus der KTB-Hauptbohrung des Kontinentalen Tiefbohrprogramms in Windischeschenbach, Oberpfalz vorgestellt. Zudem wird die allgemeine Interpretation von Stufenstrukturen in Bohrlochlogs diskutiert und der messtechnische Beleg für durch freie Konvektion induzierten Stofftransport in realen Grundwassermessstellen geliefert.

Die wichtigen Ergebnisse der Forschungsarbeit werden in **Kapitel 8** zusammenfassend diskutiert und es werden Ansätze für eine weitere praktische Umsetzung der Forschungsergebnisse aufgezeigt. Dabei handelt es sich um Vorschläge zur Ertüchtigung von In-situ-Messungen, wie z.B. den geophysikalischen Bohrlochmessungen, und von der Probenahme, sowie um die belastbare Prüfung existierender Messstellen und Bohrungen. Kurz wird auch auf ein verfälschungsfreies Probennahmesystem eingegangen, das an der GFI Grundwasserforschungsinstitut GmbH Dresden basierend auf den Forschungsergebnissen entwickelt wurde. Den Schluss bildet ein Ausblick auf den weiteren Forschungsbedarf.

Dem Verzeichnis- und Anlagenteil ist ein **Glossar** beigefügt, in dem die wichtigsten in der Arbeit verwendeten Begriffe kurz erläutert werden.



## 2 Kenntnisstand

### 2.1 Strömungen in Bohrungen und Grundwassermessstellen

Geologische Bohrungen werden zur Gewinnung natürlicher Ressourcen (z.B. Erdöl, Erdgas, Grundwasser), zur Speicherung dieser (z.B. Kohlenstoffdioxid, Erdgas) und zur Untersuchung der geologischen Verhältnisse der aufgeschlossenen Gesteinsschichten verwendet. Man spricht von offenen Bohrungen, wenn nur der obere Bereich durch ein sogenanntes Standrohr stabilisiert wird, der Hauptteil der Bohrung jedoch unverrohrt ist. Dauerhaft offene Bohrungen können nur im standfesten Festgestein errichtet werden. In der vorliegenden Arbeit wird der Begriff Bohrung im engeren Sinn für die offene Bohrung verwendet.

Im Gegensatz dazu sind Grundwassermessstellen ausgebaute, das heißt speziell verrohrte Bohrungen. Der Ausbau besteht hauptsächlich aus Aufsatz- und Filterrohren, sowie einer Abschluss- und einer Verschlusskappe (Abb. 2.1). Die Aufsatzrohre werden auch als Vollrohr bezeichnet und verhindern den Wasserzutritt aus nicht zu untersuchenden Schichten. Filterrohre sind durch kleine Öffnungen (z.B. Schlitz, Rund- oder Langlöcher) perforierte Rohrtouren, die das Ein- und Ausströmen des Grundwassers ermöglichen. Grundwassermessstellen, auch Grundwasserpegel, Grundwasserstandsmessstellen, Beobachtungsbrunnen oder Piezometer genannt, werden zur Beobachtung von Grundwasserständen, zur Entnahme von Grundwasserproben und Messung chemischer und physikalischer Parameter, also der Grundwasserbeschaffenheit verwendet.

Im Idealfall wird das Bohrloch bzw. der verfilterte Abschnitt der Grundwassermessstelle horizontal durchströmt und die entnommene Wasserprobe repräsentiert das Grund- bzw. Formationswasser der die Messstelle schneidenden Strombahn (Abb. 2.2 rechts).

Neben diesen zumeist horizontalen Strömungen können in Bohrungen und Grundwassermessstellen unerwünschte vertikale Strömungen auftreten (Abb. 2.2 links und Mitte). Zurückzuführen ist dies u.a. darauf, dass ein Bohrloch unter Umständen Grundwasserstockwerke vertikal miteinander verbindet, in denen das Wasser eine unterschiedliche Druckhöhe, Temperatur und/oder Beschaffenheit aufweist. Es bietet damit einen Vortzugsweg für ausgleichende Wärme- und Stoffströme zwischen den Stockwerken, aber auch zwischen der Wassersäule, der Umgebung und der Atmosphäre.

In Abhängigkeit ihrer Ursache unterscheidet man bei diesen vertikalen Strömungen zwischen erzwungener und freier vertikaler Konvektion (Abb. 2.2).

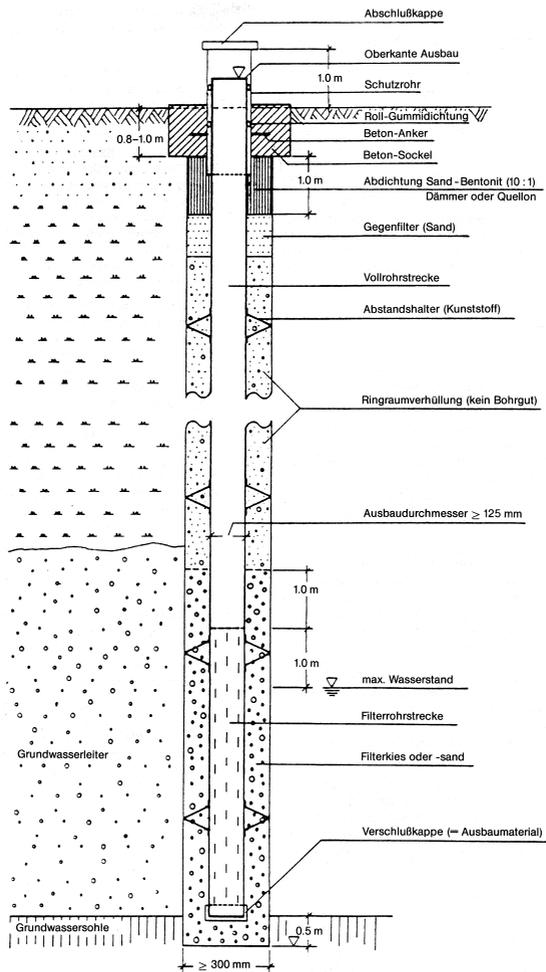


Abb. 2.1: Regelausbau einer Grundwassermessstelle (entnommen aus Schreiner und Kreysing (1998))

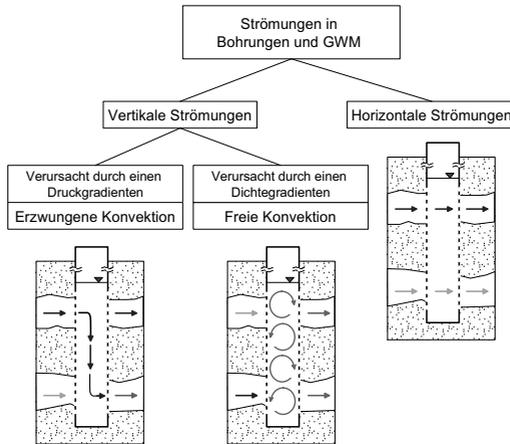


Abb. 2.2: Überblick über Strömungen in Bohrungen und Grundwassermessstellen (GWM)

Als erzwungene Konvektion bezeichnet man eine vertikale Strömung, die durch eine äußere Kraft hervorgerufen wird. Natürliche Ursache der erzwungenen Konvektion in Grundwassermessstellen und Bohrungen sind vertikale hydraulische Gradienten (Druckgradienten), die bevorzugt in Grundwasserbildungs- und -zehrungsgebieten auftreten (Abb. 2.3). Sie werden in der Verrohrung bzw. im Ringraum und ggf. in der bohrtechnisch bedingten Auflockerungszone wirksam. Die Entstehung von erzwungenen Vertikalströmungen kann durch bestimmte Ausbaumerkmale von Grundwassermessstellen noch befördert werden:

- lange Filterstrecken oder mehrere Filter in einer Messstelle,
- undichte Rohrverbindungen oder Undichtigkeiten im Vollrohr bzw.
- ein unzureichend abgedichteter Ringraum.

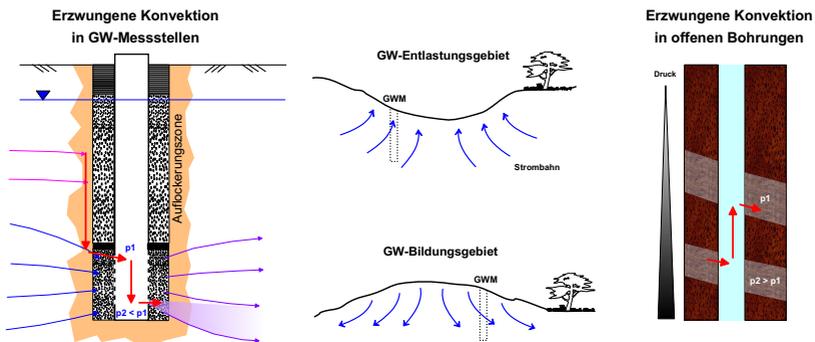


Abb. 2.3: Erzwungene Konvektion in Grundwassermessstellen und offenen Bohrungen ( $p =$  Druck)

Als freie Konvektion bezeichnet man Strömungen die durch den Auftrieb als innere Kraft hervorgerufen werden. Antrieb der freien Konvektion sind bereits geringe Dichteunterschiede in der Wassersäule. In Grundwassermessstellen und Bohrungen sind Dichteunterschiede innerhalb der Wassersäule hauptsächlich auf vertikale Temperatur- und Konzentrationsgradienten, sowie deren zeitliche Änderungen zurückzuführen (Abb. 2.4). Bei flachen Grundwassermessstellen sind dabei vor allem die tages- bzw. jahreszeitlichen Temperaturschwankungen von Bedeutung. In tiefen Bohrlöchern bewirkt der Erdwärmestrom Temperaturunterschiede (Abb. 2.4), die als geothermischer Gradient bekannt sind.

Merkmal der freien Konvektion ist, dass die durch Dichteunterschiede hervorgerufenen antreibenden Auftriebskräfte den hemmenden Kräften von Viskosität und Wärmediffusion entgegen stehen. Sind die treibenden Kräfte ausreichend größer als die hemmenden Kräfte, setzt bei kleinster Störung des indifferenten Gleichgewichts Konvektion ein. Die Konvektionsströmung führt zumeist zur Ausbildung von rollenförmigen Strukturen, den sogenannten Konvektionszellen oder -walzen (Abb. 2.4).

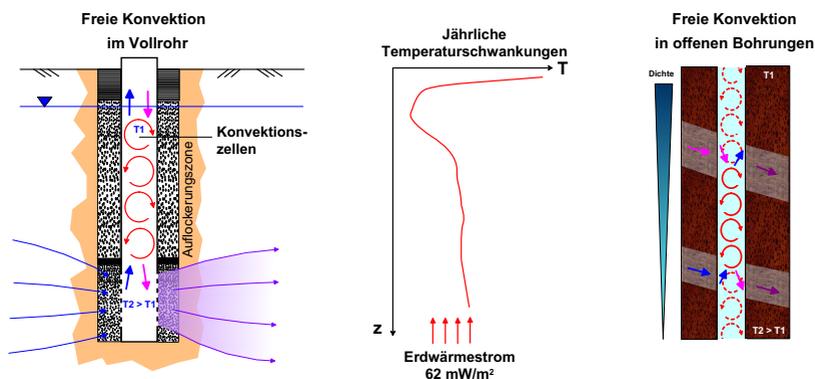


Abb. 2.4: Freie Konvektion in Grundwassermessstellen und offenen Bohrungen am Beispiel von temperaturtriebener Konvektion ( $T = \text{Temperatur}$ )

Der freien Konvektion kommt eine besondere Bedeutung zu, da im Vergleich zur molekularen Diffusion (Simmons et al., 2001)

- der Flüssigkeits- und Stofftransport bei weitem größer ist,
- der Transport in kürzerer Zeit stattfindet und
- das vom Transport bestimmte Gebiet zumeist weit größer ist.

Es bestand daher die Vermutung, dass die in Grundwassermessstellen und Bohrungen bisher wenig beachteten Prozesse der freien Konvektion erheblichen Einfluss auf die Repräsentativität von Grundwasserproben, den Informationsgehalt von Bohrlochmessungen und die Aussagekraft von In-situ-Messungen haben.

## 2.2 Stand der Forschung

Die erste Beschreibung thermischer Konvektion stammt von Benjamin Thompson, der um 1790 den Wärmetransport in einem Apfelkuchen untersuchte. Erste systematische Untersuchungen zum Einsetzen thermischer Konvektion in einer Fluidschicht führte Benard (1900, 1901) zu Beginn des 20. Jahrhunderts durch. Er beheizte die Unterseite einer rund 1 mm dünnen Schicht Walrat-Fett und beobachtete die Bildung von sechseckigen Konvektionszellen. Benards Beobachtungen konnten in der Folge jedoch auf den Effekt der Oberflächenspannung zurückgeführt werden (Benard-Marangoni-Konvektion).

Rayleigh (1916) betrachtete in einem theoretischen Modell eine oben und unten von zwei Platten begrenzte Fluidschicht und erkannte in der Temperaturabhängigkeit der Dichte denjenigen physikalischen Mechanismus, der zur Ausbildung von Konvektionszellen führt. Er erkannte, dass thermische Konvektion nur einsetzen kann, wenn das Verhältnis aus treibenden Kräften zu hemmenden Kräften einen kritischen Wert übersteigt – die nach ihm benannte kritische thermische Rayleighzahl.

Für den Fall der sogenannten Rayleigh-Benard-Konvektion, d.h. für sehr dünne (ideell unendlich ausgedehnte) Fluidschichten, wurden und werden noch zahlreiche Untersuchungen durchgeführt (u.a. Low und Brunt, 1925; Pellew und Southwell, 1940; Malkus und Veronis, 1958; Müller, 1965; Catton, 1966; Federico und Foraboschi, 1966; Hollands et al., 1975; Azoumi, 1979; Howle, 1997; Chung et al., 2004). Die Wirkung der seitlichen Berandung auf die Strömung wird dabei vernachlässigt. Bei der Betrachtung von hohen schlanken Zylindergeometrien wie den Wassersäulen übt jedoch die Berandung einen deutlichen Einfluss auf das Einsetzen der freien Konvektion und auf das Strömungsregime aus (siehe auch Abschnitt 3.3.2). Die Ergebnisse aus theoretischen Betrachtungen und numerischen bzw. experimentellen Untersuchungen für Fluidschichten sind daher nicht einfach auf Wassersäulen übertragbar.

Erste umfassende theoretische Arbeiten über das Rayleighproblem in der für Grundwassermessstellen und Bohrungen relevanten Geometrie, d.h. in hohen vertikalen Zylindern, führte Hales (1937) durch. Grundlage seiner Untersuchungen war die Idee von Jeffreys (1926) über die Ursache von Geysirausbrüchen, mit denen sich auch schon van Orstrand (1924) beschäftigte. Demnach kommt es zu Geysirausbrüchen, wenn der Temperaturgradient derart ausgebildet ist, dass in einem Teil der Wassersäule der Siedepunkt überschritten wird, der kritische Temperaturgradient zum Einsetzen freier Konvektion jedoch noch unterschritten ist. Nach Jeffreys (1929) berechnet sich der kritische Temperaturgradient  $G_{\text{krit}}$  (unter Vernachlässigung der Viskosität) aus der Erdbeschleunigung  $g$ , dem thermischen Expansionskoeffizienten  $\alpha$ , der absoluten Temperatur  $T_\theta$  und der spezifischen Wärmekapazität  $c_p$  mit

$$G_{\text{krit, Jeffreys}} = \frac{g\alpha T_\theta}{c_p}. \quad (2.1)$$

Hales (1937) zeigte, dass sich der kritische Temperaturgradient um einen die kinematische Viskosität  $\nu$ , die molekulare Wärmediffusion  $D_T$  und den Radius des Rohres  $r$  berücksichtigenden Term erhöht, wenn die Viskosität mit einbezogen wird:

$$G_{\text{krit, Hales}} = \frac{g\alpha T_{\theta}}{c_p} + \frac{B\nu D_T}{g\alpha r^4}. \quad (2.2)$$

Für die numerische Konstante  $B$  gibt er für den Fall, dass der Radius des Rohres gegenüber der Länge vernachlässigbar ist, den Wert 216 an.

Auch experimentelle Untersuchungen der freien Konvektion in Wassersäulen wurden weit seltener dokumentiert als für Fluidschichten. Ostroumov (1958) führte verschiedene experimentelle Untersuchungen an Wassersäulen in schmalen Büretten (Durchmesser 0,526 bis 1,0 cm) durch, die im unteren Teil beheizt wurden und verglich die Ergebnisse mit eigenen theoretischen Arbeiten.

Sammel (1968) erzeugte thermische Konvektion in einem 2,75 m hohen und im unteren Teil beheizten Zylinder mit einem Durchmesser von 10,2 cm. Am oberen Ende des Zylinders wurde jedoch keine Temperatur vorgegeben.

Azouni (1987) visualisierte Konvektionszellen bei Temperaturgradienten ab 2,86 K/m mit Hilfe von langzeitbelichteten Fotoaufnahmen beleuchteter Tracerpartikel. Sie verwendete einen Zylinder mit 3,5 cm Durchmesser mit verschiedenen Höhen bis zu 14 cm.

Andere Untersuchungen konzentrierten sich auf Konvektionszellen, die sich aufgrund der Dichteanomalie von Wasser ausbilden. Cawley und McBride (2004) visualisierten Konvektionszellen in einem knapp 13 cm hohen Zylinder beim Durchlaufen des Dichtemaximums von Wasser bei rund 4°C. Sie verwendeten dazu die „Particle Image Velocimetry“ (PIV), eine Methode bei der die Bewegung kleiner Partikel in einem Laserlichtschnitt aufgezeichnet und über eine Korrelationsanalyse in Geschwindigkeitsvektoren umgerechnet wird. Ein ähnliches Experiment (ohne PIV) beschreiben Azouni und Normand (1983a,b) in 1 – 20 cm hohen Zylindern mit einem Durchmesser von 3,5 cm.

Jerschow (2000) visualisierte Konvektionszellen mit Hilfe der NMR-Technik (nuclear magnetic resonance = Kernspinresonanz) in einer Wassersäule mit einem Durchmesser von 5 mm und einer Höhe von nur 3,7 cm. Das verwendete Messprinzip basiert auf der Ausrichtung der magnetischen Dipolmomente der Atomkerne (Spins) in einem Magnetfeld. Die Untersuchungen bei sehr hohen Temperaturgradienten bis zu 100 K/m ergaben in den Konvektionszellen maximale Strömungsgeschwindigkeiten um die 0,2 mm/s.

Bei den bisherigen experimentellen Untersuchungen wichen die experimentellen Parameter, wie mittlere Temperatur, Temperaturgradient oder die Randbedingungen zumeist deutlich von denen ab, die in realen Grundwassermessstellen oder Bohrungen zu erwarten sind. So können z.B. die Ergebnisse von Cawley und McBride (2004) oder Azouni und Normand (1983a,b) nicht direkt auf die freie Konvektion in Grundwassermessstellen gemäßigter Breiten übertragen werden, da sich hier die Grundwassertemperaturen in Bereichen bewegen, in denen die Dichteabhängigkeit des Wassers als linear angesehen werden kann.

Numerische Modellierungen zu dichtegetriebenen Konvektionen im Untergrund wurden bisher vorrangig für poröse Medien, wie den Grundwasserleiter oder die Gesteinsformation untersucht (u.a. Horne, 1975; Raffensberger und Vlassopoulos, 1999; Boy et al., 2001; Simmons et al., 2001). Bekannteste Problemstellung ist hier das sogenannte Elder-Problem

(Elder, 1967), bei dem die dichteabhängige Strömung in einem porösen, gesättigten, homogenen und isotropen Material betrachtet wird, dem am oberen Rand ein Salzgradient aufgeprägt wird (Meerwasser-Randbedingung). Einige wenige numerische Modellierungen existieren für geflutete Bergwerksschächte (Kories et al., 2004) und Konvektion in Jahreswärmespeichern (Straub et al., 1977), wobei die geometrischen Verhältnisse jedoch von denen in Wassersäulen stark abweichen. Numerische Modellierungen der freien Konvektion in Wassersäulen sind nicht bekannt.

Erste direkte Untersuchungen zu thermisch induzierten Konvektionszellen in Bohrlöchern wurden in den 1960ern durchgeführt (Diment, 1967; Gretener, 1967; Sammel, 1968). Durch Messung der thermischen Oszillationen wurden in mit Vollrohr versehenen Bohrlöchern mit einem Durchmesser von 4,8 cm Konvektionszellen mit einer Höhe von 8 bis 48 cm ermittelt und in Säulen mit einem Durchmesser von 10,2 cm im Labor sogar bis zu 2,1 m hohe Konvektionszellen beobachtet (Sammel, 1968). Die Höhe der Konvektionszellen kann demnach ein Vielfaches des Bohrlochdurchmessers betragen. Die scheinbare Höhe der Konvektionszellen  $h_s$  wurde dabei aus zeitlichen Messungen der Temperaturschwankungen an einem Ort nach folgender Formel abgeschätzt (Sammel, 1968):

$$h_s = \frac{A_T}{G}. \quad (2.3)$$

Die Formel verdeutlicht, dass die scheinbare Höhe der Konvektionszelle von dem Verhältnis aus der Amplitude der Temperaturoszillationen  $A_T$  und dem in dieser Teufe vorherrschenden geothermischen Gradient  $G$  bestimmt wird.

Die thermischen Oszillationen können Amplituden von einigen Hundertstel bis zu mehreren Zehntel Grad erreichen. So betrug z.B. die größte von Sammel (1968) gemessene Temperaturdifferenz  $0,49^\circ\text{C}$  in einer Teufe von rund 4 m. Die Amplituden der Oszillationen sind etwa proportional zum in der jeweiligen Teufe vorherrschenden geothermischen Gradienten und verringern sich mit dem Bohrlochdurchmesser (Gretener, 1967; Diment, 1967).

Die von den Konvektionszellen verursachten thermischen Oszillationen sind bestenfalls quasiperiodisch (Diment, 1967; Sammel, 1968) und resultieren scheinbar aus einer komplexen Überlagerung vieler kleiner Bewegungen mit Perioden zwischen einer Minute und einigen Zehner Minuten (Gretener, 1967).

Die scheinbare Geschwindigkeit des Fluidtransports in einer Konvektionszelle  $v_s$  wurde von Sammel (1968) ebenfalls aus stationären Messungen abgeschätzt. Er bildete dazu den Quotienten aus der Frequenz der Oszillation für einen halben Zyklus  $f_{1/2}$  und der scheinbaren Zellhöhe  $h_s$ :

$$v_s = \frac{f_{1/2}}{h_s}. \quad (2.4)$$

Mit dieser Gleichung wurden von ihm für im Labor erzeugte Konvektionszellen scheinbare Geschwindigkeiten von bis zu 3 cm/s ermittelt.

Die „Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser“ (LAWA) griff 1987 in der Richtlinie zu geeigneten Grundwassertemperaturmessstellen das Thema der freien Konvektion in Wassersäulen

auf und gab für Wasser mit Temperaturen zwischen 8 und 14°C in Rohren mit einem Durchmesser von 5 cm (DN 50) als kritischen Temperaturgradienten den Wert 0,1 K/m an. Für Rohre mit Durchmessern von 10 cm (DN 100) wird ein Wert von weniger als 0,01 K/m angegeben. Die Herkunft dieser kritischen Zahlen bleibt dabei jedoch unklar.

Ein Hinweis auf die Durchmischung der Wassersäule durch freie Konvektion fand sich in Messungen des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft. In Temperaturprofilen wurden dabei jahreszeitliche Schwankungen detektiert, die nicht wie im Allgemeinen erwartet (z.B. LAWA, 1987) auf eine Teufe von etwa 20 m beschränkt sind. In einigen Messstellen angetroffene jahreszeitliche Temperaturschwankungen reichten bis in Tiefen von 190 m hinab und erreichten unterhalb von 20 m Teufe zum Teil noch eine Schwankungsbreite von 0,5 bis 4,1°C (BayLA, 2001). Die Ursachen dafür wurden in der Mehrzahl in Dichteströmungen aufgrund von Temperaturunterschieden in der Messstelle gesehen.

Weitere Hinweise für konvektive Durchmischung fanden sich in Fluidleitfähigkeitslogs, welche vor und nach dem Abpumpen in einer Grundwassermessstelle aufgenommen wurden (Michalski, 1989; Solodov et al., 2002). Die Messkurven zeigten vor dem Abpumpen schwächer mineralisiertes und stärker oxidiertes Standrohrwasser bis in den Filterbereich. Als Ursache wurde die temperaturgetriebene Konvektion angesehen.

Church und Granato (1996) vermuteten Ende der 1990er Jahre, dass Dichtedifferenzen und Diffusion eine der Ursachen für abweichende Messwerte bei der Pumpprobennahme in Grundwassermessstellen sein könnten. In experimentellen Untersuchungen bestätigte Martin-Hayden (2000a,b), dass bei einer Pumpprobennahme im verfilterten Bereich eine Beeinflussung der Probe durch dichtebedingt absinkendes Standwasser erfolgen kann.

Unlängst befassten sich Vroblesky et al. (2007) mit dem konvektiven Transport von Sauerstoff in Grundwassermessstellen und dessen Einfluss auf die Grundwasserprobennahme. Sie zeigten, dass im Winter in flachen Grundwassermessstellen gelöster Sauerstoff konvektiv bis zum Filter transportiert wird.

Die Untersuchungen beschränkten sich allein auf die temperaturgetriebene Konvektion. Dichteunterschiede entlang der Wassersäule können jedoch aufgrund von Temperatur- und/oder Konzentrationsgradienten entstehen.

## 2.3 Systembestimmende Prozesse

In Bohrungen und Grundwassermessstellen werden Dichteunterschiede in der Wassersäule, die letztendlich zur Ausbildung von freier Konvektion führen können, zum einen durch Temperatur- und zum anderen durch Konzentrationsunterschiede hervorgerufen. Temperaturunterschiede werden durch den Wärmestrom bedingt, der zwei Ursachen haben kann. Bei flachen Bohrungen und Messstellen sind das vor allem tages- und jahreszeitliche Temperaturschwankungen. Bei tiefen Bohrlöchern ist es vor allem der geothermische Gradient, der Temperaturunterschiede bewirkt. Konzentrationsunterschiede in der Wassersäule können durch Gaslösung und -freisetzung oder durch Kondensation und Verdampfung an ihrer freien Oberfläche hervorgerufen werden (Abb. 2.5).

Durch die Ausbildung von Konvektionszellen können im Wasser gelöste Stoffe und Gase verfrachtet werden. Kennzeichnend für die freie Konvektion ist dabei, dass sie nicht nur wie die erzwungene Konvektion in eine Richtung, sondern in alle Richtungen gleichzeitig wirkt. Stoffe werden sowohl aufwärts als auch abwärts transportiert. Somit kann sich z.B. ein im Filterbereich eingetragener Stoff entlang der gesamten Wassersäule verteilen. Das gleiche gilt auch für Stoffe, die über die Atmosphäre eingetragen werden. Gase (z.B. Sauerstoff) sowie andere Stoffe werden u.U. in neue Tiefen transportiert und dort in die Formation bzw. den Grundwasserleiter eingetragen (Abb. 2.5). Dort kann es dann zu vielfältigen Prozessen wie Sorption/Desorption, Redoxreaktionen und mikrobiologischem Abbau kommen.

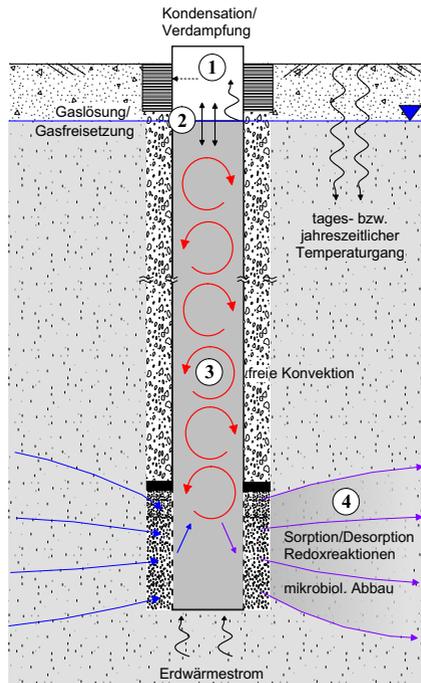


Abb. 2.5: Den Stoffeintrag und den Stoffaustausch bestimmende Teilsysteme des geohydrologisch-geothermisch-geochemischen Komplexsystems am Beispiel einer Grundwassermessstelle (systembestimmende Prozesse)

Verschiedene Prozesse können einen Stoffeintrag in bzw. einen Stoffaustausch mit dem Grundwasserleiter bzw. der Gesteinsformation bewirken. Betrachtet man das geohydrologisch-geothermisch-geochemische Gesamtsystem „Grundwassermessstelle-Aquifer“ oder „Bohrung-Formation“ müssen bis zu vier gekoppelte Teilsysteme berücksichtigt werden (Abb. 2.5):

1. der Gasaustausch zwischen der Atmosphäre und dem gaserfüllten Innenraum der Bohrung bzw. Messstelle,

2. der Stofftransfer an der Luft-Wasser-Grenzfläche in der Bohrung bzw. der Messstelle,
3. der vertikale Transport von beschaffenheitsverändertem Wasser in der Bohrung bzw. der Messstelle durch freie Konvektion,
4. die Infiltration und Ausbreitung des veränderten Wassers in der Formation bzw. dem Grundwasserleiter (Darcy-Strömung), einschließlich geochemischer Wechselwirkungen (Aureolenbildung).

Als Ergebnis kann sich im Abstrom eine Aureole unter Beteiligung von Stoffen bilden, die im Anstrom nicht vorhanden sind. Ein geophysikalisches Logging oder eine Probennahme nach dem gegenwärtigen Stand der Technik kann in einer solchen Messstelle zu falschen Schlussfolgerungen bezüglich des geochemischen Zustandes des Grundwasserleiters und ggf. erforderlicher Sanierungsmaßnahmen führen.

Der durch die freie Konvektion hervorgerufene Stoff- und Wärmetransport spielt daher eine wichtige Rolle bei der Interpretation von beispielsweise:

- geothermischen Messungen, z.B. der verlässlichen Bestimmung von Wärmeflussdichten und thermischen Gesteinseigenschaften aus Temperaturlogs,
- hydrologischen Untersuchungen, z.B. der Bestimmung von Zu- und Abflüssen in Bohrungen und Grundwassermessstellen,
- geophysikalischen Bohrlochmessungen, z.B. dem Auffinden von Leckagen in Verrohrungen und
- geochemischen Untersuchungen anhand von Wasser- bzw. Fluidproben oder Passivsammlern.

## 2.4 Ursachen für Temperaturgradienten

### 2.4.1 Jahres- und tageszeitliche Temperaturschwankungen

#### Temperatur des Untergrundes

Jahres- und tageszeitliche Schwankungen in der Temperatur des Untergrundes (Abb. 2.6) und der Atmosphäre werden durch die direkte Sonneneinstrahlung oder diffuse Himmelsstrahlung hervorgerufen. Die Wärmeenergie, die von der Sonne an die Erde übertragen wird, hängt neben den örtlichen Faktoren von der Tages- und Jahreszeit ab und beträgt in Deutschland zwischen  $50 \text{ W/m}^2$  im Winter und  $400 \text{ W/m}^2$  im Sommer. Im Untergrund sind die tageszeitlichen Schwankungen gewöhnlich bis in eine Teufe von 1,5 m detektierbar, während die jahreszeitlichen Schwankungen bis in eine Teufe von etwa 20 bis 30 m nachweisbar sind (DigUB, 2006; LAWA, 1987). Die Eindringtiefe ist dabei abhängig von der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmekapazität des Untergrundes. Der Wärmetransport

erfolgt fast ausschließlich über das fließende Wasser im Porenraum und den Klüften (Wärme- konvektion) und/oder durch Wärmeleitung über die Feststoffmatrix.

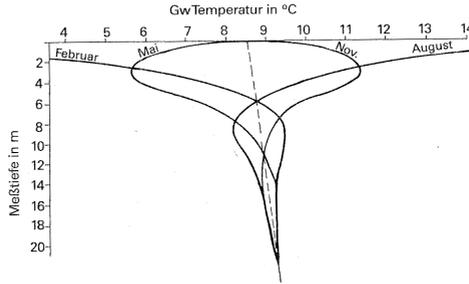


Abb. 2.6: Temperaturverlauf im Untergrund zu verschiedenen Zeitpunkten des Jahres (entnommen aus LAWA (1987))

Zwischen dem Gang der Temperatur in der bodennahen Luft und dem im Untergrund besteht eine Phasenverschiebung, die mit der Teufe zunimmt. In einer Teufe von 10 m beträgt die Phasenverschiebung im Vergleich zur Temperatur an der Erdoberfläche etwa ein halbes Jahr (LAWA, 1987). Zu verschiedenen Zeitpunkten gemessene Temperaturprofile in Grundwassermessstellen oder Bohrungen zeigen somit charakteristische Unterschiede im oberflächennahen Bereich (Abb. 2.7).

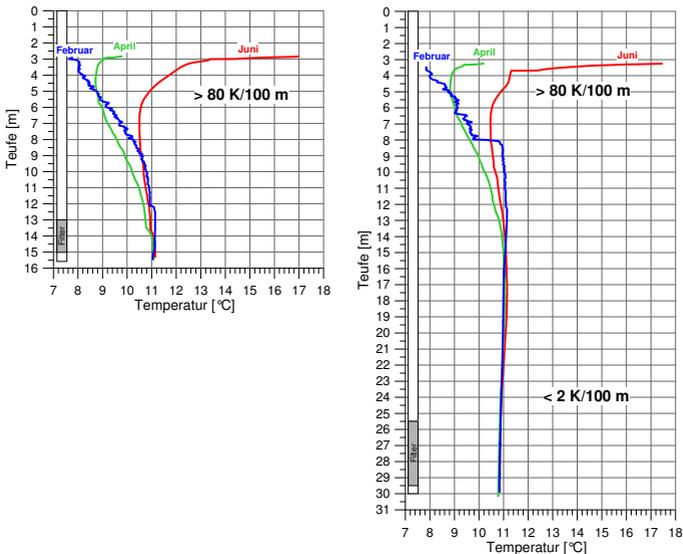


Abb. 2.7: Eigene Messung des Temperaturverlaufs in den Wülknitzer Messstellen Hy WülRi-13/01 MP (links) und Hy WülRi13/01 UP (rechts) in Abhängigkeit von der Jahreszeit

So zeigen sich im oberflächennahen Bereich z.B. im Juni tendenziell höhere Wassertemperaturen als im Februar oder April, ein Effekt der sich ab einer bestimmten Teufe wieder umkehrt, wie die Messbeispiele aus zwei Grundwassermessstellen verdeutlichen (Abb. 2.7). Die Amplitude der Schwankungen nimmt mit der Teufe bis auf 0 K ab. Die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen betragen in den untersuchten Messstellen nahe dem Grundwasserspiegel bis zu 5 K (Abb. 2.7). Die oberflächennahen Temperaturgradienten erreichen Größen über 80 K/100 m, sowohl im Sommer, wo sie stabilisierend, als auch im Winter, wo sie destabilisierend wirken. Mit zunehmender Tiefe verringern sich die Temperaturgradienten auf unter 2 K/100 m.

### **Temperatur der Luftsäule innerhalb der Messstelle**

Besonders bei Überflurmessstellen bzw. Bohrungen, bei denen ein Teil des Standrohres direkter Sonneneinstrahlung ausgesetzt ist, ist zu vermuten, dass neben den tages- und jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur des Untergrundes, auch davon unabhängige Schwankungen der Temperatur der in der Messstelle befindlichen Luftsäule auftreten.

Zur Untersuchung der Temperaturverteilung und des zeitlichen Temperaturverlaufs in der Luftsäule einer Überflurmessstelle und Abschätzung der Bedeutsamkeit als Antrieb für dichtegetriebene Strömungen wurde in die Forschungsbohrung LGB 1 (Bohrprofil und Ausbau im Anhang in Abb. E.1) des Grundwasser-Zentrums Dresden eine ca. 40 m lange Temperaturmesskette eingebracht. Ein Messdatenerfassungssystem der Firma Agilent ermittelte automatisch alle 15 min den vertikalen Verlauf der Lufttemperatur anhand 20 kleiner Präzisionsthermistoren im Abstand von je 2 m (Abb. 2.8). Die unteren drei Sensoren befanden sich allerdings zumindest zeitweise unterhalb des Wasserspiegels, der sich zwischen 34,5 und 37 m unter Geländeoberkante bewegte. Die hier gezeigten Daten wurden im Zeitraum August 2006 bis Juli 2007 aufgezeichnet (Abb. 2.8).

Die Messungen zeigen, dass nur in den oberen Metern der Luftsäule signifikante zeitliche Temperaturschwankung auftreten (s. auch Abb. A.1 im Anhang). In der untersuchten Messstelle waren in einer Teufe von 0,5 m unter Geländeoberkante (uGOK) bzw. 1,5 m unter Rohroberkante die tageszeitlichen Temperaturschwankungen noch eindeutig detektierbar (Abb. 2.9). In einer Teufe von 2,5 m uGOK waren sie jedoch bereits nicht mehr nachweisbar. Jahreszeitliche Temperaturschwankungen waren noch in Teufen bis 16,5 m uGOK nachweisbar (Abb. 2.10 und 2.11). Generell ähnelt der zeitliche Verlauf der Temperatur in der Luftsäule dem zu erwartenden Verlauf in einer Wassersäule. Die Lufttemperatur in der Messstelle wird offensichtlich viel stärker von der Temperatur des umgebenden Gesteins bestimmt als von der Temperatur des über der Geländeoberkante befindlichen Rohrschnitts.

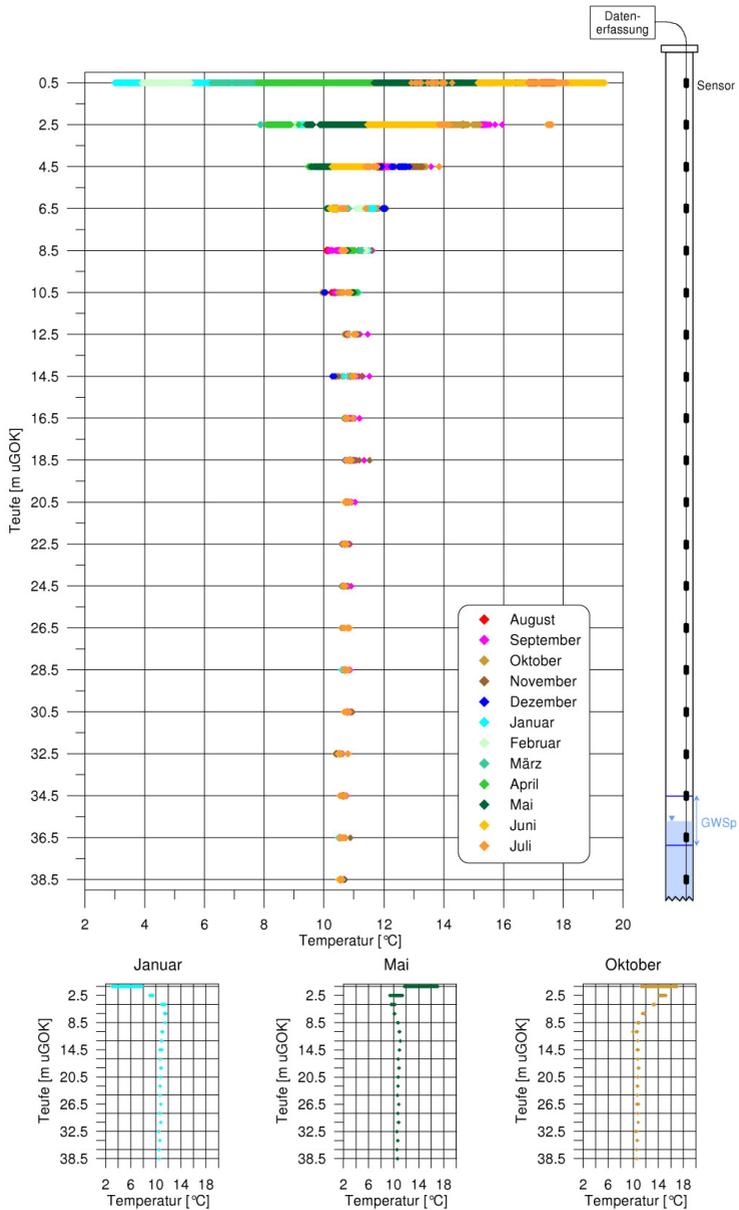


Abb. 2.8: Temperaturverlauf in einer die Wassersäule überlagernden Luftsäule in Abhängigkeit von der Teufe und der Jahreszeit (Forschungsbohrung LGB 1)

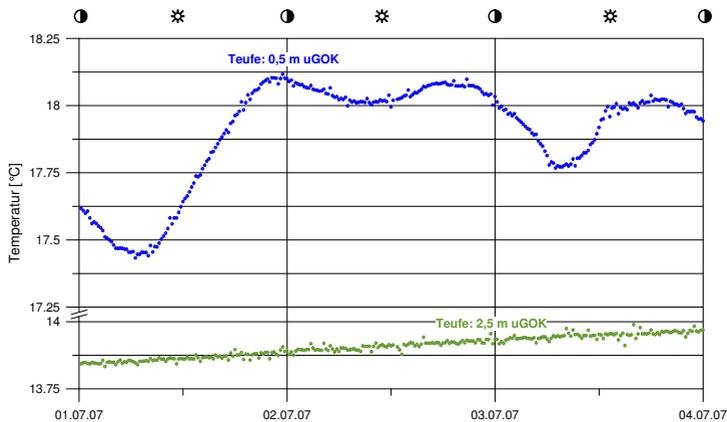


Abb. 2.9: Tageszeitlich bedingte Temperaturschwankungen in der Luftsäule einer Überflur-Grundwassermessstelle (Forschungsbohrung LGB 1)

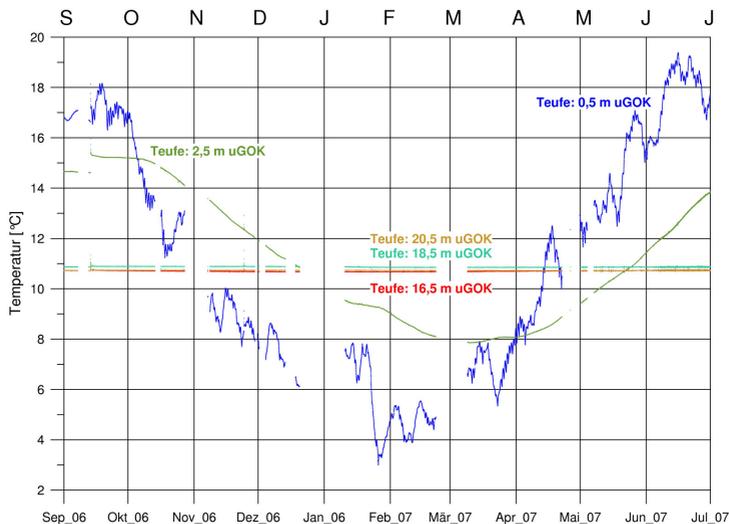


Abb. 2.10: Jahreszeitlich bedingte Temperaturschwankungen in der Luftsäule einer Überflur-Grundwassermessstelle (Die Messkette wurde aufgrund anderer Messungen mehrfach aus der Messstelle entfernt, wodurch Unstetigkeiten in den Messwerten entstanden.)

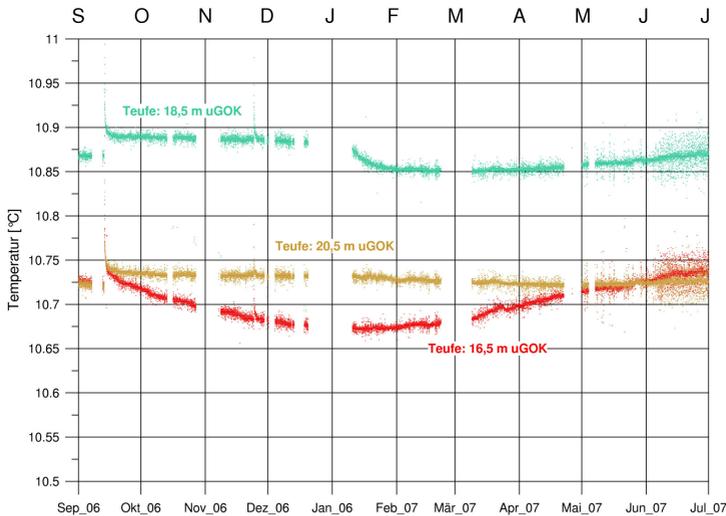


Abb. 2.11: Abbildung 2.10 mit veränderter Skalierung der Temperatur: Jahreszeitlich bedingte Temperaturschwankungen in der Luftsäule einer Überflur-Grundwassermessstelle (Forschungsbohrung LGB 1)

## 2.4.2 Geothermischer Gradient

Der durch radiogene Wärmeproduktion im Inneren der Erde entstehende Erdwärmestrom ist hauptsächlich in tieferen Grundwassermessstellen und Bohrungen relevant. Für oberflächennahe Bereiche hat er nur eine untergeordnete Bedeutung. Die Wärmestromdichte des Erdwärmestroms liegt in Deutschland zwischen  $40 \text{ mW/m}^2$  und  $140 \text{ mW/m}^2$  (LAWA, 1987). Sie kann regional jedoch sehr verschieden sein. Der Durchschnittswert für die Kontinente liegt bei  $62,3 \text{ mW/m}^2$  und für die Ozeane bei  $79,8 \text{ mW/m}^2$  (Jessop et al., 1976). Als Extrembeispiel sei hier ein Messort in Italien ( $42,8667^\circ$  nördliche Breite,  $11,6333^\circ$  östliche Länge) in der Provinz Siena mit einer Wärmestromdichte von  $679 \text{ mW/m}^2$  genannt (Jessop et al., 1976).

Der durch den Erdwärmestrom hervorgerufene geothermische Gradient ist mit einem Mittelwert von  $3 \text{ K}$  pro  $100 \text{ m}$  in seinem Betrag deutlich kleiner als die Temperaturgradienten, die von tages- oder jahreszeitlichen Temperaturschwankungen verursacht werden (vgl. Abschnitt 2.4.1).

Im Gegensatz zu den tages- und jahreszeitlichen Temperaturschwankungen ist der Einfluss des geothermischen Gradienten zeitlich konstant, d.h. unabhängig von der Tages- und Jahreszeit. Der geothermische Gradient ist stets positiv, das bedeutet die Temperatur steigt mit der Teufe an (Abb. 2.12). Dies führt in Abwesenheit entgegenwirkender Prozesse in Bohrungen und Grundwassermessstellen dazu, dass die Dichte des Wassers mit der Teufe abnimmt und so in großen Teufen die Wassersäule stets thermisch instabil ist.

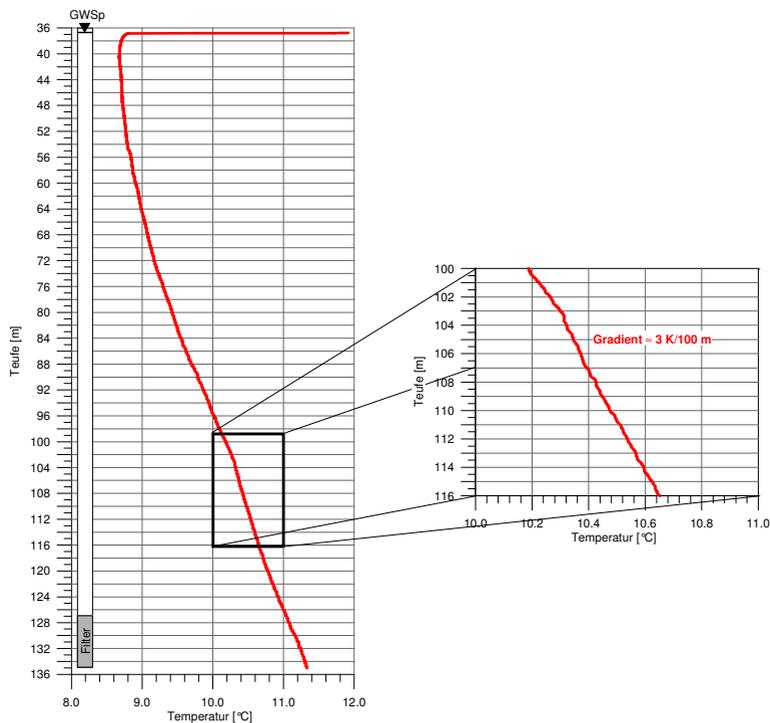


Abb. 2.12: Vom geothermischen Gradienten beeinflusstes Temperaturprofil

## 2.5 Ursachen für Konzentrationsgradienten

### 2.5.1 Unterschiede in der Beschaffenheit von Stand- und Formations- bzw. Grundwasser

Betrachtet werden hier natürliche Ursachen für Beschaffenheitsunterschiede des in der Bohrung bzw. Grundwassermessstelle vorgefundenen Wassers. Anthropogene Eingriffe, z.B. durch Abpumpen oder Infiltration von Wasser, können ähnliche Wirkungen hervorrufen, werden aber hier nicht explizit untersucht.

In offenen Bohrungen kann ein Konzentrationsgradient in der Wassersäule durch die Anwesenheit verschiedener Sediment- und Gesteinsarten (Formation) bzw. verschiedener Formationswässer entstehen. Auftreten kann dies prinzipiell entlang der gesamten wassererfüllten (unverrohrten) Bohrlochlänge.

Ein Konzentrationsgradient in der Wassersäule einer Grundwassermessstelle wiederum kann durch den Austausch von Wasser mit abweichender Beschaffenheit über den

Filterbereich hervorgerufen werden. Zum einen können aufgrund langer Filterstrecken oder mehrfach verfilterter Messstellen Wässer unterschiedlicher Beschaffenheit in die Messstelle eintreten. Zum anderen können auch durch fehlende oder schadhafte Ringraumfüllungen in Messstellen mit kurzen Filtern Grundwässer unterschiedlicher Konzentrationen aufgeschlossen werden.

Eine weitere Ursache für Konzentrationsgradienten ist die zeitliche Änderung der Grundwasserbeschaffenheit in der die Messstelle schneidenden Strombahn. Hinweise auf eine solche Änderung der Beschaffenheit des anströmenden Grundwassers zeigten sich in Langzeitmessungen (Abb. 2.13) mit einer Multiparametersonde. Die Messungen erfolgten basierend auf einer Forschungsvereinbarung mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) mit einer Sonde des Typs MSS1.2 in der zur Messstelle ausgebauten Forschungsbohrung LGB 1 des Grundwasser-Zentrums Dresden (Bohrprofil in Abb. E.1 im Anhang). Die Sonde war über mehrere Monate stationär in den Filterbereich der sonst unberührten Grundwassermessstelle eingebaut. Eine Störung der Wassersäule in Verbindung mit einer Überprüfung der Sonde erfolgte lediglich am 09.01., 28.01. und 01.06.2006, wodurch Unstetigkeiten in den Messwerten hervorgerufen wurden.

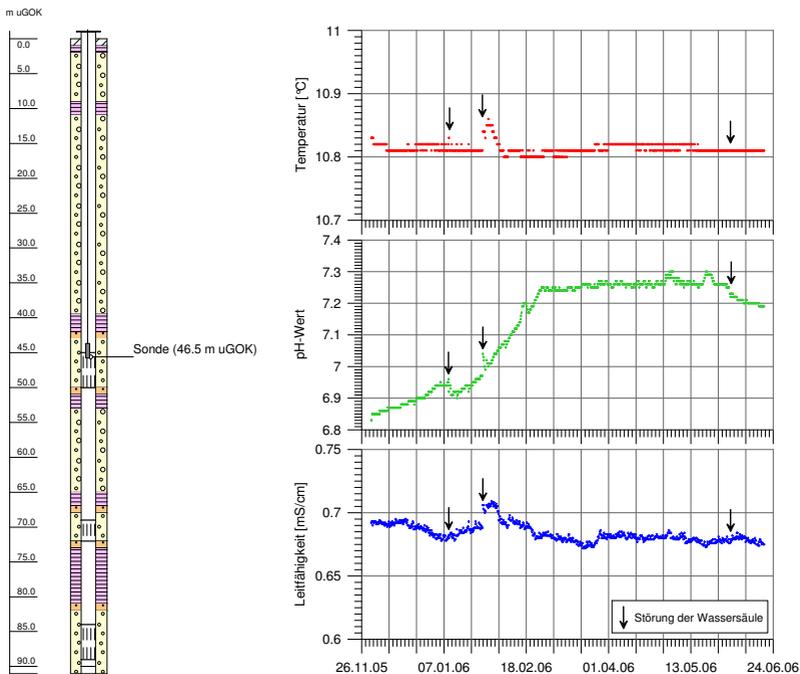


Abb. 2.13: Hinweise auf Änderungen der Beschaffenheit des die Messstelle anströmenden Grundwassers – Messungen im Filterbereich der Grundwassermessstelle LGB 1 mit einer MSS1.2-Sonde der BGR

Die Messungen zeigen über einen Zeitraum von etwa sieben Monaten nicht unerhebliche Änderungen in den Wasserbeschaffenheitsparametern pH-Wert und Leitfähigkeit. Der pH-Wert stieg von etwa 6,85 auf zeitweise bis zu 7,30 an und in der Leitfähigkeit zeigten sich leichte Änderungen im Bereich zwischen 0,672 und 0,709 mS/cm. Die Temperatur, die vorwiegend durch die umgebende Gesteinsformation aufgeprägt wird, blieb dagegen über den gesamten Zeitraum nahezu unverändert.

## 2.5.2 Eintrag von Kondenswasser in die Wassersäule

Ein Konzentrationsgradient in der Wassersäule einer Messstelle kann auch über den zusätzlichen Eintrag von Wasser abweichender Salinität hervorgerufen werden. Schon Solodov et al. (2002) vermuteten, dass Kondenswasser in das Standwasser einer Messstelle eingetragen werden kann, da die Verschlusskappen zumeist zwar das Eindringen von Niederschlag, nicht aber von Luftfeuchtigkeit verhindern. Als eine Ursache geben sie die täglichen Temperaturschwankungen an, welche zu einem periodischen Kondensieren von Luftfeuchtigkeit an der Innenwandung des Ausbaus führen können. Dabei weisen sie auf den zumeist großen Unterschied zwischen der für die Kondensation zur Verfügung stehenden Oberfläche und der für die Evaporation zur Verfügung stehenden Standwasseroberfläche hin.

Die tatsächliche Existenz von Kondensationserscheinungen zeigen Aufnahmen aus Grundwassermessstellen in Dresden (Abb. 2.14). In den Aufnahmen sieht man Spuren von Kondenswasser, welches an der Innenwand des Vollrohres in kleinen Rinnsalen nach unten läuft bzw. gelaufen ist. Mehrere untersuchte Messstellen zeigten ähnliche Anzeichen für Kondenswasserbildung. Die Wassersäulen dieser Messstellen wiesen eine überlagerte geringleitfähige Schicht auf.

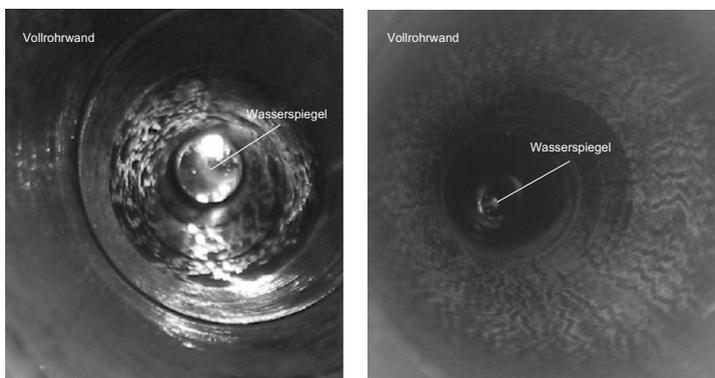


Abb. 2.14: Kondenswasserspuren im Vollrohr zweier Grundwassermessstellen (Blick von oben in die Messstelle)

Im Rahmen von geophysikalischen Bohrlochmessungen wurden in Messstellen Schichtungen nahe dem Grundwasserspiegel beobachtet (Abb. 2.15). Eine mögliche Ursache für die

auffliegende geringerleitfähige Schicht ist auch hier Kondenswasser. Inwieweit noch andere Faktoren zur Ausbildung dieser Schicht beitragen, ist ungeklärt.

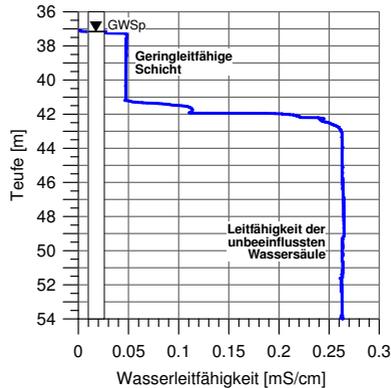


Abb. 2.15: Auflagernde geringerleitfähige Wasserschicht im Vollrohrbereich einer Messstelle

Die Schichtung aufgrund von Verdünnung durch Kondenswasser schränkt Aussagen wie z.B. von Britt (2005) ein, die behaupten, dass eine in der Messstelle angetroffene Schichtung auch eine starke Schichtung in der umgebenden Formation impliziert.

### 2.5.3 Weitere Ursachen

Ein Konzentrationsgradient in der Wassersäule kann auch durch folgende Prozesse hervorgerufen werden:

- Gaseintrag und -austrag über die Luft-Wasser-Grenzschicht,
- biologische Aktivität innerhalb der Wassersäule,
- chemische Reaktionen innerhalb der Wassersäule.

Kommt es an der Luft-Wasser-Grenzschicht in der Bohrung oder Messstelle zu einem Gasaustausch, können sich Konzentrationsgradienten in der Wassersäule ausbilden. Typische gelöste Gase im Grundwasser sind z.B. Kohlenstoffdioxid, Sauerstoff, Methan, Ethen, Ethan, Wasserstoff und Acetylen. Der Einfluss von unter normalen Bedingungen im Grundwasser gelösten Gasmengen auf die Dichte ist jedoch sehr gering. Zum Antrieb freier Konvektion wären extreme Konzentrationsgradienten und damit auch sehr hohe Konzentrationen von gelösten Gasen nötig, wie sie z.B. in geothermalen Wässern auftreten (Straus und Schubert, 1979).

Auch mikrobielle Aktivität kann zu Konzentrationsgradienten von gelösten Stoffen und Gasen in der Wassersäule führen. Ebenso wie der Stoffumsatz heterotropher Bakterien zu einer Abnahme des Sauerstoffgehalts im Wasser führen kann. Im sauerstoffarmen oder

sauerstofffreien Wasser sind es vorwiegend die nitrat-, eisen(III)- und sulfatreduzierenden Bakterien, die eine Stoffumwandlung und damit eine Änderung der Konzentration hervorrufen können.

Außer den biologischen Faktoren führen auch abiotische Prozesse zu einer Stoffumwandlung und damit zu einer Konzentrationsänderung in der Wassersäule. So kann es z.B. durch den Eintrag von Sauerstoff in einem anaeroben Grundwasser zur Fällung (von u.a. Eisen) kommen. Detaillierte Informationen zu konzentrationsverändernden Reaktionen finden sich z.B. in Apello und Postma (1993).

## 3 Grundlagen der freien Konvektion

### 3.1 Physikalische Grundlagen

Die grundlegenden Gleichungen zur Betrachtung freier Konvektion, also dichtegetriebener Strömungen (z.B. Kays et al., 2004), sind die Navier-Stokes-Gleichungen:

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = \vec{f}' - \frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{\eta}{\rho} \Delta \vec{v} + \frac{\eta + \eta'}{\rho} \nabla (\nabla \cdot \vec{v}) \quad (3.1)$$

die Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0 \quad (3.2)$$

die Wärmeleitungsgleichung nach dem Fourierschen Gesetz:

$$\vec{j}_T = -\lambda \nabla T \quad (3.3)$$

und die Diffusionsgleichung nach dem Fickschen Gesetz:

$$\vec{j}_C = -D \nabla C \quad (3.4)$$

mit der Geschwindigkeit  $\vec{v}$ , der Zeit  $t$ , der auf die Einheitsmasse bezogenen Kraft  $\vec{f}'$ , der Massendichte  $\rho$ , dem Druck  $p$ , der dynamischen Viskosität  $\eta$ , einem zweiten temperaturabhängigen Reibungskoeffizienten  $\eta'$  (2. Lamé-Viskositätskonstante), der Wärmestromdichte  $\vec{j}_T$ , der Teilchenstromdichte  $\vec{j}_C$ , der Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$ , dem Diffusionskoeffizienten  $D$ , der Temperatur  $T$  und der Konzentration  $C$ . In den Gleichungen wurden die Differentialoperatoren Gradient ( $\nabla$ ) und Divergenz ( $\nabla \cdot$ ) mit dem Nabla-Operator  $\nabla$  dargestellt.

Die Navier-Stokes-Gleichungen beschreiben den Zustand an einem bestimmten Ort des Fluids. Auf der linken Seite der Navier-Stokes-Gleichungen stehen die zeitlichen ( $\frac{\partial \vec{v}}{\partial t}$ ) und die räumlichen Änderungen ( $(\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v}$ ) der Geschwindigkeit. Die auf die Einheitsmasse bezogenen Kräfte, welche diese Geschwindigkeitsänderungen hervorrufen, stehen auf der rechten Seite. Die äußere Kraft (auf die Einheitsmasse bezogene Schwerkraft)  $\vec{f}'$  ist im Allgemeinen bekannt. Der zweite Term beschreibt die auf die Einheitsmasse bezogene innere Druckkraft und die beiden letzten Terme die auf die Einheitsmasse bezogene viskose innere Reibungskraft (Widerstand gegenüber einer Form- bzw. Volumenänderung).

Die Kontinuitätsgleichung beschreibt die zeitliche Änderung der Dichte in einem Volumenelement, also den Zu- und Abstrom in alle drei Raumrichtungen.

Die Wärmeleitungsgleichung formuliert den Wärmestrom in einem Körper, der durch ein Temperaturgefälle entsteht. Das negative Vorzeichen verdeutlicht, dass die Wärme in Richtung des Temperaturgefälles fließt.

Die Diffusionsgleichung beschreibt äquivalent zur Wärmeleitungsgleichung die molekulare Diffusion von Teilchen aufgrund eines Konzentrationsgradienten.

Die Bedingungen zum Einsetzen freier Konvektion werden über Stabilitätsanalysen der in Abschnitt 3.3.2 beschriebenen Rayleigh-Theorie ermittelt. Bei Verwendung der Boussinesq-Approximation, einer Vereinfachung der Navier-Stokes-Gleichungen, können die Stabilitätsanalysen weitgehend analytisch gelöst werden. Diese Approximation berücksichtigt eine Änderung der Dichte durch Wärmezufuhr o.ä. nur im volumenspezifischen Auftriebsterm der äußeren Kraft. In allen anderen Termen wird die Dichte als konstant angenommen, d.h. das Fluid gilt als inkompressibel. Eine Dichteänderung erfolgt lediglich durch eine inhomogene Temperaturverteilung, nicht aber durch eine Druckänderung. Die Erwärmung durch innere Reibung wird vernachlässigt (um  $10^{-7}$  kleiner als der Wärmeleiterterm). Eine weitere vereinfachende Annahme ist, dass die Dichteänderung bei der Boussinesq-Approximation  $\rho_b$  linear von der Temperaturdifferenz  $T - T_0$  abhängt:

$$\rho_b = \rho_0[1 - \alpha(T - T_0)]. \quad (3.5)$$

Dabei ist  $\alpha$  der thermische Expansionskoeffizient und  $\rho_0$  die Dichte bei der Bezugstemperatur  $T_0$ .

Damit erhält man dann für die Boussinesq-Approximation (auch Boussinesq-Oberbeck-Approximation) folgenden Ausdruck:

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = [1 - \alpha(T - T_0)]g - \frac{1}{\rho_0} \nabla p + \frac{\eta}{\rho_0} \Delta \vec{v} + \frac{\eta + \eta'}{\rho_0} \nabla(\nabla \cdot \vec{v}). \quad (3.6)$$

Die Boussinesq-Approximation gilt für Strömungen mit kleinen Dichteveränderungen und damit geringen Temperaturschwankungen. Eine genaue Abgrenzung des Gültigkeitsbereichs der Gleichungen ist in Rajagopal et al. (1996) gegeben. Unter Nutzung der von Oberbeck (1879) und Boussinesq (1903) formulierten Gleichungen entwickelte Rayleigh (1916) sein Modell zur temperaturgetriebenen freien Konvektion und leitete als Stabilitätskriterium die sogenannte thermische Rayleighzahl ab.

Neben der thermischen Rayleighzahl für temperaturgetriebene Konvektion (s. Abschnitt 3.3.2) existieren weitere Stabilitätskriterien, insbesondere für die Formen der freien Konvektion, die gleichzeitig durch Temperatur- und Konzentrationsänderungen angetrieben werden. Diese Stabilitätskriterien werden im Folgenden näher beschrieben.

## 3.2 Stabilitätskriterien in einer Wassersäule

Die Stabilität einer Wassersäule wird zum einen über die globale Stabilität und zum anderen über die lokale Stabilität definiert. Sie stützen sich auf die dichtebeeinflussenden Zustandsgrößen Temperatur und Stoffkonzentration (z.B. den Salzgehalt). Temperatur

und Salzgehalt beeinflussen den Dichtegradienten in entgegengesetzter Richtung, was sich über folgende Gleichung beschreiben lässt:

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)). \quad (3.7)$$

Dabei ist  $\alpha$  der thermische Expansionskoeffizient,  $\beta$  der haline Kontraktionskoeffizient,  $S$  die Salinität,  $\rho$  die Dichte bei der Temperatur  $T$  und der Salinität  $S$  und  $\rho_0$  die Dichte bei der Bezugstemperatur  $T_0$  und Bezugskonzentration  $S_0$ .

Für kleine Fluidelemente mit einem vernachlässigbaren Volumen lässt sich die massenbezogene Auftriebskraft  $\vec{F}_A$ , also die treibende Kraft für die freie Konvektion, wie folgt definieren:

$$\vec{F}_A = -\frac{g}{\rho_0}(\rho - \rho_0). \quad (3.8)$$

Dabei ist  $g$  die Erdbeschleunigung. Das negative Vorzeichen symbolisiert, dass der Effekt des Auftriebs dem Dichtegradienten entgegengesetzt ist.

Die Stabilität einer Wassersäule kann aufgrund der Gleichungen 3.7 und 3.8 durch die **globale Stabilität**  $N^2$  beschrieben werden (u.a. Tritton, 1998):

$$N^2 = -\frac{\partial \vec{F}_A}{\partial z} = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} = g \left( -\alpha \frac{\partial T}{\partial z} + \beta \frac{\partial S}{\partial z} \right). \quad (3.9)$$

Dabei ist  $z$  die Teufe, die im vorliegenden Fall als abwärts positiv definiert wird. Die Größe  $N$  wird auch Brunt-Väisälä-Frequenz genannt und beschreibt die Frequenz, mit der ein ausgelenktes Wasserpaket um seine Gleichgewichtslage oszilliert.

Wirken beide Komponenten stabilisierend, d.h. sind die Beiträge von Temperatur und Salzgehalt in der Gleichung 3.7 positiv, ist das System stabil. Ist die globale Stabilität  $N^2$  kleiner Null, wird die Wassersäule instabil und es kommt nach Überschreiten eines kritischen Punktes zur Durchmischung über umwälzende Konvektion. Wirkt eine Komponente stabilisierend, die andere aber destabilisierend und bleibt die globale Stabilität  $N^2$  dennoch größer Null, kommt es nach Überschreiten eines kritischen Punktes zur sogenannten Doppeldiffusion (s. Abschnitt 3.3.5).

$$\begin{aligned} N^2 < 0 & \quad - > \quad \text{Wassersäule instabil und ggf. Konvektion} \\ N^2 = 0 & \quad - > \quad \text{Wassersäule neutral} \\ N^2 > 0 & \quad - > \quad \text{Wassersäule stabil oder ggf. Doppeldiffusion} \end{aligned} \quad (3.10)$$

Aus dem Verhältnis von stabilisierender und destabilisierender Komponente lässt sich die **lokale Stabilität**  $R_\rho$  (auch Stabilitätsverhältnis) ableiten (Turner, 1973):

$$R_\rho = \left( \frac{\alpha \partial T / \partial z}{\beta \partial S / \partial z} \right)^{\pm 1}. \quad (3.11)$$

Der Exponent +1 gilt für den Fall, dass die Temperatur mit der Teufe abnimmt und daher stabilisierend wirkt. Im umgekehrten Fall gilt der Exponent -1.

Wird die lokale Stabilität  $R_\rho$  kleiner als eins, d.h. ist die destabilisierende Komponente größer als die stabilisierende, kommt es u.U. zur konvektiven Durchmischung. Im umgekehrten Fall kann das System, wenn  $R_\rho$  gegen 1 sinkt, selbst bei globaler Stabilität lokal instabil werden und es kann Doppeldiffusion auftreten.

$$\begin{aligned}
 0 < R_\rho < 1 & \quad - > \quad \text{Instabilität und ggf. Konvektion} \\
 R_\rho > 1 & \quad - > \quad \text{Stabilität oder ggf. Doppeldiffusion} \\
 R_\rho \gg 1 & \quad - > \quad \text{Stabilität}
 \end{aligned}
 \tag{3.12}$$

Der kritische Schwellenwert, ab dem das Auftreten von Doppeldiffusion zu erwarten ist, wird in Abschnitt 6.3.3 erörtert.

Für tiefe Bohrungen, bei denen die Kompressibilität von Wasser bedeutsam wird, ist ein zusätzlicher Term mit dem sogenannten adiabatischen Temperaturgradienten  $\Gamma$  zu ergänzen (Glg. 3.13).

$$R_\rho = \left( \frac{\alpha(\partial T/\partial z - \Gamma)}{\beta \partial S/\partial z} \right)^{\pm 1}
 \tag{3.13}$$

$$\Gamma = -\frac{g\alpha T_\theta}{c_p}
 \tag{3.14}$$

Der adiabatische Temperaturgradient (Glg. 3.14) beschreibt die Rate, mit der die In-situ-Temperatur durch die isentropische Kompression des Wassers mit der Teufe zunimmt (Wüest et al., 1996). In dem Fall wird auch das Konzept der potentiellen Temperatur und Dichte wichtig. Entsprechende Formeln für Süßwasser und Salzwasser findet man z.B. bei Peeters et al. (1996) und Jackett et al. (2006).

Die Gleichung für den adiabatischen Temperaturgradienten hängt neben der absoluten Temperatur  $T_\theta$  von der spezifischen Wärmekapazität  $c_p$  und dem thermischen Expansionskoeffizienten  $\alpha$  ab. Letzterer nimmt mit steigender Temperatur deutlich zu, was gleichzeitig bedeutet, dass bei Wassersäulen moderater Teufe und daher moderater Temperatur der adiabatische Temperaturgradient  $\Gamma$  klein ist. Für Grundwassermessstellen mit einer Teufe von meist nicht mehr als hundert Metern und für flache Bohrungen kann deshalb Glg. 3.11 verwendet werden.

## 3.3 Erscheinungsformen der freien Konvektion

### 3.3.1 Überblick

Die durch freie Konvektion verursachten dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesse lassen sich anhand der Wirkung der dichtebeeinflussenden Komponenten in mehrere Gruppen einteilen (Abb. 3.1). Im Folgenden wird von den zwei dichtebeeinflussenden

Komponenten Temperatur und Salzgehalt ausgegangen. Die Klassifizierung lässt sich jedoch analog auf mehrere Komponenten erweitern.

Wirken alle dichtebeeinflussenden Komponenten destabilisierend auf die Wassersäule, bezeichnet man den resultierenden Transportprozess als (umwälzende) **Konvektion**. Ein Dichtekontrast wird durch die umwälzende Konvektion ausgeglichen. Bezugnehmend auf die wirkenden Komponenten Temperatur und Salzgehalt unterteilt man in thermische, solutale und thermosolutale Konvektion.

Wenn eine Komponente stabilisierend wirkt, der destabilisierende Einfluss der anderen Komponente jedoch deutlich überwiegt, kann ebenfalls thermosolutale Konvektion entstehen. Auch in diesem Fall kommt es zur umwälzenden Konvektion. Theoretisch ist es möglich, jede durch Temperatur- und Salzgradienten hervorgerufene Konvektionsströmung als thermosolutale Konvektion zu bezeichnen. In dieser Arbeit wird unter thermosolutaler Konvektion jedoch im engeren Sinne nur jene Strömung verstanden, die umwälzend wirkt.

Wirkt eine Komponente destabilisierend und die andere Komponente stabilisierend auf die Wassersäule, und kommt es trotz globaler Stabilität zu einer dichtegetriebenen vertikalen Strömung, wird das Phänomen als **Doppeldiffusion** bezeichnet. Bei der Doppeldiffusion wird ein Dichtekontrast im Gegensatz zur umwälzenden Konvektion nicht ausgeglichen, sondern noch verstärkt. Zur Doppeldiffusion zählen die Salzfingerbildung und die Diffuse Konvektion.

Grundsätzlich kann man in acht Fälle unterscheiden. Wirkt ausschließlich die Temperatur als dichtebeeinflussende Komponente, existieren zwei Möglichkeiten (Abb. 3.1):

**Fall 1** die Temperatur nimmt mit der Teufe zu

**Fall 2** die Temperatur nimmt mit der Teufe ab

Bei **Fall 1** nimmt die Dichte aufgrund des Temperaturanstiegs mit der Teufe ab, d.h. leichtes Wasser liegt unter schwererem Wasser. Das System ist instabil. Ab einem kritischen Punkt, beschrieben durch die sogenannte kritische thermische Rayleighzahl (siehe Abschnitt 3.3.2), wird das System so instabil, dass **thermische Konvektion** einsetzt.

Bei **Fall 2** nimmt die Dichte aufgrund des Temperaturrückgangs mit der Teufe zu. Das System ist stabil. Eventuell vorhandene Temperatursprünge werden durch die Wärmediffusion ausgeglichen und mit der Zeit entsteht ein konstanter Temperaturgradient.

Neben der Temperatur besitzt auch der Salzgehalt einen entscheidenden Einfluss auf die Dichte des Wassers. Bei konstanter Temperatur kann ein Gradient im Salzgehalt alleinig treibende Kraft für vertikale Konvektion sein. Auch hier existieren zwei Möglichkeiten:

**Fall 3** der Salzgehalt nimmt mit der Teufe zu

**Fall 4** der Salzgehalt nimmt mit der Teufe ab

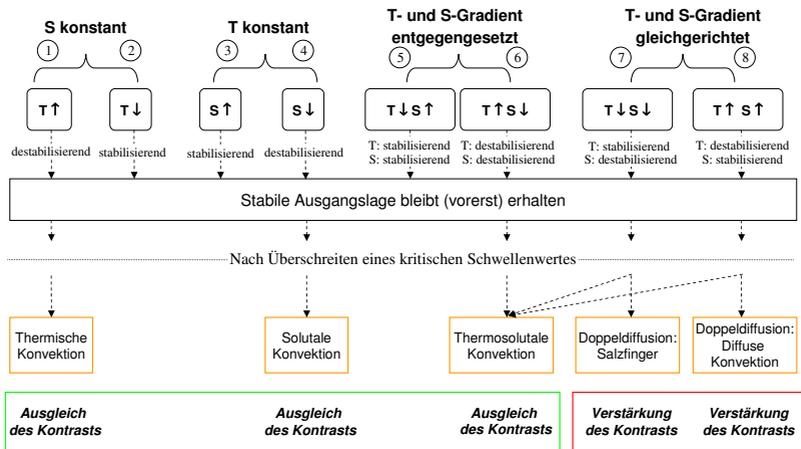


Abb. 3.1: Dichtegetriebene vertikale Transportprozesse in einem System mit variierender Temperatur (T) und Salzkonzentration (S) – Pfeile zeigen Zu- (↑) bzw. Abnahme (↓) mit der Tiefe an

Bei Fall 3 nimmt die Dichte mit der Tiefe zu, das System ist damit stabil. Analog zu Fall 2 werden eventuell vorhandene Sprünge im Salzgehalt durch molekulare Stoffdiffusion ausgeglichen. Es kommt (nach ausreichender Zeit) zur Ausbildung eines konstanten Salzgradienten.

Bei Fall 4 nimmt die Dichte mit der Tiefe ab. Analog zu Fall 1 setzt nach Überschreiten der kritischen solutalen Rayleighzahl (siehe Abschnitt 3.3.3) die **solutele Konvektion** ein.

Betrachtet man ein System in dem beide Komponenten (Temperatur und Salzgehalt) gleichzeitig variieren, ergeben sich zusätzlich vier weitere Möglichkeiten (Abb. 3.1):

**Fall 5** die Temperatur nimmt mit der Tiefe ab und der Salzgehalt nimmt zu

**Fall 6** die Temperatur nimmt mit der Tiefe zu und der Salzgehalt nimmt ab

**Fall 7** Temperatur und Salzgehalt nehmen mit der Tiefe ab

**Fall 8** Temperatur und Salzgehalt nehmen mit der Tiefe zu

Bei Fall 5 wirken Temperatur- und Salzgradient stabilisierend, d.h. die Wassersäule ist stabil, wobei die Grenze zwischen den Schichten durch molekulare Diffusion ausgeglichen wird.

Bei Fall 6 ist die Wassersäule aufgrund der mit der Tiefe abnehmenden Dichte immer statisch instabil und es erfolgt nach Überschreiten eines kritischen Punktes eine Vermischung der Wassersäule über **thermosolutele Konvektion**.

Bei Fall 7 wirkt der Temperaturgradient stabilisierend, der Salzgradient jedoch destabilisierend auf die Dichte. Es kommt nach Überschreiten eines kritischen Punktes zur thermosolutalen Konvektion oder zur Ausbildung von **Salzfingern** (s. Abschnitt 3.3.5). Welcher der beiden Prozesse auftritt, hängt vom Verhältnis der destabilisierenden zur stabilisierenden Komponente ab und muss anhand der lokalen Stabilität entschieden werden (Glg. 3.13).

Bei Fall 8 wirkt der Salzgradient stabilisierend, während der Temperaturgradient das System destabilisiert. Nach Überschreiten eines kritischen Punktes setzt die thermosolutale Konvektion oder die **Diffuse Konvektion** ein (s. Abschnitt 3.3.6). Welche der beiden Varianten eintritt, hängt ebenfalls vom Verhältnis der destabilisierenden zur stabilisierenden Komponente ab (Glg. 3.11 und 3.13).

Für das Auftreten von umwälzender Konvektion und von Doppeldiffusion gibt es notwendige und hinreichende Bedingungen. Notwendige Bedingung ist eine entlang der Wassersäule destabilisierend wirkende Inhomogenität in der Dichte. Eine instabile Dichteschichtung lässt sich für die dichtebeeinflussenden Komponenten Temperatur und Salzgehalt anhand der Kenngrößen Temperatur, Leitfähigkeit und Druck identifizieren.

Instabilität allein reicht jedoch nicht aus, denn die Wassersäule kann ein bestimmtes Maß an Instabilität aufnehmen, ohne dass es zu einer Strömung kommt. Die hinreichende Bedingung für das Auftreten von vertikalen Transportprozessen entspricht daher dem erwähnten Überschreiten eines kritischen Punktes, wonach bei kleinster Störung umwälzende Konvektion bzw. Doppeldiffusion einsetzt. Die Schwierigkeit liegt in der Bestimmung dieses kritischen Punktes.

Die oben genannten Erscheinungsformen der freien Konvektion und die dazugehörigen Kennzahlen und kritischen Schwellenwerte werden in den folgenden Abschnitten näher beschrieben.

### 3.3.2 Thermische Konvektion

#### Rayleigh-Modell

Bei der thermischen Konvektion bewirken Unterschiede in der Temperatur eine dichtegetriebene Durchmischung. Das bekannteste Modell stammt von Lord Rayleigh (1916). In einem zweidimensionalen Modell betrachtete er eine dünne, unendlich ausgedehnte Fluidschicht (horizontale Ausdehnung  $\gg$  vertikale Ausdehnung), die oben und unten von zwei Platten begrenzt ist. Die Fluidschicht wurde über die untere Platte gleichmäßig beheizt, so dass sich ein einheitlich linearer Temperaturgradient ausbildete. Vereinfachende Annahmen in diesem als Rayleigh-Modell bezeichneten System sind die Inkompressibilität des Fluids und die alleinige Beeinflussung der Dichte durch den Temperaturunterschied.

Rayleighs Modell lässt sich wie folgt erklären: Wird ein Fluidelement durch eine zufällige Bewegung geringfügig nach oben ausgelenkt, besitzt es unvermittelt eine höhere Temperatur als seine Umgebung und damit eine geringere Dichte. Dies ist gleichbedeutend mit einer Auftriebskraft. Das Fluidelement steigt daraufhin so lange auf, bis es eine Region

gleicher Dichte erreicht. Noch während des Aufstiegs erhöht sich seine Dichte aufgrund der Wärmeabgabe an die Umgebung (Wärmediffusion). Aufgrund der Viskosität des Fluids erfolgt eine Abbremsung der Aufstiegsbewegung durch die Reibungskraft. Konvektion kann somit nur zustande kommen, wenn die Reibungskraft durch die Aufstiegskraft übertrufen wird und trotz Wärmeverlust ein treibender Dichtekontrast durch ausreichend zügigen Aufstieg in kühlere Regionen garantiert ist.

Aufgrund der Inkompressibilität des angenommenen Fluids verdrängt das Fluidelement beim seinem Aufstieg kühlere Fluidelemente hinab in wärmere Regionen, die nun ihrerseits durch die geringe Dichte ihrer Umgebung weiter absinken. Schließlich wird dadurch die gesamte Fluidschicht umgewälzt – es entsteht eine geordnete Strömung zwischen beiden Platten. Bei den sich ausbildenden rollenartigen Konvektionszellen bewegt sich das Fluid in jeder Zelle auf einer Kreisbahn (Abb. 3.2). Benachbarte Zellen weisen einen entgegengesetzten Drehsinn auf.

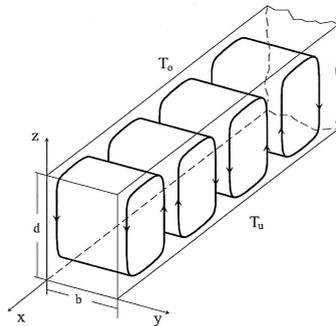


Abb. 3.2: Konvektionszellen in einer von unten beheizten Fluidschicht ( $T_u > T_o$ ) – Pfeile zeigen die Strömungsrichtung an (entnommen aus Müller und Erhardt (1999))

Da erste systematische Untersuchungen zum Einsetzen thermischer Konvektion in einer Fluidschicht schon zuvor von Benard (1900) durchgeführt wurden, wird die entstehende Strömung auch als Rayleigh-Benard-Konvektion bezeichnet.

### Rayleighzahl und kritische Rayleighzahl

Thermische Konvektion kann nur einsetzen, wenn das Verhältnis aus treibenden Kräften (Auftrieb und Gravitation) und hemmenden Kräften (Viskosität und Wärmediffusion) einen kritischen Wert übersteigt. Die dimensionslose thermische **Rayleighzahl**  $Ra_t$

$$Ra_t = \frac{g\alpha\Delta T l^3}{\nu D_T} \quad (3.15)$$

beschreibt dieses Verhältnis unter der Voraussetzung, dass die Dichte linear von der Temperatur abhängt:

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha T). \quad (3.16)$$

Dabei ist  $g$  die Erdbeschleunigung,  $\alpha$  der thermische Expansionskoeffizient,  $\Delta T$  der Temperaturunterschied zwischen Teilchen und Umgebung,  $l$  die charakteristische Länge des begrenzenden Behälters,  $\nu$  die kinematische Viskosität,  $D_T$  die molekulare Wärmediffusion,  $\rho$  die Dichte bei der Temperatur  $T$  und  $\rho_0$  die Dichte bei einer Bezugstemperatur.

Im Übergang auf globale Variablen wird Glg. 3.15 auch in folgender Form geschrieben:

$$Ra_t = \frac{g\alpha l^4 \Delta T}{\nu D_T \Delta z} \quad (3.17)$$

$\Delta T/\Delta z$  ist dabei der Temperaturgradient.

Die molekulare Wärmediffusion  $D_T$  (auch thermische Diffusivität, thermischer Diffusionskoeffizient) hängt dabei wie folgt über die Dichte  $\rho_0$  und die spezifische Wärmekapazität  $c_p$  mit der Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  zusammen:

$$D_T = \frac{\lambda}{\rho_0 c_p} . \quad (3.18)$$

Die **kritische Rayleighzahl** für thermische Konvektion  $Ra_{t,krit}$ , die den Übergang von der reinen Wärmeleitung zum konvektiven Wärmetransport darstellt, ist abhängig von der Form des begrenzenden Behälters und der Höhe des Fluids.

Die Bedeutung der kritischen Rayleighzahl lässt sich am einfachsten anhand Abb. 3.3 erklären. Gewöhnlich befindet sich das System in einem Zustand minimaler Energie, dargestellt durch den tiefsten Punkt der nach oben offenen Schale. Nach einer kleinen Auslenkung aus der stabilen Gleichgewichtslage durch eine geringe Energiezufuhr strebt das System wieder dem Ausgangszustand zu. Das heißt bildlich, dass die Kugel wieder hinab zum tiefsten Punkt der Schale rollt. Wird durch eine Erwärmung des Fluids von unten weiter Energie zugeführt und die Auftriebskraft weiter verstärkt, verringert sich die Stabilität des Systems. Bildlich gesprochen wird die Schale in Abb. 3.3 dabei immer flacher. Erreicht die Rayleighzahl durch weitere Energiezufuhr ihren kritischen Wert, gelangt das System in den indifferenten Gleichgewichtszustand – dargestellt durch die gerade Linie.

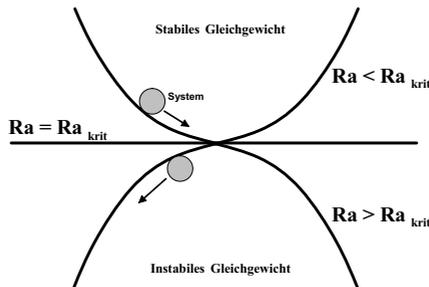


Abb. 3.3: Abhängigkeit der Stabilität des Systems (graue Kugel) vom Verhältnis zwischen Rayleighzahl ( $Ra$ ) und kritischer Rayleighzahl ( $Ra_{krit}$ ) – stabiles Gleichgewicht: nach oben offene Schale, indifferentes Gleichgewicht: gerade Linie, instabiles Gleichgewicht: nach unten offene Schale

Bei Überwindung dieser kritischen Rayleighzahl „kippt“ das System in einen Zustand des instabilen (oder auch labilen) Gleichgewichts – repräsentiert durch die nach unten offene Schale. Schon bei kleinsten Störungen setzt freie Konvektion ein, bildlich verlässt die Kugel die stabile Ausgangslage und rollt hinab. Das System strebt einem neuen Zustand zu.

### Kritische Rayleighzahl einer Fluidschicht

Zur Berechnung der thermischen Rayleighzahl nach Glg. 3.17 ist bei einer unendlich ausgedehnten, dünnen Fluidschicht ihre Dicke als charakteristische Länge  $l$  einzusetzen. Für eine solche Fluidschicht, die sich zwischen zwei Platten befindet (beiderseits feste Berandung), ergibt die Theorie für thermische Konvektion die kritische Rayleighzahl

$$Ra_{t,\text{krit Fluidschicht}} = 1708. \quad (3.19)$$

Trotz der vereinfachenden Annahmen: Inkompressibilität des Fluids und alleinige Beeinflussung der Dichte durch den Temperaturunterschied, stimmen die theoretischen Stabilitätswerte der Rayleightheorie für diesen Fall erstaunlich gut mit den experimentellen Ergebnissen überein. So bestimmte beispielsweise Silveston (1958) den Wert  $1700 \pm 51$ . Weitere experimentelle Ergebnisse sind in Chandrasekhar (1981) zusammengestellt, wobei die meisten Experimente kritische Rayleighzahlen um die 1700 ergaben.

In einer Fluidschicht zwischen zwei Platten entsteht bei reiner Wärmeleitung ein linearer Temperaturgradient (Abb. 3.4 oben). Sind Konvektionszellen vorhanden, erfolgt ein zusätzlicher Wärmetransport durch Ausbildung eines erhöhten Temperaturgradienten in der Nähe der oberen und unteren Berandung, während sich der Gradient in der Schichtmitte verringert (Abb. 3.4 unten).

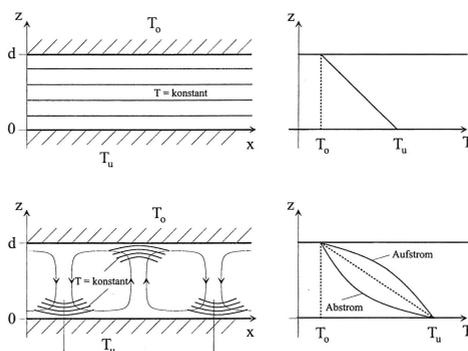


Abb. 3.4: Temperaturverlauf (links) und Temperaturgradient (rechts) bei reiner Wärmeleitung (oben) und bei freier Konvektion (unten) für von unten beheizte Fluidschichten ( $T_u > T_o$ ) – Pfeile zeigen die Strömungsrichtung an (entnommen aus Müller und Erhardt (1999))

Bei höheren Rayleighzahlen bilden sich Grenzschichten mit einem hohen Temperaturgradienten aus, während der innere Kern nahezu isothermisch ist (Hollands et al., 1975). Im Wasser wurde sogar eine Umkehr des Temperaturgradienten im inneren Kern beobachtet, der durch so genannte „thermal blobs“ – Fluidmassen, die sich aufgrund des Auftriebs von einer Grenzschicht zur anderen bewegen – verursacht wird (Chu und Goldstein, 1973).

Steigt die Rayleighzahl deutlich über die kritische Rayleighzahl an, wandelt sich die laminare Strömung mit Konvektionszellen in eine periodische, quasiperiodische und letztendlich turbulente (chaotische) Strömung. So erfolgt z.B. in Fluidschichten der Übergang von der stationären zellularen Konvektion zur aperiodischen Strömung mit quasi-zellulärem Aussehen bei  $Ra_t \approx 10 Ra_{t,krit}$  (Malkus und Veronis, 1958) und der Übergang zur turbulenten Strömung bei  $Ra_t \approx 10^8$  (Ahlers et al., 2002).

### Kritische Rayleighzahl einer Wassersäule

Die Konvektion in Wassersäulen, wie sie für Bohrungen und Grundwassermessstellen von Interesse ist, unterscheidet sich deutlich von der Konvektion in Fluidschichten. Die Seitenwände, deren Einfluss bei der Betrachtung von Fluidschichten vernachlässigt wurde, wirken sich stabilisierend auf das Strömungssystem aus, da an ihnen zusätzliche Reibungskräfte auftreten. Je geringer der Radius der Wassersäule, desto größer der stabilisierende Einfluss der Reibung und damit desto kleiner das Verhältnis von treibenden zu hemmenden Kräften, also die Rayleighzahl (Abb. 3.5). Daher ist für eine unendlich hohe Wassersäule ihr Radius als charakteristische Länge  $l$  in die Rayleighgleichung (Glg. 3.17) einzusetzen. Eine reale Wassersäule kann nach Gershuni und Zhukhovitskii (1976) ab einem Seitenverhältnis Höhe/Radius  $> 5$  als unendlich angesehen werden.

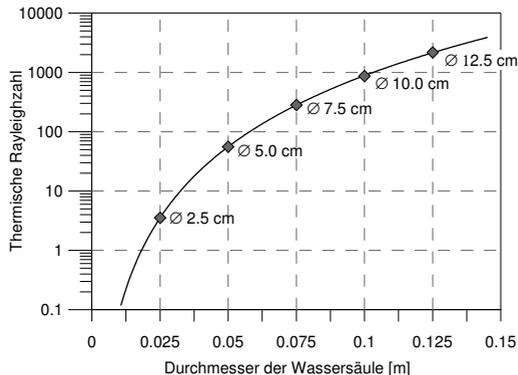


Abb. 3.5: Abhängigkeit der thermischen Rayleighzahl vom Durchmesser der Wassersäule (berechnet mit Glg. 3.20 für einen Temperaturgradienten von 0,03 K/m)

Experimente und Modellrechnungen für hohe vertikale, zylindrische Gefäße (z.B. Hales, 1937; Azouni, 1987) zeigten, dass sich beim Einsetzen der Konvektion als erstes ein quasi-stationärer Zustand einstellt, der durch die Ausbildung einer einzelnen Konvektionszelle gekennzeichnet ist (Abb. 3.6a).

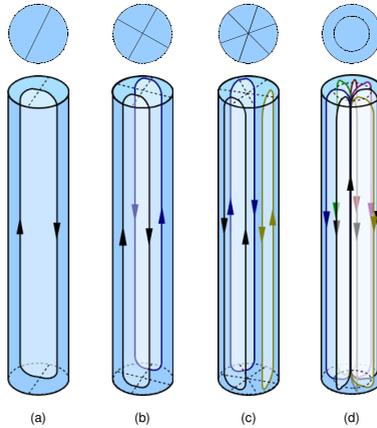


Abb. 3.6: Verschiedene Strömungsmodi der Konvektionszellen in Wassersäulen: erste, zweite und dritte diametral antisymmetrische (a-c) und erste diametral symmetrische Mode (d)

Diese erste kritische Mode (Abb. 3.7 links) wird als diametral antisymmetrisch, also nicht-axialsymmetrisch bezüglich der Vertikalachse, bezeichnet und lässt sich für die thermische Konvektion über folgende Gleichung approximieren (Gershuni und Zhukhovitskii, 1976):

$$Ra_{t,krit\text{ Wassersäule}} = \frac{96}{5(1 + 7\tilde{\lambda})} \left[ 3(33 + 103\tilde{\lambda}) - \sqrt{3(2567 + 14794\tilde{\lambda} + 26927\tilde{\lambda}^2)} \right] \quad (3.20)$$

Der Term  $\tilde{\lambda} = \lambda_F / \lambda_M$  stellt dabei das Verhältnis der Wärmeleitfähigkeiten von Fluid ( $\lambda_F$ ) und umgebendem Material ( $\lambda_M$ ) dar. Gershuni und Zhukhovitskii (1976) geben an, dass die Abweichung zwischen dieser mit Hilfe der Galerkin-Methode approximierten kritischen Rayleighzahl (Glg. 3.20) und der exakten mathematischen Lösung nur einen Bruchteil von einem Prozent beträgt.

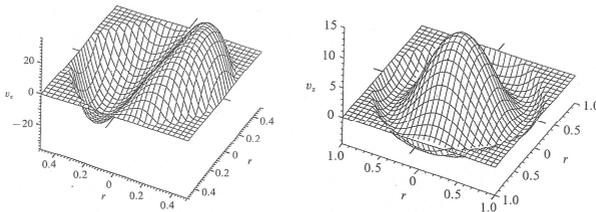


Abb. 3.7: Profil der vertikalen Geschwindigkeitskomponente der ersten diametral antisymmetrischen (links) und diametral symmetrischen Mode (rechts) (entnommen aus Neumann (1990))

Die zweite kritische Mode (achsensymmetrisch, Abb. 3.7 rechts) für thermische Konvektion ist nach Gershuni und Zhukhovitskii (1976) unabhängig von den Wärmeleitfähigkeiten und ergibt eine kritische Rayleighzahl von 452,0. Mit steigender Rayleighzahl ergeben

sich weitere kritische Moden (Abb. 3.6). Es erfolgt ein Übergang zwischen verschiedenen stationären Zuständen über zeitabhängige Strömungsmuster bis hin zur turbulenten Strömung.

Die Anzahl der Konvektionszellen wird ähnlich wie in der Fluidschicht von der Geometrie des Behälters bestimmt. Im Allgemeinen ist die Zelle bestrebt ein sphärisches Aussehen anzunehmen, weshalb in hohen Wassersäulen mehrere übereinander liegende Konvektionszellen zu beobachten sind.

### Nusselt-, Prandl- und Grashof-Zahl

Die Charakterisierung der thermischen Konvektion erfolgt zumeist über dimensionslose Kennzahlen. Die dimensionslose Prandl-Zahl  $Pr$  ist eine reine Materialgröße, die nur von der kinematischen Viskosität  $\nu$  und der molekularen Wärmediffusion  $D_T$  abhängt. Sie beschreibt, mit welcher Geschwindigkeit sich Wärme in einem Fluid ausbreitet (z.B. Plawsky, 2001):

$$Pr = \frac{\nu}{D_T}. \quad (3.21)$$

Wasser hat im Allgemeinen eine Prandl-Zahl von 7 bis 8.

Die dimensionslose Nusselt-Zahl  $Nu$  beschreibt das Verhältnis der konvektiven Wärme- strömung in der Flüssigkeit zum rein konduktiven Wärmetransport (Wärmeleitung) in der Berandung (z.B. Plawsky, 2001):

$$Nu = \frac{c_\alpha l}{\lambda}. \quad (3.22)$$

Dabei ist  $c_\alpha$  der Wärmeübergangskoeffizient,  $\lambda$  die Wärmeleitfähigkeit und  $l$  die charakteristische Länge. Für Rayleighzahlen, die geringer als die kritische Rayleighzahl sind, befindet sich die Fluidschicht in Ruhe und die Nusselt-Zahl ist 1. Bei Rayleighzahlen größer als  $10^6$  wird die Strömung (zumindest in Fluidschichten) als vollständig turbulent angesehen.

Im Übergang zur turbulenten Konvektion wird für Fluidschichten die Nusselt-Zahl aus der Rayleighzahl mit einem Potenzgesetz der Form  $Nu \approx Ra_l^f$  abgeschätzt. Eine Zusammenstellung der Exponenten  $f$  für verschiedene Prandl- und Rayleighzahlen findet sich z.B. in Grossmann und Lohse (2000). Hier sei als Beispiel der Wert von Shen et al. (1996) genannt. Diese Autoren geben für Wasser bei Rayleighzahlen von  $8 \cdot 10^7$  bis  $7 \cdot 10^9$  folgenden Zusammenhang an:

$$Nu_{\text{turbulent}} \approx Ra^{0,281 \pm 0,015}. \quad (3.23)$$

In Kelley et al. (2003) wird der Exponent 0,284 für thermische Konvektion in einer Wasser- schicht angegeben. Diese Zahl stimmt gut mit dem Wert  $0,27 \pm 0,02$  aus einem einfachen Konvektionszellenmodell (Kelley, 1990), sowie mit der Analyse von Castaing et al. (1989) und den Ergebnissen direkter numerischer Simulationen von Kerr (1996) überein.

Die dimensionslose Grashof-Zahl  $Gr$  beschreibt in Anlehnung an die Reynolds-Zahl (Reynolds, 1883) der erzwungenen Konvektion das laminare oder turbulente Verhalten der Strömung. Die laminare Strömung ist kontinuierlich und durch ein wohldefiniertes Profil exakt beschreibbar. Die turbulente Strömung ist durch Fluktuationen und Wirbel gekennzeichnet und nur im Zeitmittel exakt beschreibbar. Die Grashof-Zahl gibt das Verhältnis zwischen Auftriebskraft und Viskosität wieder (z.B. Müller und Erhardt, 1999):

$$Gr = \frac{g\alpha\Delta T r^3}{\nu^2}. \quad (3.24)$$

Wenn  $Gr \gg 1$  ist die hemmende Kraft der Viskosität vernachlässigbar im Vergleich zur Auftriebs- und Trägheitskraft.

Die Rayleighzahl lässt sich auch als ein Produkt von Grashof- und Prandl-Zahl darstellen:

$$Ra = GrPr. \quad (3.25)$$

Die drei dimensionslosen Größen Rayleighzahl, Prandl-Zahl und das Seitenverhältnis (Höhe/Durchmesser) definieren damit den hydrodynamischen Zustand des Fluids.

### 3.3.3 Solutale Konvektion

Analog zur thermischen Konvektion, bei der allein Unterschiede in der Temperatur eine dichtegetriebene Durchmischung bewirken, existiert eine solutale Konvektion, bei der allein Unterschiede im Salzgehalt die treibende Kraft für die vertikale Konvektion sind.

Da die Dichte nach Glg. 3.7 sowohl von der Temperatur als auch vom Salzgehalt linear abhängt, lässt sich in Anlehnung an die thermische Rayleighzahl (Glg. 3.17) die **solutale Rayleighzahl**  $Ra_s$  definieren. Sie beschreibt das Verhältnis von treibenden Kräften (Auftrieb) zu hemmenden Kräften (Viskosität und Stoffdiffusion) aufgrund eines vorhandenen Salzgradienten (u.a. Gershuni und Zhukhovitskii, 1976):

$$Ra_s = \frac{g\beta l^4}{\nu D_S} \frac{(-\Delta S)}{\Delta z}. \quad (3.26)$$

Der Vergleich mit Glg. 3.17 zeigt, dass der haline Kontraktionskoeffizient  $\beta$  an die Stelle des thermischen Expansionskoeffizienten, der Salzgradient  $\Delta S/\Delta z$  an die Stelle des Temperaturgradienten und die solutale (oder Massen-) Diffusivität  $D_S$  an die Stelle der thermischen Diffusivität (oder molekularen Wärmediffusion) tritt. Die Größe  $l$  entspricht der charakteristischen Länge des begrenzenden Behälters und  $\nu$  der kinematischen Viskosität. Der Salzgradient wird per Definition mit einem negativen Vorzeichen versehen, da ein mit der Tiefe abnehmender Salzgehalt destabilisierend wirkt, während eine mit der Tiefe abnehmende Temperatur stabilisierend wirkt.

In einiger Literatur wird die solutale Rayleighzahl über die thermische Diffusivität und nicht wie oben über die Massendiffusivität definiert (u.a. Veronis, 1968; Turner, 1974,

1985; Tanny et al., 1995; Yoshida und Nagashima, 2003). Von dieser Definition wird hier jedoch abgesehen.

Analog zur Prandl-Zahl (Glg. 3.21) ergibt sich für die solutale Konvektion die sogenannte **Schmidt-Zahl**  $Sc$  (z.B. Plawsky, 2001):

$$Sc = \frac{\nu}{D_S}. \quad (3.27)$$

An die Stelle der Nusselt-Zahl (Glg. 3.22), die das Verhältnis von konvektiver Wärmeströmung zum konduktiven Wärmetransport beschreibt, tritt die dimensionslose **Sherwood-Zahl**  $Sh$ . Sie gibt das Verhältnis vom konvektiven Stoffstrom zum diffusiven Stoffstrom an (z.B. Plawsky, 2001):

$$Sh = \frac{K_c l}{D_S}. \quad (3.28)$$

$K_c$  ist dabei der Stoffübergangskoeffizient (auch Massentransfer-Koeffizient).

Das Einsetzen der solutalen Konvektion und die Vorgänge während der Strömung (z.B. die Ausbildung von Konvektionszellen) gestalten sich analog zur thermischen Konvektion.

Die **kritische solutale Rayleighzahl** beträgt laut Gershuni und Zhukhovitskii (1976) für eine dünne vertikale Schicht

$$Ra_{s,krit} = \pi^4. \quad (3.29)$$

Gershuni und Zhukhovitskii (1976) erwarten, dass dieses Ergebnis auch für andere Geometrien gilt. Das Fehlen eines exakten kritischen Schwellenwertes fällt im betrachteten Fall kaum ins Gewicht, da die Wahrscheinlichkeit, dass in einer Bohrung oder Grundwassermessstelle die Temperatur mit zunehmender Teufe konstant bleibt, sehr gering ist. Viel höher ist die Wahrscheinlichkeit, dass sich mit der Teufe sowohl Temperatur, als auch Salzgehalt ändern. Die daraus resultierenden Transportprozesse werden in den folgenden Abschnitten beschrieben.

### 3.3.4 Thermosolutale Konvektion

Variieren in einem System Temperatur und Salzgehalt, kommt es zu komplexen physikalischen Vorgängen. Da die Dichte nach Glg. 3.7 von einem Temperatur- oder Salzgehaltanstieg entgegengesetzt beeinflusst wird, können sich die Wirkungen beider Gradienten verstärken oder aufheben.

Wie am Beginn des Kapitels erläutert, wird in der Arbeit unter thermosolutaler Konvektion nur jene Durchmischung verstanden, die umwälzend wirkt. Das setzt voraus, dass entweder beide Gradienten destabilisierend auf die Wassersäule wirken und sich damit in ihrer Wirkung verstärken oder die destabilisierende Wirkung der einen Komponente im Vergleich zur stabilisierenden Wirkung der anderen Komponente deutlich überwiegt.

Auch bei der thermosolutalen Konvektion lässt sich das System grundsätzlich durch die in der thermischen und solutalen Konvektion eingeführten Größen thermische und solutale Rayleighzahl  $Ra_t$  und  $Ra_s$ , Prandl-Zahl  $Pr$ , Schmidt-Zahl  $Sc$  und eine zusätzliche Größe, die Lewis-Zahl  $Le$  beschreiben.

Die dimensionslose Lewis-Zahl  $Le$  gibt das Verhältnis aus thermischer Diffusivität  $D_T$  und Massendiffusivität  $D_S$  an und kann auch als Quotient aus Schmidt-Zahl und Prandl-Zahl geschrieben werden (z.B. Kays et al., 2004):

$$Le = \frac{Sc}{Pr} = \frac{D_T}{D_S}. \quad (3.30)$$

Die thermosolutale Rayleighzahl  $Ra_{ts}$  lässt sich wie folgt definieren (u.a. Veronis, 1968; Baines und Gill, 1969):

$$Ra_{ts} = Ra_t + Ra_s. \quad (3.31)$$

Setzt man eine solche lineare Superposition der thermischen und solutalen destabilisierenden Kräfte voraus, muss folglich für das Einsetzen der thermosolutalen Konvektion eine Energie aufgebracht werden die groß genug ist, um die hemmenden Kräfte durch die Viskosität, die Wärmediffusion und die Salzdifffusion zu überwinden. Es ergibt sich dabei das gleiche Randwertproblem, wie bei der thermischen Konvektion (Love et al., 2007) und damit:

$$Ra_{ts,krit} = Ra_{t,krit}. \quad (3.32)$$

### 3.3.5 Salzfingerbildung

Die Salzfingerbildung ist eine Form der Doppeldiffusion.

Doppeldiffusion entsteht, wenn zwei dichtebeeinflussende Komponenten eine unterschiedliche Diffusivität aufweisen, wie z.B. die Wärme und das Salz. Die Diffusivitäten von Salz  $D_S = 1,2 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$  und Wärme  $D_T = 1,43 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  verhalten sich in etwa wie 1/100. Die Wärmeleitung ist deshalb in Flüssigkeiten ein viel leistungsfähigerer Transportprozess als die molekulare Stoffdiffusion.

Die lokale Stabilität  $R_\rho$  beschreibt die Anfälligkeit der Wassersäule für Doppeldiffusion über das Verhältnis aus stabilisierender zu destabilisierender Komponente (Glg. 3.11). Theoretisch kann die Doppeldiffusion im Bereich  $1 < R_\rho < D_T/D_S \approx 100$  auftreten (Schmitt, 2003). Je näher die lokale Stabilität  $R_\rho$  an eins liegt, desto größer sind bei der Doppeldiffusion die Stoffströme. Erklärbar ist dies durch ein in diesem Fall auftretendes neutrales Dichteprofil ( $N^2 = 0$ ) und die Entstehung von lokalen Instabilitäten durch molekulare Diffusion (Kelley et al., 2003).

Die Doppeldiffusion ist aus Seen, Meeren und Ozeanen bekannt, in denen man Stufenstrukturen in Temperatur- und Leitfähigkeitslogs entdeckte (Abb. 3.8). Bekannte Beispiele sind der Lake Nyos in Kamerun (Schmid et al., 2004), das Schwarze Meer (Kelley et al., 2003) und das Karibische Meer (Lambert und Sturges, 1977).

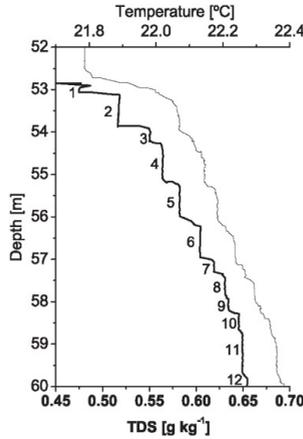


Abb. 3.8: Treppenstruktur im Lake Nyos, Kamerun (entnommen aus Schmid et al. (2004)) – dünne Linie: Temperatur, dicke Linie: Summe der gelösten Stoffe (TDS – total dissolved solids)

Salzfinger können sich bilden, wenn sich warmes, salinates Wasser über kälterem, geringsalinarem Wasser befindet (Abb. 3.9). Die Entstehung von Salzfingern lässt sich anschaulich anhand einzelner Fluidelemente beschreiben. Ein durch geringfügige Auslenkung absinkendes Fluidelement (warm und salinar) gibt aufgrund der unterschiedlichen Diffusivitäten seine Wärme schnell an die Umgebung ab, während sich die Salzkonzentration kaum angleicht. Die nunmehr höhere Dichte des Fluidelementes bewirkt ein weiteres Absinken. Ein aufsteigendes Fluidelement (kalt und geringsalinar) wird indes schnell von der Umgebung erwärmt, seine Salinität erhöht sich aber nur wenig. Damit verringert sich seine Dichte, was ein weiteres Aufsteigen bewirkt. Zwischen zwei Bereichen unterschiedlicher Dichte bildet sich dadurch eine Übergangsschicht mit fingerartigen Strukturen aus (Abb. 3.9). Der Salz- und Wärmestrom innerhalb der Übergangsschicht erfolgt durch molekulare Diffusion, während der Austausch in den Grenzschichten über Konvektion erfolgt.

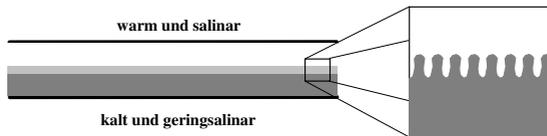


Abb. 3.9: Schematische Darstellung des Salzfingerregimes

Betrachtet man das gesamte System, ist der abwärtsgerichtete Salzstrom stärker als der abwärtsgerichtete Wärmestrom, da die Wärme von den „Fingern“ zum Großteil in lateraler Richtung an die Umgebung abgegeben wird. Infolgedessen wird das leichte aufsteigende Wasser noch leichter, während die Dichte des darunter liegenden Wassers weiter zunimmt. Der Dichtekontrast wird somit verstärkt (Abb. 3.10). Dadurch kann selbst in einer Wassersäule mit ursprünglich linearem Dichtegradienten eine Schichtung entstehen.

Bilden sich mehrere solche Schichten und Grenzschichten übereinander, so spricht man von einer thermohalinen Treppe oder Stufenstruktur. Die Bezeichnung ergibt sich aus der Tatsache, dass Temperatur, Salzgehalt und Dichte sprungartige Änderungen aufweisen. Aufgetragen über der Tiefe ähneln sie den Stufen einer Treppe (Abb. 3.8). Die Übergangsschicht mit den „Fingern“ bildet dabei die „Trittfäche“ der Treppe.

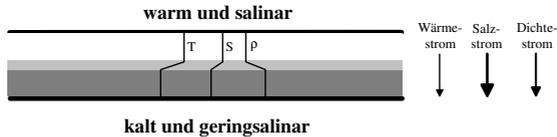


Abb. 3.10: Wärme- ( $T$ ), Salz- ( $S$ ) und Dichtestrom ( $\rho$ ) im Salzfingerregime – die Pfeilstärke deutet die Amplitude an (in Anlehnung an Ruddick und Gargett (2003))

Einen umfassenden Überblick über die historische Entwicklung der wissenschaftlichen Beschäftigung mit diesem Phänomen und erste Laborexperimente zur Salzfingerbildung findet man in Ruddick und Gargett (2003). Demnach wurde das erste bekannte Experiment im 19. Jahrhundert von Jevons (1857) durchgeführt. Seinen Auswertungen liegt der Gedanke zugrunde, dass konvektive Fluidbewegungen durch unterschiedliche molekulare Diffusivitäten hervorgerufen werden können. Diese Erkenntnis wurde jedoch für etwa hundert Jahre vergessen und erst durch Stern (1960) wiederentdeckt.

Das Salzfingerregime besteht aus einer dicht gepackten Anordnung von Konvektionszellen, mit im Ozean typischen Breiten von zwei bis drei Zentimetern (Schmitt, 2003). In Ozeanen scheint eine notwendige Bedingung für die Ausbildung starker treppenartiger Salzfingerstrukturen die Bedingung  $R_\rho < 1,7$  zu sein (Schmitt, 2003). Auch im Labor wurden Treppenstrukturen mit aus „Fingern“ bestehenden Übergangsschichten nur für  $R_\rho < 2$  beobachtet (Saiki et al., 2000).

Prinzipiell gilt für das Einsetzen dieser nicht-oszillierenden Konvektion, dass auch hier die Energie groß genug sein muss, um die hemmenden Kräfte durch Viskosität, Wärmediffusion und Salzdifffusion zu überwinden. Es gelten demnach für die kritische Rayleighzahl die selben Gleichungen wie für die thermosolutale Konvektion (Glg. 3.31 und Glg. 3.32). Beim Salzfingerregime muss zur Erfüllung dieser Bedingung jedoch ein viel stärkerer Salzgradient als bei der thermosolutalen Konvektion vorhanden sein, da der Temperaturgradient hier stabilisierend wirkt.

Eine Abschätzung der Stoff- und Wärmeströme im Salzfingerregime außerhalb der Laborsituation ist problematisch. Für ozeanische Verhältnisse sind z.B. Extrapolationen von schichtbezogenen Abschätzungen der Stoff- und Wärmeströme aus Experimenten ungeeignet. Ursache ist wahrscheinlich der störende Einfluss der im Ozean vorhandenen Scherbewegungen (Kelley et al., 2003). Sterns Theorie (Stern, 1976) sowie Experimente im Labormaßstab (Turner, 1967; Mc Dougall und Taylor, 1984) lassen jedoch vermuten, dass Salz-, Wärme- und Auftriebsstrom nur von  $R_\rho$  und der Differenz in der Salzkonzentration  $\Delta S$  abhängen.

### 3.3.6 Diffuse Konvektion

Die Diffuse Konvektion (im englischen Sprachraum „diffusive layering“ bzw. „oscillatory double diffusive convection“ genannt) ist wie die Salzfingerbildung eine Form der Doppeldiffusion. Sie kann entstehen, wenn sich kaltes, geringsalines Wasser über ausreichend wärmerem, salinarem Wasser befindet. Aufgrund der größeren Diffusivität von Wärme ist der diffusive Wärmestrom von der unteren salinaren Schicht in die obere geringsalinare Schicht stärker als der entsprechende Salzstrom. Die untere Schicht kühlt sich somit ab und ihre Dichte nimmt zu, während sich die Dichte in der oberen Schicht verringert. Der diffusive Stoff- und Wärmestrom ist dabei auf eine kleine Übergangsschicht mit großem Gradienten beschränkt. In der sich darüber und darunter bildenden gut durchmischten Schicht erzeugt die Wärmezu- bzw. -abfuhr einen Temperaturgradienten, der die Konvektionsströmung antreibt (Abb. 3.11).

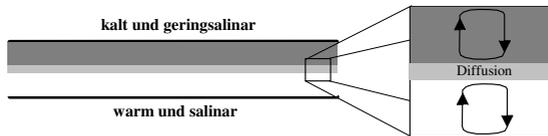


Abb. 3.11: Schematische Darstellung der Diffusen Konvektion

Durch eine Folge mehrerer solcher Schichten und Grenzschichten ergibt sich eine treppenähnliche Struktur (thermohaline staircase), die jeweils aus einer Übergangsschicht mit diffusivem Austausch und einer dazwischen liegenden Schicht mit konvektivem Transport besteht (Abb. 3.12).

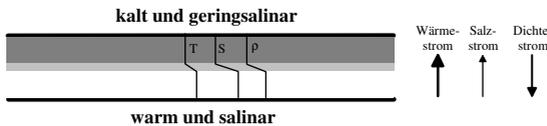


Abb. 3.12: Wärme- ( $T$ ), Salz- ( $S$ ) und Dichtestrom ( $\rho$ ) bei der Diffusen Konvektion – die Pfeilstärke deutet die Amplitude an (in Anlehnung an Ruddick und Gargett (2003))

Sowohl die Theorie als auch die experimentellen Beobachtungen lassen vermuten, dass die Diffuse Konvektion intensiver ist, wenn sich Temperatur- und Salzkonzentrationskontraste in ihrer Wirkung auf die Dichte aufheben, d.h. wenn  $R_\rho$  gegen eins strebt (Kelley et al., 2003).

Für Ozeane ist die Bedingung  $1 < R_\rho < 10$  ein gutes Kriterium für das Vorhandensein von Diffuser Konvektion. Bei im Labor erzeugter Diffuser Konvektion nehmen die Auftriebsflüsse durch die Übergangsschicht um eine Größenordnung ab wenn  $R_\rho$  von 1,5 auf 10 ansteigt (Kelley et al., 2003). Für Salzseen liegt die obere Grenze für  $R_\rho$  scheinbar höher. So gibt z.B. Turner (1969) für  $R_\rho$  Werte von 9 bis 25 an, bei denen die Grenzschichten sehr stabil sind. Boldrin und Rabitti (1990) fanden noch höhere Werte von  $R_\rho \approx 600$  im tiefen östlichen Mittelmeer.

Für das Einsetzen dieser oszillierenden Konvektion wird in der Literatur auch folgendes Kriterium auf Basis der Prandl-Zahl  $Pr$  und der Schmidt-Zahl  $Sc$  angegeben (Love et al., 2007):

$$Ra_{DK} = \frac{Sc^2 Ra_t + Pr^2 Ra_s}{Pr Sc + Pr + Sc} . \quad (3.33)$$

Die kritische Rayleighzahl für Diffuse Konvektion  $Ra_{DK,krit}$  entspricht hier analog zur thermosolutalen Konvektion der kritischen thermischen Rayleighzahl  $Ra_{t,krit}$ :

$$Ra_{DK,krit} = Ra_{t,krit} . \quad (3.34)$$

Die Treppenstrukturen der Diffusen Konvektion sind nicht stationär, sondern verändern sich kontinuierlich durch die Verschmelzung zweier Schichten und/oder die Formierung neuer Schichten (Kelley, 1988). Die Höhe der Schichten schätzte Fedorov (1988) mit der Prandl-Zahl  $Pr$  wie folgt ab:

$$H_{Fedorov} = 39,9 Pr \left( \frac{D_T^2}{g \alpha dT/dz} \right)^{1/4} . \quad (3.35)$$

Dabei ist  $D_T$  die molekulare Wärmediffusion und  $\alpha$  der thermische Expansionskoeffizient.

Salzfingerstufen sind oft einige Zehner Meter dick, während die Schichten in der Diffusen Konvektion häufig wesentlich dünner sind (Kelley et al., 2003). Dass aber auch durch Diffuse Konvektion sehr große gut durchmischte Schichten entstehen können, beweist das Schwarze Meer. Die größte bekannte Stufenbildung durch Diffuse Konvektion befindet sich dort in der Nähe des Meeresbodens in Form einer einzigen Schicht mit einer Dicke von 450 m (Kelley et al., 2003).

Erfolgt der konvektive Salztransport innerhalb der Schichten langsamer als die Salzdifffusion über die dazwischen liegende Übergangsschicht, verbreitert sich die diffusive Übergangsschicht. Die diffusive Schicht bleibt dagegen dünn und der diffusive Austausch über die Schicht groß, wenn das Verhältnis  $Ra_s/Ra_t$  klein ist.

Für die Diffuse Konvektion können, im Gegensatz zu den Salzfingern, im Labor ermittelte Stoff- und Wärmeströme gut auf die Realität (den Ozean) übertragen werden (Kelley et al., 2003). Es ist noch nicht klar, ob dies an in diesen Gebieten weniger stark auftretenden Scherbewegungen oder aber an einer geringeren Behinderung der Diffusen Konvektion durch Scherbewegungen (Padman, 1994) liegt. Man geht davon aus, dass die Ströme der Diffusen Konvektion allein über die Schichteigenschaften bestimmt werden können (Kelley et al., 2003). Schon Turner (1965) postulierte, dass die Ströme von Salz, Wärme und Auftrieb nur von  $R_\rho$  und  $\Delta T$  abhängen. Eine Abschätzung der Stoff- und Wärmeströme der Diffusen Konvektion ergab, dass sie deutlich größer sind, als bei glattem Gradienten (Ruddick und Gargett, 2003).

# 4 Numerische Modellierung der freien Konvektion

## 4.1 Zielstellung und Konzept

Ein Ziel dieser Arbeit war die Erstellung eines numerischen Modells für das zu untersuchende System „Bohrung/Grundwassermessstelle – umgebende Gesteinsformation“, um die zu erwartenden Prozesse in Ihrer Komplexität nach dem derzeitigen Kenntnisstand abzubilden. Dabei sollten die Vorgänge beim Auftreten bzw. die Bedingungen zum Einsetzen dichtegetriebener Konvektion in der Wassersäule einer Bohrung oder Grundwassermessstelle untersucht werden.

Stellvertretend für die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen dichtegetriebenen Transportprozesse sollte mit Hilfe des numerischen Modells die thermische Konvektion untersucht werden. Sie wurde ausgewählt, da eine thermisch bedingte Dichteinstabilität in der Wassersäule aufgrund der saisonalen Temperaturschwankungen und des geothermischen Gradienten in nahezu jeder Bohrung oder Grundwassermessstelle zumindest zeitweise zu erwarten ist.

Die numerische Modellierung von physikalischen Prozessen bietet die Möglichkeit, Materialparameter, Randbedingungen und Geometrie beliebig zu verändern und deren Wirkung auf den Prozessablauf zu simulieren. Neben den experimentellen Untersuchungen, die zumeist auf einige gut ausgewählte Konfigurationen bzw. Messanordnungen begrenzt sind (auf sie wird im nächsten Kapitel näher eingegangen), stellt die numerische Modellrechnung damit eine wichtige Untersuchungsmethode dar.

Die freie Konvektion wird zumeist mit komplexen, sogenannten CFD Programmen modelliert (z.B. Cawley und McBride, 2004; Raffensberger und Vlassopoulos, 1999; Simmons et al., 2001). CFD steht für „computational fluid dynamics“ und damit die numerische Strömungsberechnung. Numerische Modelle der freien Konvektion sind für viele Anwendungen von der Atmosphäre bis hin zum Erdinneren verfügbar.

Mit dem hier vorgestellten numerischen CFD-Modell einer Wassersäule in einer Bohrung oder einer Grundwassermessstelle kann freie Konvektion auf der Basis der Navier-Stokes-Gleichungen simuliert werden. Es berücksichtigt zusätzlich weitere physikalische Prozesse, wie z.B. den Wärmeaustausch mit dem umgebenden Gestein.

Modelliert werden sollten

- die durch freie Konvektion hervorgerufene Wasserströmung in der Wassersäule, sowie

- die auftretende Wärmeströmung in der Wassersäule und der Gesteinsformation.

Besonders zu berücksichtigen waren dabei die vollständige und physikalisch korrekte Kopplung von Wärme- und Strömungsgleichungen, d.h. eine Änderung der Temperatur sollte sich direkt auf die Dichte auswirken und dadurch Trieb- oder Hemmkraft für die dichtegetriebene Strömung sein, während die Strömung wiederum einen Temperaturgradienten auf- oder abbaut.

Die folgenden vereinfachenden Annahmen wurden bei der Modellierung zugrunde gelegt:

1. Aufgrund der begrenzten Rechenkapazität erfolgte die Modellierung im Zweidimensionalen statt im Dreidimensionalen,
2. das Modellgebiet war ein bezüglich des Wärme- und Wasserhaushalts geschlossenes System,
3. das Vollrohrmaterial und die Hinterfüllung wurden nicht berücksichtigt und
4. Konvektion in der Umgebung der Messstelle wurde ausgeschlossen (kein mobiles Fluid im Gestein).

## 4.2 Modellierungssoftware

Die im Rahmen der Forschungsarbeit durchgeführte numerische Modellierung erfolgte mit dem Programm COMSOL Multiphysics (vormals FEMLAB) Version 3.3. COMSOL Multiphysics ist eine Simulationssoftware mit der multiphysikalische Analysen und die Modellierung von wissenschaftlichen und technischen Phänomenen, sowie komplexen Aufgabenstellungen möglich sind. Grundlage dafür bilden partielle Differentialgleichungen (PDGn), vielseitige Zusatzmodule und die Fähigkeit, physikalische Prozesse in einem einzigen Multiphysik-Modell beliebig und physikalisch korrekt miteinander zu koppeln. Die PDGn werden mit Hilfe der Finite-Elemente-Methode gelöst.

Die Finite-Elemente-Methode ist besonders zur Lösung in komplexen Gebieten geeignet. Der Vorteil gegenüber der Finite-Differenzen-Methode liegt in der Möglichkeit, das Gebiet mit verschieden großen Elementen abzubilden, wodurch die restriktive Bindung an ein gleichmäßiges Gitter entfällt.

Mit dem Earth Science und Chemical Engineering Modul werden im Programm COMSOL Multiphysics zur Modellierung von Strömungsvorgängen im Wasser u.a. die Darcy- und Navier-Stokes-Gleichungen, sowie PDG-Systeme zur Modellierung von Wärmekonvektion und -leitung bereitgestellt. Die zur Verfügung gestellten PDGn konnten beliebig ergänzt und verändert werden. Sie wurden für das untersuchte Problem der freien Konvektion in Wassersäulen durch Gleichungen zur Ableitung der temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeit, dynamischen Viskosität und Dichte des Wassers erweitert (s. Tab. 4.1).

## 4.3 Aufbau des Modells

Zur Modellierung der dichtegetriebenen Strömung und des Wärmetransports wurde ein Modell einer Wassersäule mit einer Höhe von 1 m und einem Durchmesser von 0,05 m in einer umgebenden Gesteinsformation erstellt (Abb. 4.1). Für das 2D-Modell wurden zwei Anwendungsmodi miteinander gekoppelt:

- „Nicht-isothermaler Fluss“ (für die Wassersäule), sowie
- „Konvektion und Wärmeleitung“ (für die Wassersäule und die Gesteinsformation).

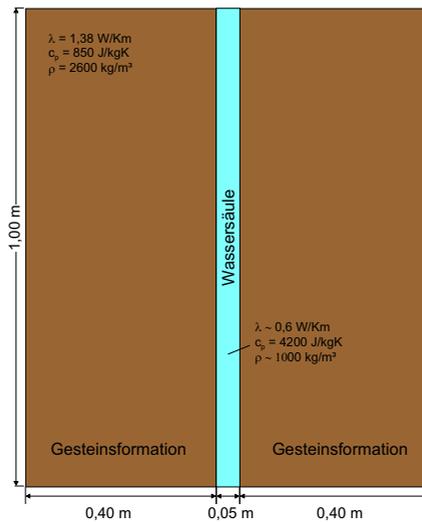


Abb. 4.1: Geometrie und Materialparameter des numerischen Modells

Modelliert wurden das durch die Dichteunterschiede entstehende Strömungsfeld in der Wassersäule, sowie das Temperaturfeld in der Wassersäule und der Gesteinsformation. Als treibende Kraft für die freie Konvektion wirkte dabei ein destabilisierender Temperaturgradient. Beide Anwendungsmodi wurden im Bereich der Wassersäule direkt miteinander gekoppelt und die partiellen Differentialgleichungen damit gleichzeitig gelöst.

Der verwendete Anwendungsmodus „Nicht-isothermaler Fluss“ erlaubt das Modellieren von kleinen Dichteveränderungen. Im Vergleich zum Fall der häufig verwendeten inkompressiblen Navier-Stokes-Gleichungen wird hier als extra Term ein viskoser Stresstensor berücksichtigt und die Änderungen der Wasserdichte werden in der Kontinuitätsgleichung mit einbezogen (COMSOL, 2005):

$$\rho \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \rho \vec{v} \cdot \nabla \vec{v} = \nabla \cdot \left[ -p \vec{I} + \eta (\nabla \vec{v} + (\nabla \vec{v})^\top) - (2\eta/3 - \eta') (\nabla \cdot \vec{v}) \vec{I} \right] + \vec{F} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0 \quad (4.2)$$

Dabei ist  $\rho$  die Dichte,  $\vec{v}$  der Geschwindigkeitsvektor,  $\nabla$  der Nabla-Operator,  $\eta$  die dynamische Viskosität,  $p$  der Druck,  $\vec{I}$  die Einheitsmatrix,  $\eta'$  die Volumenviskosität,  $\vec{F}$  der Kraftvektor und  $^{\top}$  symbolisiert die Matrix-Transposition.

Die Volumenviskosität oder 2. Lamé-Viskositätskonstante spielt eine wichtige Rolle bei Gasen aus großen polyatomaren Molekülen und granularen Materialien. Für die meisten Fluide ist sie jedoch Null oder wird durch Null approximiert (Stokes' Hypothese). Sie wurde daher auch im Modell auf Null gesetzt.

Der Kraftvektor  $\vec{F}$  wird in der freien Konvektion durch die Gravitationskraft repräsentiert:

$$\vec{F} = \rho \vec{g}. \quad (4.3)$$

Die Gleichungen für Konvektion und Wärmeleitung sind im Modellierungsprogramm wie folgt definiert:

$$-\nabla \cdot (K_{\text{eq}} \nabla T) = Q_{\text{H}} + Q_{\text{G}} - C_L \vec{v} \cdot \nabla T, \quad (4.4)$$

wobei  $K_{\text{eq}}$  die effektive Wärmeleitfähigkeit,  $C_L$  die volumetrische Wärmekapazität des Fluids,  $\vec{v}$  der Geschwindigkeitsvektor der Strömung,  $Q_{\text{H}}$  eine generelle Wärmequelle und  $Q_{\text{G}}$  die geothermische Wärmequelle darstellt. Die beiden letztgenannten wurden für die numerische Simulation der freien Konvektion auf Null gesetzt.

Der auftretende Wärmestrom  $\Phi$  wird als Summe zweier Terme definiert:

$$\Phi = -K_{\text{eq}} \nabla T + C_L \vec{v} T. \quad (4.5)$$

Der erste Term beschreibt den Wärmestrom in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten und der zweite Term den konvektiven Wärmestrom bzw. die Wärme, die durch das Fluid transportiert wird.

Als Anfangswert wurde im gesamten Gebiet ( $x = -0,425 \dots 0,425, y = -0,5 \dots 0,5$ ) eine nach unten zunehmende Temperatur mit linearem Gradienten zwischen oberem und unterem Rand gewählt (Abb. 4.2 links):

$$T_0 = 283,15 \text{ K} + \Delta T(0,5 - y). \quad (4.6)$$

Der Anfangswert für die Strömungsgeschwindigkeit in der Wassersäule wurde auf Null gesetzt (Abb. 4.2 rechts):

$$\vec{v}_0 = 0. \quad (4.7)$$

Die thermischen Randbedingungen sind wie folgt implementiert (s. Tab. 4.1): die Temperatur am unteren Rand  $T_u$  ist um den Temperaturunterschied  $\Delta T$  höher als die des

oberen Randes  $T_o$  (Abb. 4.2 links):

$$T_u = T_o + \Delta T \quad \text{mit} \quad T_o = 283,15 \text{ K}. \quad (4.8)$$

Die Temperatur an den seitlichen Rändern der Wassersäule ( $T_1$ ) wird durch die Temperatur in der umgebenden Gesteinsformation ( $T_2$ ) aufgeprägt und umgekehrt:

$$\vec{n} \cdot (K_{\text{eq}1} \nabla T_1 - K_{\text{eq}2} \nabla T_2) = 0. \quad (4.9)$$

Dabei ist  $\vec{n}$  der Normalvektor, der vom Gebiet nach außen gerichtet definiert ist.

Die äußeren seitlichen Ränder der Gesteinsformation wurden als thermisch isoliert angegeben, so dass nur die Temperatur am oberen und unteren Rand und die Temperatur der Wassersäule über den Temperaturverlauf im Gestein entscheiden:

$$-\vec{n} \cdot \Phi = 0. \quad (4.10)$$

Die horizontale Erstreckung der Gesteinsformation wurde im Modell so gewählt, dass sich die Ränder außerhalb des thermischen Interaktionsbereichs von Wassersäule und umgebendem Gestein befinden.

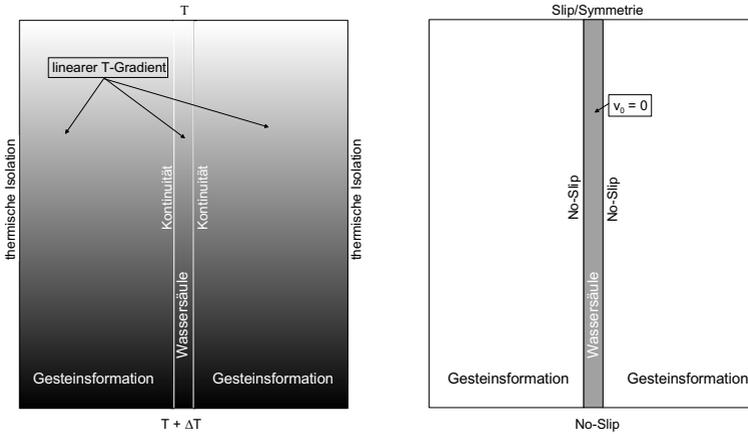


Abb. 4.2: Anfangs- und Randbedingungen des numerischen Modells: thermisch (links) und Strömung in der Wassersäule (rechts)

Als Randbedingungen für die Strömungsgleichungen wurde am oberen Rand der Wassersäule „Slip“ bzw. „Symmetrie“ gewählt, d.h. nur die Normalkomponente der Geschwindigkeit ist Null und der tangential Anteil der viskosen Kraft verschwindet an der Grenze:

$$\vec{n} \cdot \vec{v} = 0 \quad \text{und} \quad \vec{t} \cdot \left[ -p\vec{I} + \eta(\nabla\vec{v} + (\nabla\vec{v})^T) - (2\eta/3 - \eta')(\nabla \cdot \vec{v})\vec{I} \right] \vec{n} = 0. \quad (4.11)$$

Dabei ist  $\vec{t}$  der Tangentialvektor.

An den Seitenrändern und am unteren Rand wurde die Randbedingung „No-slip“ gewählt, d.h. alle Komponenten des Geschwindigkeitsvektors werden an diesem Rand Null (Abb. 4.2 rechts).

$$\vec{v} = 0. \quad (4.12)$$

Die Parameter, die zur Berechnung der physikalischen Eigenschaften des Wassers im Modellierungsprogramm implementiert wurden, sind in Tab. 4.1 zusammengestellt. Die Abhängigkeit einiger der Parameter von der Leitfähigkeit und dem Druck wurde dabei nicht berücksichtigt. Eine solche Vereinfachung ist gerechtfertigt, da sich die Simulation auf Wasser konstanter Leitfähigkeit stützt und die Druckunterschiede innerhalb einer 1 m hohen Wassersäule vernachlässigbar gering sind.

Tab. 4.1: Im Modell verwendete Parameter, Anfangs- und Randbedingungen

Parameter	Wert
Modelgröße (2D)	0,85 m x 1,00 m
Gitterelemente	35802 (Dreiecke)
Wärmeleitfähigkeit des Gesteins	1,38 W/Km
Wärmeleitfähigkeit des Wassers	$0,0015 T_\theta + 0,1689$ [ $T_\theta$ in K]
Dynamische Viskosität des Wassers	$1,78 \cdot 10^{-3} / (1 + 0,0337 T + 0,000221 T^2)$ [ $T$ in °C]
Wasserdichte	$1000 (0,9998395 + 6,7914 \cdot 10^{-5} T - 9,0894 \cdot 10^{-6} T^2 + 1,0171 \cdot 10^{-7} T^3 - 1,2846 \cdot 10^{-9} T^4 + 1,1592 \cdot 10^{-11} T^5 - 5,0125 \cdot 10^{-14} T^6)$ [ $T$ in °C]
Gesteinsdichte	$2600 \text{ kg/m}^3$
Spezifische Wärmekapazität des Wassers	$4200 \text{ J/kgK}$
Spezifische Wärmekapazität des Gesteins	$850 \text{ J/kgK}$
Thermische Anfangsbedingung	Linearer vertikaler Temperaturgradient
Thermische Randbedingungen	Oben: $T = 283,15 \text{ K}$ Unten: $T = 283,15 \text{ K} + \Delta T$ Seitenwände Wassersäule: Kontinuität zwischen Gestein und Wassersäule Seitenwände Gestein: thermische Isolation
Hydraulische Anfangsbedingung	Strömungsgeschwindigkeit = 0
Hydraulische Randbedingungen	Oben: Slip/Symmetrie, sonst: No-slip

Um den geringen Strömungsgeschwindigkeiten und damit kleinräumigen Bewegungen Rechnung zu tragen, wurde das Modell in ein sehr feines Gitter mit 35802 Finiten Elementen in Form von Dreiecken zerlegt (Abb. 4.3 links). Die Güte des Gitters kann anhand der Gitternetzqualität eingeschätzt werden, welche das Seitenverhältnis der Gitterelemente

analysiert. Für Dreieckselemente wird im Programm COMSOL Multiphysics die Gitternetzqualität  $q$  aus den Seitenlängen  $h_1$ ,  $h_2$ ,  $h_3$  und der Fläche  $A$  wie folgt berechnet:

$$q = \frac{4\sqrt{3}A}{h_1^2 + h_2^2 + h_3^2}. \quad (4.13)$$

Damit kann sie einen Wert zwischen 0 und 1 annehmen. Ist die Gitternetzqualität  $q$  größer als 0,3 beeinträchtigt die gewählte Zerlegung in Finite Elemente die Qualität der Lösung nicht (COMSOL, 2005). Für den vorliegenden Fall war die Gitternetzqualität im gesamten Gebiet größer als 0,65 (Abb. 4.3 rechts) – die Zerlegung in Finite Elemente war damit ausreichend fein gewählt.

Um die zeitliche Entwicklung der freien Konvektion beobachten zu können und dem höchstens quasi-stationären Charakter der Strömung Rechnung zu tragen, wurde für die Modellierung ein zeitabhängiger Gleichungslöser (UMFPACK) verwendet. Der lineare direkte Lösungsalgorithmus löst allgemeine Systeme der Form  $Ax = b$  unter Nutzung der unsymmetrischen MultiFrontal-Methode und direkten LU-Zerlegung (Zerlegung der dünnbesetzten Matrix  $A$  in ein Produkt aus linker unterer Dreiecksmatrix  $L$  und rechter oberer Dreiecksmatrix  $U$ ). Im Modellierungsprogramm wird die UMFPACK Version 4.2 von Timothy A. Davis (Davis, 2004) verwendet.

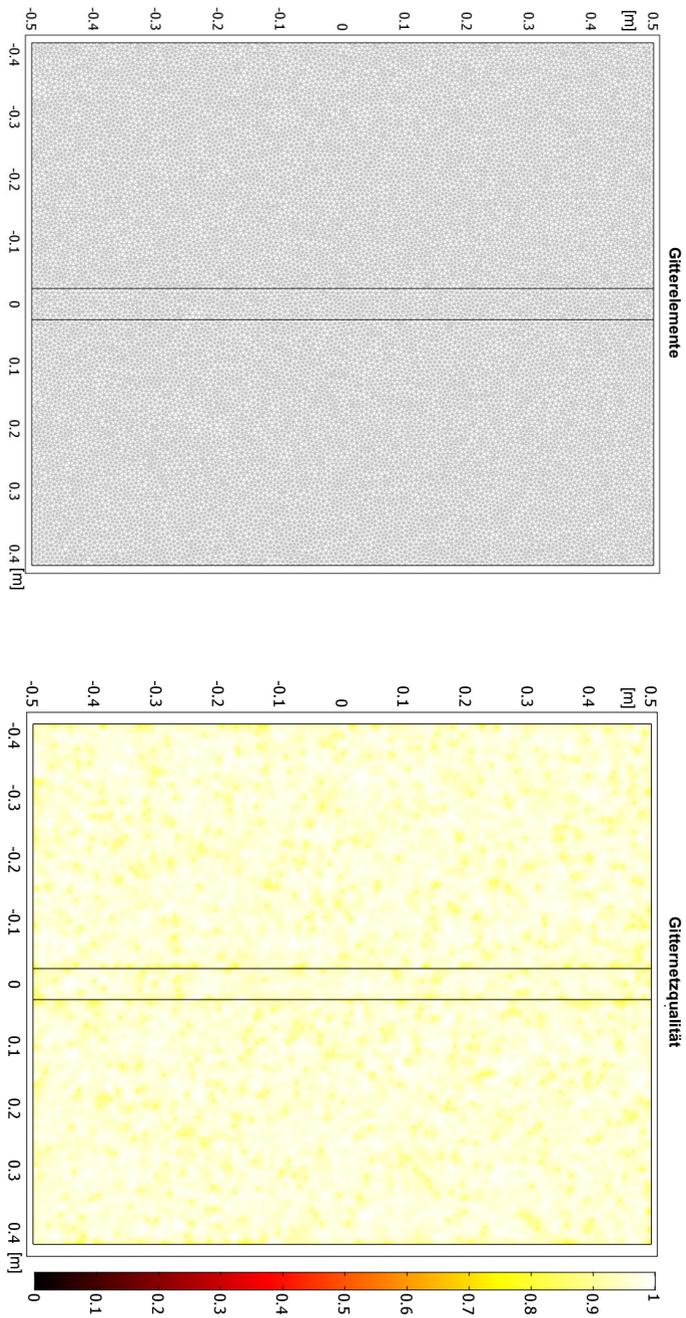


Abb. 4.3: Geometrie der Gitterelemente im numerischen Modell (links) und Gitternetzqualität des Modells (rechts)

## 4.4 Ergebnisse und Diskussion

### 4.4.1 Simulation bei $\Delta T/\Delta z = 0,1 \text{ K/m}$

Unter Verwendung der oben beschriebenen Rand- und Anfangsbedingungen wurden Wasserströmung und Wärmetransport in einer Wassersäule für verschiedene Temperaturgradienten modelliert. Die Modellierungsergebnisse für Temperatur (Isolinien) und Strömungsfeld (Stromlinien) sind exemplarisch für einen Temperaturgradienten von  $0,1 \text{ K/m}$  nach einer Zeit von  $6600 \text{ s}$  (110 Minuten) in Abb. 4.4 dargestellt.

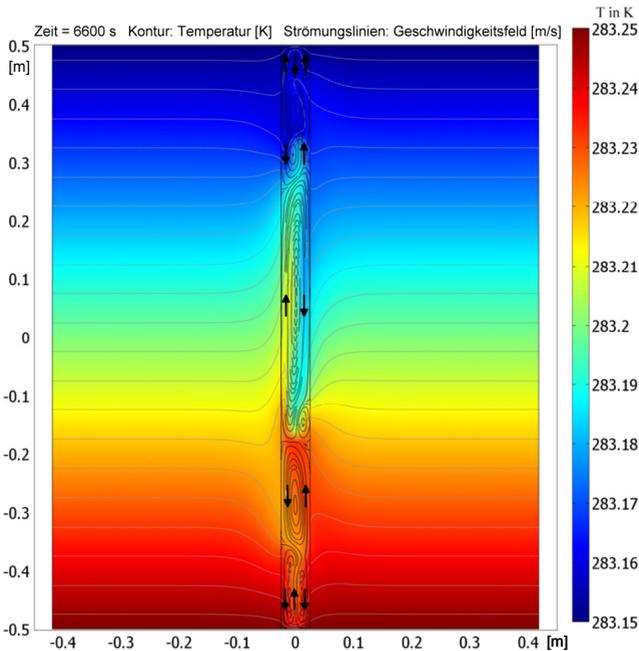


Abb. 4.4: Temperaturverlauf und Strömungsfeld für einen Temperaturgradienten von  $0,1 \text{ K/m}$  in einer 2-Zoll GW-Messstelle oder Bohrung – Pfeile zeigen die Strömungsrichtung an

Für einen Temperaturgradienten von  $0,1 \text{ K/m}$  und die Modellierungsparameter, die in Tab. 4.1 wiedergegeben sind, begannen sich Konvektionszellen innerhalb von etwa 30 Minuten zu bilden. Es entstanden mehrere Konvektionszellen unterschiedlicher Größe und Amplitude innerhalb der Wassersäule (Abb. 4.4). Position, Zahl und Form der Konvektionszellen änderten sich zeitlich. Eine Ursache für den zeitabhängigen Charakter der Strömung ist vermutlich die Interaktion des Temperaturfeldes der Wassersäule mit dem der umgebenden Gesteinsformation. Die Änderung der Gesteinstemperatur durch die Strömung in der Wassersäule wirkte wiederum auf diese zurück und verursachte sekundäre

Temperaturosillationen. Die durch die Temperaturstörung in der Wassersäule beeinflusste Zone im umgebenden Gestein war für dieses Beispiel klein (ungefähr 18 cm).

Innerhalb der Konvektionszellen zeigt das Modell Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu  $6 \cdot 10^{-4}$  m/s bei einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von  $1,5 \cdot 10^{-4}$  m/s bzw. 13 m/d (Abb. 4.5).

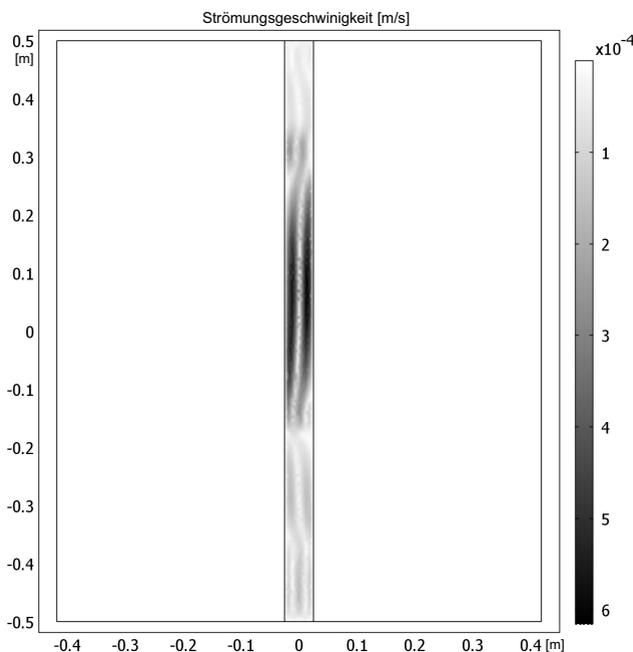


Abb. 4.5: Strömungsgeschwindigkeit in der Wassersäule bei einem Temperaturgradienten von  $0,1 \text{ K/m}$

Mit Hilfe der Peclet-Zahl  $Pe$  (z.B. Kays et al., 2004) kann das Verhältnis vom advektiven zum konduktiven Wärmetransport beschrieben werden. Sie lässt sich über die Prandtl-Zahl aus der Reynolds-Zahl ( $Re$ ) berechnen ( $Pe = Re Pr$ ). Die Reynolds-Zahl wird häufig zur Klassifizierung von erzwungenen Strömungen (z.B. der Rohrströmung) verwendet und stellt das Verhältnis von Trägheits- zu Viskositätskräften dar. Für die hier modellierte Strömung ergaben sich Reynolds-Zahlen bis zu 4,1 und Peclet-Zahlen bis 36, wobei die höchsten Werte im Bereich der großen Geschwindigkeiten auftraten. Die geringen Reynolds-Zahlen zeigen an, dass die Strömung in den Konvektionszellen bei dem modellierten geringen Temperaturgradienten als laminar anzusehen ist.

Die Wärmestromdichte in den Konvektionszellen erreichte bis zu  $7 \cdot 10^5 \text{ W/m}^2$  (Abb. 4.6). Die diffusive Wärmestromdichte mit einem Maximalwert von  $1,8 \text{ W/m}^2$  stellte weniger als  $1/100.000$  der Gesamtstromdichte dar und demonstrierte damit, ebenso wie die

hohe Peclet-Zahl, die Wirksamkeit der Wärmekonvektion gegenüber der Wärmeleitung (Abb. 4.6).

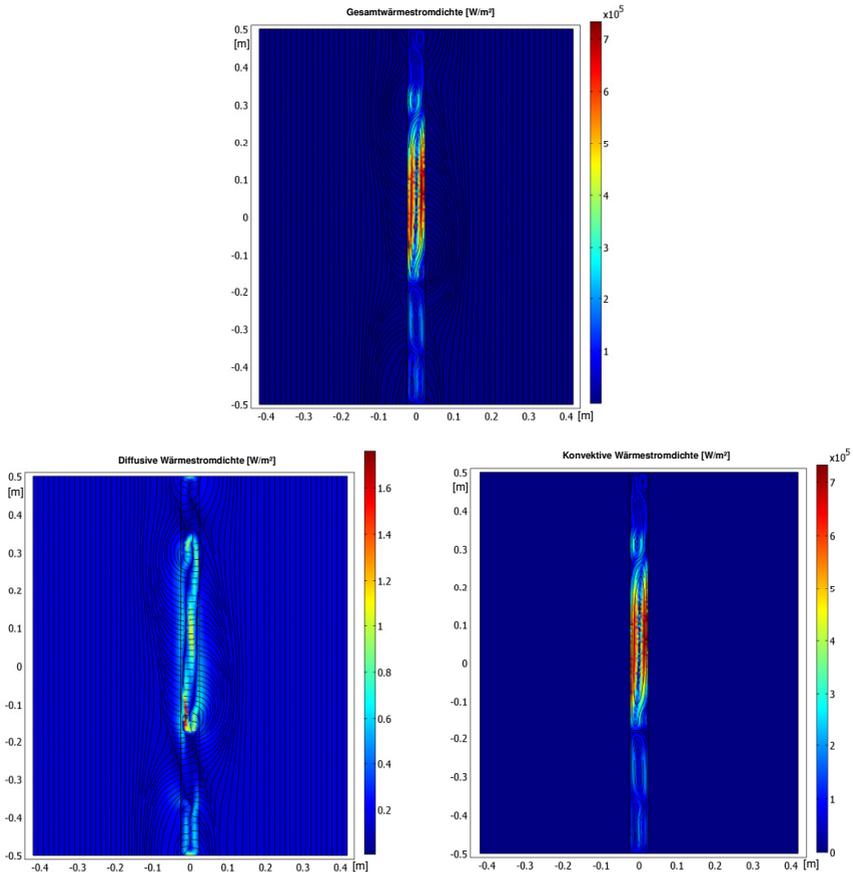


Abb. 4.6: Gesamte (oben), diffusive (unten links) und konvektive Wärmestromdichte (unten rechts) bei einem Temperaturgradienten von  $0,1\text{K/m}$

#### 4.4.2 Temperaturprofile

Die Strömung in den Konvektionszellen war diametral antisymmetrisch (s. auch Abschnitt 3.3.2). Deutlich wird dies anhand Abb. 4.7, die den Temperatur-, Geschwindigkeits- und Wärmestromdichteverlauf entlang eines horizontalen Schnitts durch eine Konvektionszelle in der Mitte des Modells darstellt. Infolge der antisymmetrischen Strömung war auch der Temperaturverlauf unsymmetrisch bezüglich der

Mittelsenkrechten der Wassersäule. Es ergab sich ein warmer Aufwärtsstrom und ein kalter Abwärtsstrom. Da sich die Temperaturstörung in der umgebenden Gesteinsformation fortsetzt, sind die Maxima jeweils in Richtung Formation verschoben (Abb. 4.7). Die Wärmestromdichte zeigt dagegen einen symmetrischen Verlauf, wobei der Wärmestrom aufgrund der Randbedingungen (unten warm, oben kalt) nach oben gerichtet ist.

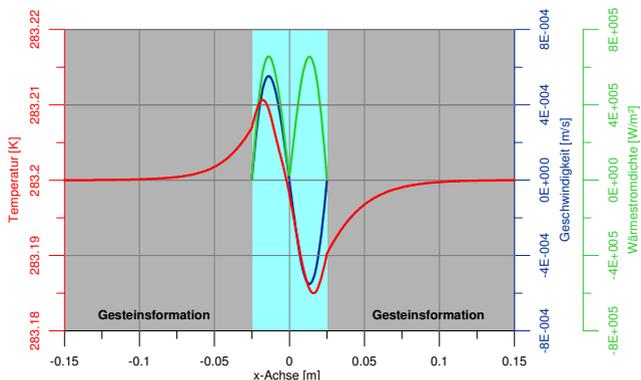


Abb. 4.7: Temperatur-, Geschwindigkeits- und Wärmestromdichteverlauf entlang einer horizontalen Transsekte in der Mitte des Modells ( $y=0$ )

Ein entlang eines vertikalen Schnitts durch die Mitte der Modellwassersäule extrahiertes Temperaturprofil zeigt kleine Temperaturoszillationen, die durch die Strömung in den Konvektionszellen verursacht wurden (rote Kurve in Abb. 4.8).

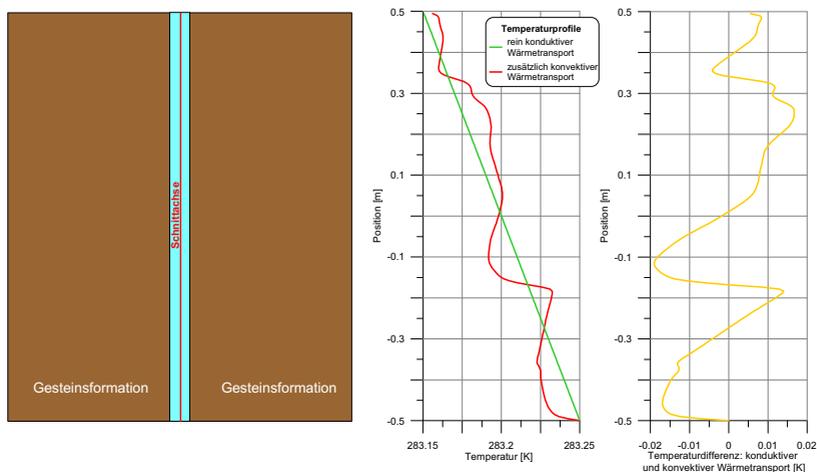


Abb. 4.8: Schnittachse entlang derer die Temperaturprofile extrahiert wurden (links) und extrahierte Temperaturprofile, sowie deren Differenzkurve (rechts)

Diese Oszillationen konnten separiert und hervorgehoben werden, indem von dem summarischen Temperaturprofil ein lineares Temperaturprofil subtrahiert wurde, das in einem Modell mit reiner Wärmeleitung entstehen würde (grüne Kurve in Abb. 4.8). Vom resultierenden Profil (gelbe Kurve) kann auf das Vorhandensein oder das Fehlen von Konvektionszellen und auf deren Position geschlossen werden.

Dies ließ vermuten, dass solche Oszillationen auch in hochaufgelösten Temperaturprofilen aus geophysikalischen Bohrlochmessungen nachgewiesen und in Anlehnung an die in Abb. 4.8 dargestellte Vorgehensweise hervorgehoben werden können. Die aus diesen Modellrechnungen abgeleitete praktische Möglichkeit, freie Konvektion und die resultierenden Konvektionszellen mit Hilfe der Bohrlochgeophysik festzustellen, wird in Kapitel 6 erläutert.

### 4.4.3 Variation des Temperaturgradienten

Um die Auswirkung des Temperaturgradienten auf die konvektive Strömung abschätzen zu können, wurden die thermischen Randbedingungen im numerischen Modell, wie in Tab. 4.2 dargestellt, verändert.

Tab. 4.2: Mit verschiedenen Temperaturgradienten durchgeführte numerische Modellierungen

Variante	Temperatur unten [°C]	Temperatur oben [°C]	Temperatur- gradient [K/m]	Thermische Rayleighzahl
1	10,07	10,0	0,07	127
2	10,10	10,0	0,10	182
3	10,20	10,0	0,20	368
4	10,30	10,0	0,30	748
5	10,50	10,0	0,50	1142
6	10,70	10,0	0,70	1548
7	11,00	10,0	1,00	1968

Die Tabelle gibt auch die daraus resultierenden thermischen Rayleighzahlen für die gegebenen Versuchsparameter wieder.

Es zeigte sich, dass sich die Konvektionszellen umso schneller formten, je höher der Temperaturgradient war (Abb. 4.9, Tab. 4.3). Eine offensichtliche Ausnahme bildet das Modellierungsergebnis für den Temperaturgradienten von 0,07 K/m, bei dem sich im numerischen Modell die Konvektionszellen schneller als bei einem Gradienten von 0,1 K/m bildeten. Die Ursachen hierfür sind ungeklärt. Bedingt durch die sehr geringen Gradienten könnte ein Grund in der numerischen Dispersion (Artefakte numerischer Instabilität) liegen.

Die Zeit bis zur Ausbildung von Konvektionszellen variierte für die untersuchten Temperaturgradienten (0,07 bis 1 K/m) zwischen 0,04 und 1,2 Stunden. Das Einsetzen der Konvektion erfolgt somit selbst bei kleinen Temperatur- bzw. Dichtegradienten verhältnismäßig schnell, d.h. in der Größenordnung von einigen Minuten bis etwas mehr als eine Stunde.

Der Bereich geringer vertikaler Temperaturgradienten ( $< 0,068 \text{ K/m}$ ), in dem laut der analytischen Approximation (Glg. 3.20) in einer Wassersäule mit einem Durchmesser von 5 cm keine thermische Konvektion stattfindet und damit auch keine Oszillationen hervorgerufen werden sollten, wurde in den Abbildungen 4.9 und 4.10 schattiert dargestellt.

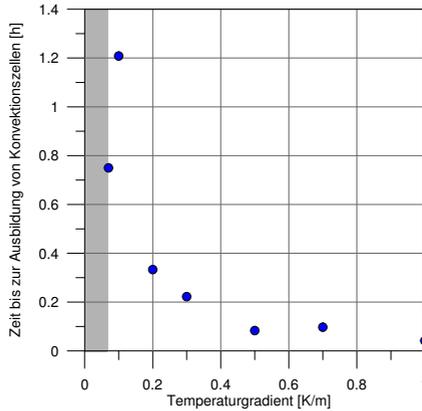


Abb. 4.9: Modellierte Zeit bis zur Ausbildung von Konvektionszellen in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten in der umgebenden Gesteinsformation – schattiert: Zone ohne thermische Konvektion (analytische Approximation)

Es zeigte sich, dass sich die Amplituden der Oszillationen mit zunehmendem Temperaturgradienten erhöhen (Abb. 4.10a) und zwischen beiden ein linearer Zusammenhang besteht (Korrelationskoeffizient  $R^2 = 0,99$ ). Die Konvektionszellen verursachten z.B. bei einem Temperaturgradienten von  $1 \text{ K/m}$  Temperaturoszillationen bis zu  $0,2 \text{ K}$  (Tab. 4.3). Zur besseren Illustration und für einen späteren Vergleich mit den Ergebnissen der Bohrlochmessungen wurden die Temperaturoszillationen in Dichteoszillationen umgerechnet (Abb. 4.10b). Für die untersuchten Temperaturgradienten von  $0,07$  bis  $1 \text{ K/m}$  führten die modellierten Konvektionszellen zu Schwankungen in der Dichte mit Amplituden von  $1,2$  bis  $16,0 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3$  (Tab. 4.3).

Tab. 4.3: Ergebnisse der Modellierungen mit verschiedenen Temperaturgradienten

Variante	Temperaturgradient [K/m]	Zeit bis zur Ausbildung von Konvektionszellen [h]	Amplituden der Temperatur- bzw. Dichte-Oszillationen der Konvektionszellen [K]	Amplituden der Dichte-Oszillationen der Konvektionszellen [ $\text{kg/m}^3$ ]
1	0,07	0,75	0,012	0,0012
2	0,10	1,21	0,031	0,0029
3	0,20	0,33	0,044	0,0040
4	0,30	0,22	0,052	0,0047
5	0,50	0,08	0,102	0,0090
6	0,70	0,10	0,127	0,0110
7	1,00	0,04	0,192	0,0160

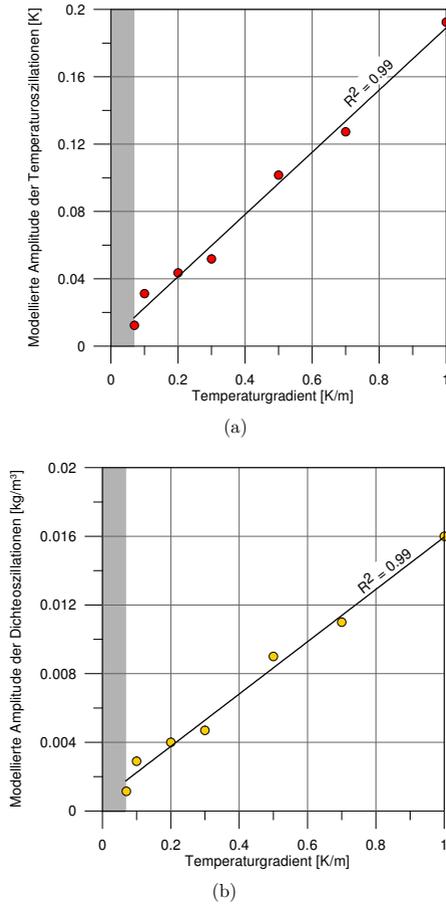


Abb. 4.10: Modellierte Amplitude der Temperatur- (a) bzw. Dichteoszillationen (b) in der Wassersäule in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten in der umgebenden Gesteinsformation – schattiert: Zone ohne thermische Konvektion (analytische Approximation)



# 5 Experimentelle Untersuchungen im Technikummaßstab

## 5.1 Visualisierung und Quantifizierung freier Konvektion

### 5.1.1 Zielstellung

Mit dem Ziel, konvektive Ströme und Konvektionszellen unter natürlichen Temperatur- und Randbedingungen für Bohrungen und Grundwassermessstellen erzeugen und untersuchen zu können, sollte im Rahmen dieser Arbeit eine komplexe Versuchsanlage im Technikummaßstab entwickelt und aufgebaut werden.

Eine direkte Visualisierung der konvektiven Strömungen und Konvektionszellen vor Ort in Grundwassermessstellen oder Bohrungen ist schwierig. Experimentelle Versuchsanlagen können dagegen so gestaltet werden, dass Strömungsprozesse beobachtet und gemessen werden können, ohne in das Strömungsregime einzugreifen. Versuchsanlagen ermöglichen zudem eine Einflussnahme auf relevante strömungsinduzierende Parameter, wie z.B. den Temperaturgradienten. Aus diesem Grund wurden die freien konvektiven Strömungen und Konvektionszellen zunächst anhand von Versuchsanlagen im Labor- und Technikummaßstab untersucht. Die Verhältnisse in Grundwassermessstellen und Bohrungen wurden dabei möglichst realistisch nachgebildet.

In einer Technikumversuchsanlage, die einen 1 m hohen Abschnitt der Wassersäule einer 2-Zoll-Grundwassermessstelle oder Bohrung abbildet, sollte die Entstehung von Konvektionszellen visualisiert und die Abhängigkeit der Strömungsmuster und -geschwindigkeiten vom Temperaturgradienten quantifiziert werden.

Die Anlage sollte dazu so gestaltet werden, dass die experimentelle Simulation hydraulischer und thermischer In-situ-Verhältnisse möglich ist, und diese auch messtechnisch kontrollierbar sind.

### 5.1.2 Vorversuche

Zunächst wurden in einer verhältnismäßig einfachen Messzelle Vorversuche zur Erzeugung und visuellen Beobachtung von Konvektionszellen durchgeführt (Abb. 5.1). Die Versuchsanlage für die Vorversuche bestand aus einem 22 cm hohen Glaszylinder mit einem Außendurchmesser von 8 cm und einer Wandungstärke von 0,35 cm. Der Glaszylinder war

mit einem Aluminiumdeckel (1 cm hoch) und einem Aluminiumboden (0,8 cm hoch) verschlossen. Der Zylinder wurde mit dem Aluminiumboden in ein rechteckiges Glasgefäß (12 x 26 x 12 cm) eingeklebt, an dessen Boden wiederum eine dicke Aluminiumscheibe (2,5 cm hoch) und ein Kühlkörper (1,6 cm hoch) angebracht waren (Abb. 5.1 rechts). Der Kühlkörper und ein Teil der Aluminiumscheibe ragten in ein Wasserbad, über das die Temperatur am unteren Ende der Wassersäule geregelt werden konnte. Die Wärmeübertragung vom Wasserbad zum unteren Ende der Wassersäule erfolgte nacheinander über Kühlkörper, Aluminiumscheibe und Boden des Glasgefäßes zum Aluminiumboden des Zylinders.

Die Temperatur vom oberen Ende der Wassersäule wurde von der Temperatur des Aluminiumdeckels bestimmt. Dieser wurde mit Wasser aus einem zweiten Wasserbad temperiert. Das temperierte Wasser umspülte gleichzeitig den Glaszylinder (Abb. 5.1), wodurch die darin befindliche Wassersäule gegenüber der Umgebungsluft isoliert wurde.

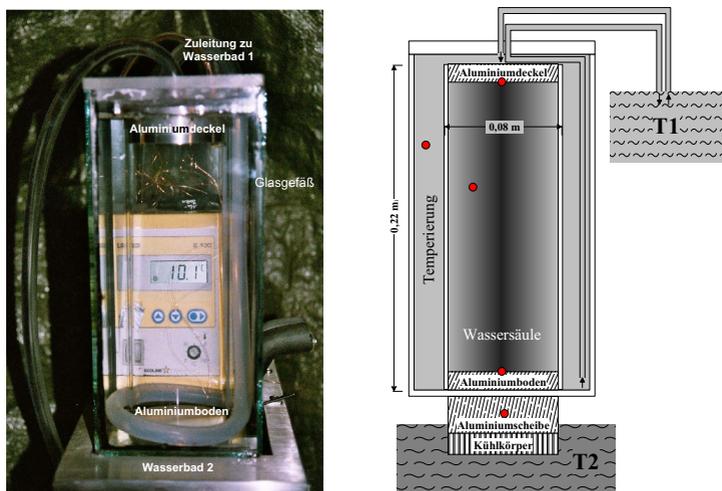


Abb. 5.1: Versuchsanlage für die Vorversuche: Foto (links) und schematisch (rechts) – rote Punkte markieren die Lage der Temperatursensoren

Zur Temperaturmessung wurden sehr kleine (2,2 x 2,3 mm) und genaue (DIN 1/3B) PT-100 Platinsensoren an einen präzisen Temperaturlogger PT-104 (0,1°C Genauigkeit und 0,01°C Auflösung) der Firma Pico Technology Limited angeschlossen. Insgesamt wurden fünf Temperatursensoren angebracht: je einer im Inneren des Zylinders, im Inneren des Glasgefäßes, an der Innenseite von Aluminiumdeckel und -boden und in der Aluminiumscheibe (Abb. 5.1 rechts).

Die Konvektionszellen entstanden im Glaszylinder – dem Kernstück der Anlage. Dem Zylinderboden wurde dazu eine geringfügig höhere Temperatur als dem Zylinderdeckel aufgeprägt.

Zum Sichtbarmachen der Strömung wurden dem Wasser kleine Glaspartikel zugegeben. Aus einem Laserstrahl wurde ein flaches Strahlenbündel erzeugt (Linienlaser), das den Wasserbehälter in einer Ebene erhellte. Die Bewegung der Tracerpartikel wurde so in dieser Ebene sichtbar und konnte über Langzeitbelichtung auf Fotos festgehalten werden.

Einige Fotos der beobachteten Konvektionszellen sind in Abb. 5.2 dargestellt. Sie dokumentieren, dass sich bei einheitlicher Temperatur die gesamte Wassersäule und damit auch die Teilchen in Ruhe (Abb. 5.2a) befinden. Durch Anlegen verschiedener Temperaturgradienten bildeten sich unterschiedliche Strömungsmuster heraus (Abb. 5.2b–c).

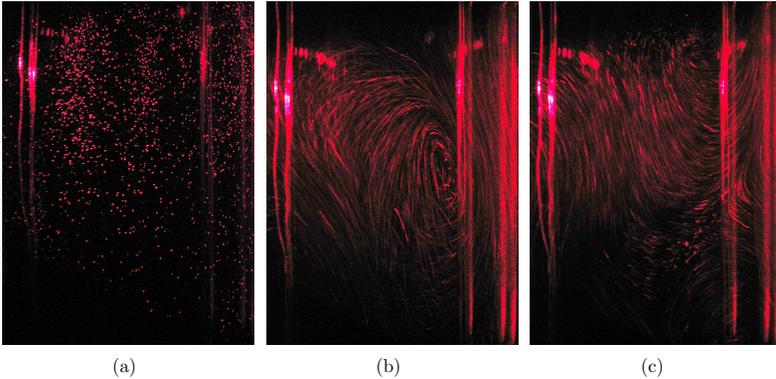


Abb. 5.2: Strömungsaufnahmen aus der Versuchsanlage: (a) Temperatur konstant und damit Teilchen in Ruhe, (b–c) verschiedene Konvektionszellen, tlw. über-/nebeneinander

Die Vorversuche haben gezeigt, dass sich auch für die hier interessierenden geometrischen Verhältnisse Konvektionszellen mit relativ einfachen Mitteln erzeugen und sehr gut mit Hilfe von Tracerpartikeln in einem Laserlichtschnitt sichtbar machen lassen. Zur exakten Nachbildung der thermischen Verhältnisse in einer realen Bohrung bzw. Grundwasserstandsstelle musste jedoch eine komplexere Versuchsanlage entwickelt und konstruiert werden.

### 5.1.3 Versuchsaufbau

Die Technikumsanlage (Abb. 5.3) wurde aus zwei ineinanderstehenden 1 m langen Glaszylindern mit einem Innendurchmesser von 5 und 8 cm und einer Wandstärke von je 0,5 cm (Abb. 5.4) konstruiert. Den Abschluss des inneren, mit Wasser gefüllten, Glaszylinders bildeten zwei aus hochwärmeleitfähigem Kupfer hergestellte Kammern (je 2,5 cm hoch). Beide Glaszylinder wurden dabei mit Hilfe von Dichtungsringen über das Anpressen einer Trägerscheibe oben und unten dicht verschlossen.

Die beiden Kupferkammern wurden von zumeist unterschiedlich temperiertem Wasser (aus zwei Wasserbädern) durchströmt und leiteten jeweils dessen Wärme an die Wassersäule und die Wandung des Glaszylinders weiter. Zwischen innerem und äußerem Zylinder

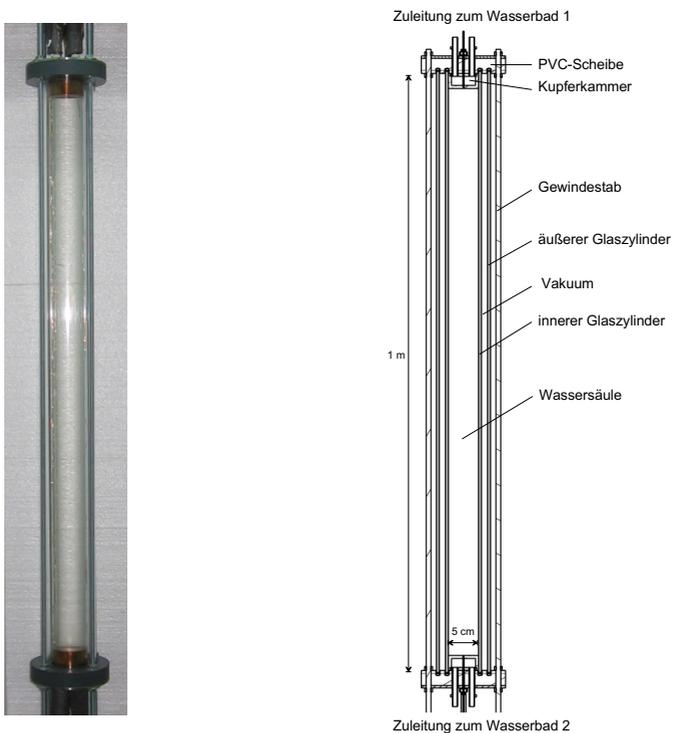


Abb. 5.3: Versuchssäule der Technikumversuchsanlage: Foto (links) und schematische Darstellung (rechts)

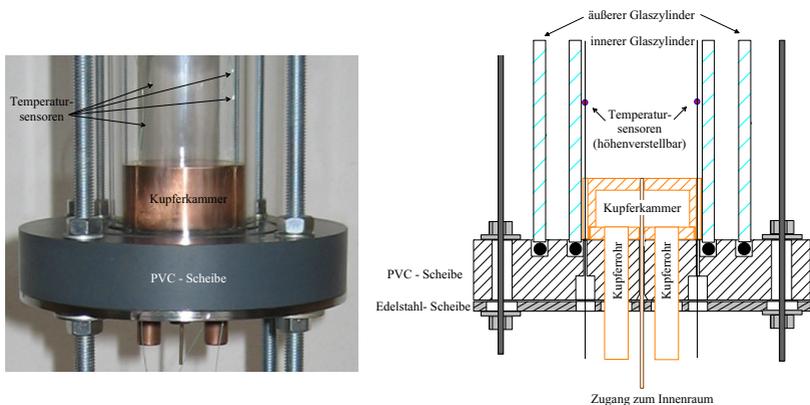


Abb. 5.4: Teilansicht der Versuchssäule der Technikumsanlage: Foto (links) und schematisch (rechts)

wurde mit Hilfe einer Vakuumpumpe ein Vakuum erzeugt, das gegen die Umgebungstemperatur isolierte. Zusätzliche Isolierung an den Enden des Zylinders war durch die Verwendung einer PVC-Scheibe (2,5 cm hoch) als Trägerscheibe gegeben. Diese wurde durch eine darüber liegende Edstahlscheibe (0,4 cm hoch) stabilisiert (Abb. 5.4).

An je einer kleinen Kanüle (Innendurchmesser 1 mm) in der Mitte der Kupferkammern war ein Schlauch mit einer in der Medizintechnik üblichen Luer-Lock®-Kopplung angebracht. An dieser konnten eine Spritze oder weitere Schläuche angekoppelt werden, wodurch der Zugang zum Innenraum und damit die Tracerzugabe ermöglicht wurde.

Die Technikumversuchsanlage wurde deutlich größer dimensioniert als die Vorversuchsanlage. Ein Fließbild (technische Zeichnung aus der Verfahrenstechnik) der Versuchsanlage ist in Abb. B.1 dargestellt. Bei ihrem Bau wurden die Erkenntnisse der vorangegangenen Versuche berücksichtigt. In den Vorversuchen isolierte das den Glaszylinder umströmende temperierte Wasser die Wassersäule zwar gegenüber der Umgebungsluft. Im Gegenzug wurde jedoch eine einheitliche Temperatur entlang der gesamten Mantelfläche aufgeprägt. Das Temperaturregime in den Vorversuchen repräsentierte damit die Verhältnisse in einer Bohrung oder Grundwassermessstelle nur unzureichend. Bei diesen ist in Abwesenheit von Vertikalströmungen ein Temperaturgradient im Gestein und somit in der Wassersäule zu erwarten. Die Technikumversuchsanlage wurde daher durch ein Vakuum isoliert, das keine Rückwirkung auf die Temperaturverteilung in der Wassersäule ausübt. Der lineare Temperaturgradient wurde der Wassersäule von außen über den inneren Glaszylinder aufgeprägt. Seine Wärmeleitfähigkeit (1,13 W/Km) ist nahezu doppelt so hoch wie die des Wassers (0,6 W/Km).

## Temperaturmessung

Über eine wasserdichte Zuführung wurden im Innenraum nahe der Wandung vier Temperatursensoren im Winkel von je 90 Grad eingebracht (Abb. 5.4). Die Temperatursensoren ließen sich entlang der gesamten Höhe der Wassersäule beliebig verschieben.

Wie schon in der Anlage für die Vorversuche wurden kleine (2,2 x 2,3 mm) genaue (DIN 1/3B) PT-100 Platinsensoren verwendet. Sie konnten mit dem präzisen 4-Kanal Temperaturlogger PT-104 (0,1°C Genauigkeit und 0,01°C Auflösung) der Firma Pico Technology Limited ausgelesen werden.

## Thermische Isolation

Die Versuchsanlage wurde im Technikum des Grundwasser-Zentrums Dresden aufgebaut und war somit zunächst verschiedenen Temperaturschwankungen ausgesetzt:

- Tageszeitengang,
- Luftzufuhr beim Öffnen des Garagentors bzw. der Hauseingangstür,
- Abwärme der abgestellten Fahrzeuge und

- Abwärme vom Kühl- und Gefriercontainer.

Die Temperaturschwankungen mussten von der Versuchssäule möglichst ferngehalten werden, um das vom oberen und unteren Wasserbad aufgeprägte Temperaturregime nicht zu stören. Die hohen Anforderungen an die Temperaturstabilität bei der Simulation sehr geringer Temperaturgradienten führte zur Erarbeitung einer komplexen thermischen Isolierung der Anlage.

Kernstück der thermischen Isolierung war eine Isolierhülle, die nur die Versuchssäule einschloss. Die Konstruktion mit Glasscheiben (Abb. 5.5) bestand aus einer geschlossenen Holzbox, die auf einem tragenden Stahlgestell ruhte, mit dessen Hilfe sich das System zusätzlich austarieren lies. Die Holzbox wurde mit Schaumpolystyrol ausgekleidet (Abb. 5.5) und an den Kanten mit einer Schaumstoffdichtung versehen. Die Glasscheiben die zur visuellen Beobachtung der Konvektionszellen angebracht wurden, wurden so schmal wie möglich gewählt, um die isolierende Wirkung der Holzbox nicht zu beeinträchtigen. Im Inneren dienten wasserdurchströmte Kupferrohre auf einer Kupferplatte als Wärme-/Kältequelle zur Gewährleistung einer möglichst konstanten Temperatur.



Abb. 5.5: Versuchssäule eingehaust in die zusätzliche Holzbox mit Temperierung (links) und geschlossene Holzbox mit eingelassenen Glasscheiben für Laser und Kamera (Mitte und rechts)

Die gesamte Versuchsanlage wurde in einer begehbaren Box (mit schwarzer Folie bespanntes Holzgerüst) untergebracht, die zusätzlich durch Styrodur (Polystyrol-Hartschaumstoff) isoliert wurde. Die wärmeproduzierenden peripheren Geräte wie Wasserbäder, Vakuumpumpe und Notebook wurden außerhalb der begehbaren Box in einem Regal untergebracht (Abb. 5.6). Außer der Versuchssäule verblieb damit nur das bezüglich der Wärmeabgabe unbedenkliche Temperaturmessgerät in der geschlossenen Box.



Abb. 5.6: Begehbare Box und periphere Geräte der Versuchsanlage

Insgesamt wurden folgende Maßnahmen zum Erreichen möglichst konstanter thermischer Randbedingungen durchgeführt:

- Isolation des inneren Glaszylinders und der Wassersäule durch ein Vakuum im Ringraum zwischen beiden Glaszylindern,
- Nutzung von Kupferkammern zur Temperierung am oberen und unteren Ende der Wassersäule,
- Isolation der Wasserschläuche vom/zum Wasserbad,
- Entkopplung der Kupferkammern von den umgebenden Metallteilen durch eine PVC-Scheibe,
- Einhausung der Versuchssäule in eine Holzbox mit Schaumpolystyrol-Dämmung,
- Temperierung der Holzbox,
- Abgrenzung eines Versuchsraums durch Unterbringung in einer begehbaren Box mit Styrodur-Dämmung und
- Unterbringung der peripheren Geräte in einem Regal außerhalb der begehbaren Box.

Mittels der Temperatursensoren konnte nachgewiesen werden, dass durch die permanente Durchströmung mit temperiertem Wasser über die Kupferzylinder tatsächlich eine konstante Temperatur bereitgestellt wurde (Abb. 5.7).

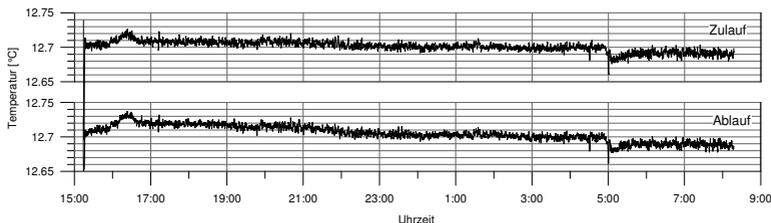


Abb. 5.7: Temperaturen im Zu- und Ablauf des oberen Wasserbads

Das Zusammenwirken von Vakuum, isolierter und temperierter Holzbox und isolierter begehbarer Box führte zu einer deutlichen Verringerung der Temperaturschwankungen innerhalb der Wassersäule gegenüber der Außentemperatur (Abb. 5.8 oben). Bei Temperaturschwankungen mit einer Amplitude von rund 2,1 K im Technikumsraum und noch 1 K in der begehbaren Box wurde eine Temperaturstabilität von  $\pm 0,025$  K in der Wassersäule der Versuchsanlage erreicht (Abb. 5.8 unten). Die Temperaturstabilität liegt in der Größenordnung der Stabilität der Wasserbäder (Lauda RE104), die laut Hersteller bei  $\pm 0,02$  K liegt.

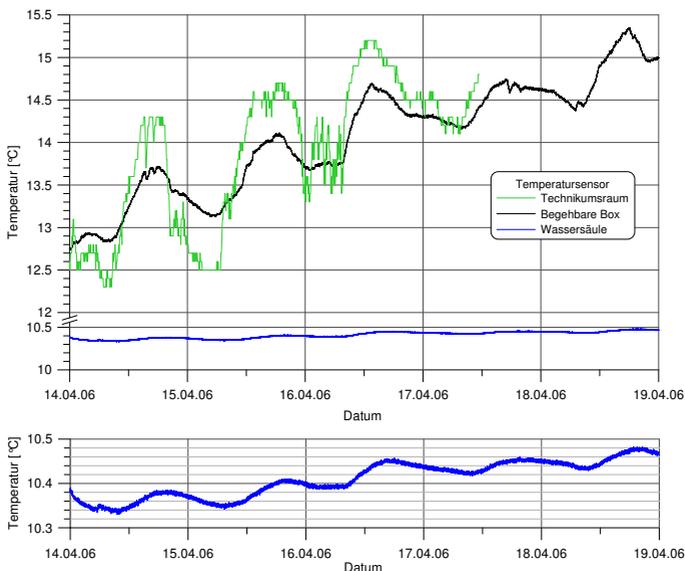


Abb. 5.8: Temperaturen im Technikumsraum, der begehbaren Box und der Wassersäule nach Installation der Holzbox (Daten nicht über einheitlichen Zeitraum erfasst)

## PIV – Particle Image Velocimetry

Zur Quantifizierung der induzierten Wasserströmung wurden sogenannte PIV-Messungen (Particle Image Velocimetry) mit einem gepulsten Laser und einer Digitalkamera durchgeführt (Abb. 5.9). Diese nicht-invasive laser-optische Messtechnik erfasst die Geschwindigkeitskomponenten einer Strömung gleichzeitig in x- und y-Richtung. Eine detaillierte Beschreibung des PIV-Verfahrens ist z.B. bei Raffel et al. (1998) zu finden.

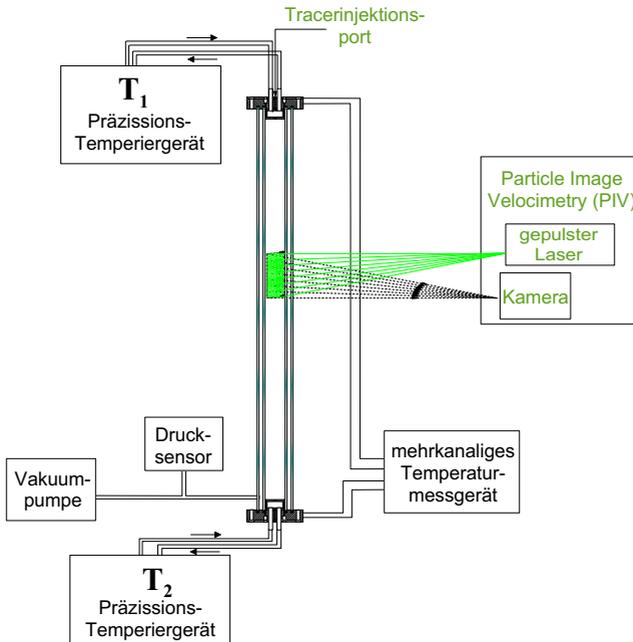


Abb. 5.9: Schematische Darstellung des Versuchsaufbaus zum Wärmetransport

Das im Rahmen der Arbeit verwendete PIV-System wurde von der Arbeitsgruppe Experimentelle Strömungsmechanik der TU Ilmenau installiert und für die Messung zur Verfügung gestellt. Es bestand aus einem Lasersystem (MiniLite PIV) der Firma Continuum mit zwei Nd:YAG-Lasern (Neodym-dotierter Yttrium-Aluminium-Granat-Laser) der Wellenlänge 532 nm und einer hochempfindlichen CCD-Kamera (SensiCam) der Firma PCO mit einer Auflösung von 1280 x 1024 Pixel. Das Laserlicht wurde aufgrund des begrenzten Raumangebots über einen Spiegel in die Versuchssäule eingebracht (Abb. 5.10). Laser und Kamera wurden für die Aufnahmen mit einem Synchronizer synchron gepulst. Die genaue Vorgehensweise bei der Messung und Ableitung der Geschwindigkeiten ist im folgenden Abschnitt beschrieben.

Als Tracerpartikel dienten kleine Nylonpartikel mit einem Durchmesser von  $5 \pm 1,5 \mu\text{m}$ , die aufgrund ihrer Dichte von  $1,02 \text{ g/cm}^3$  im Wasser schwebten.

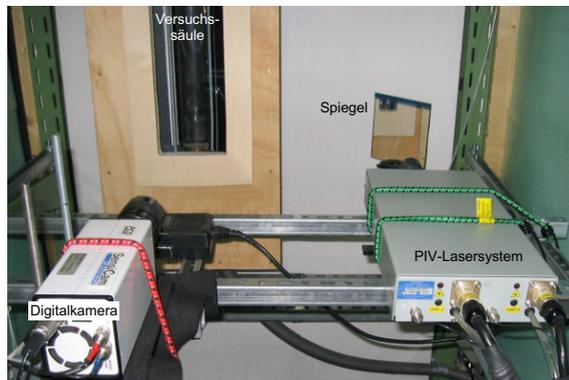


Abb. 5.10: PIV-Lasersystem (rechts im Bild) und hochempfindliche Digitalkamera (links im Bild) vor der eingehausten Versuchssäule

Vor Beginn der Messungen wurde sichergestellt, dass die PIV-Aufnahmen die Strömung in der Wassersäule möglichst verzerrungsfrei wiedergeben. Dazu wurde durch die Arbeitsgruppe Experimentelle Strömungsmechanik der TU Ilmenau ein vereinfachtes Modell der Versuchssäule in Form zweier ineinander gesteckter Glaszylinder mit zur Versuchssäule identischen Materialien, Durchmessern und Dicken angefertigt. In dieses vereinfachte Modell wurde anschließend ein winkeltreues Gitter eingebracht und mit der Digitalkamera des PIV-Systems aufgenommen. Diese Überprüfung ergab, dass nur im Randbereich der Wassersäule geringfügige Verzerrungen auftraten, die als vernachlässigbar angesehen werden können (Abb. 5.11 links).

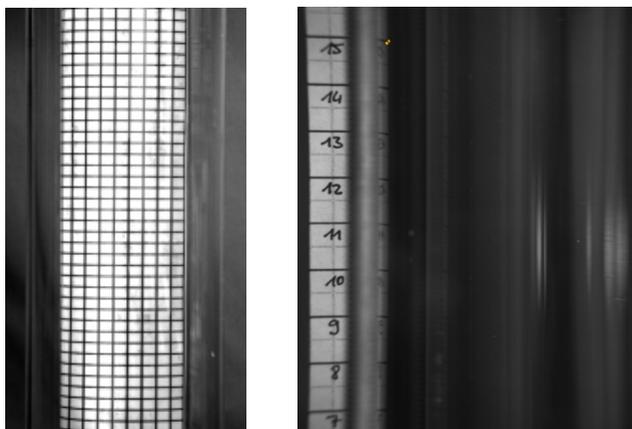


Abb. 5.11: Gitter im Inneren eines vereinfachten Modells der Versuchssäule zur Einschätzung möglicher Verzerrungen (links, Aufnahme TU Ilmenau) und Beispiel einer Tageslichtaufnahme eines PIV-Messbereichs mit Lineal zur räumlichen Kalibrierung (rechts)

### 5.1.4 Versuchsdurchführung

In der Versuchsanlage wurden zur Untersuchung des Temperatureinflusses auf die Bildung, Geometrie und Strömungsgeschwindigkeit in den Konvektionszellen verschiedene Temperaturgradienten in der Wassersäule erzeugt (Tab. 5.1). Die geringste wählbare Temperaturdifferenz zwischen oberem und unterem Rand und die wählbaren Temperaturschritte waren dabei durch die Einstellaufösung der Wasserbäder (Lauda RE104) auf 0,1 K begrenzt.

Um möglichst geringe Temperaturunterschiede zur Umgebungsluft zu realisieren wurde als Ausgangstemperatur eine Temperatur von 15°C gewählt, die der im Untergrund herrschenden mittleren Temperatur von 10°C nahe kommt. Die Temperatur am oberen Ende der Wassersäule blieb stets konstant, während die Temperatur am unteren Ende der Wassersäule dem Temperaturgradienten entsprechend variiert wurde. Die daraus resultierenden thermischen Rayleighzahlen für die gegebenen Versuchsparameter (Wasserleitfähigkeit: 0,5 mS/cm, Druck: 0 bar) sind in Tab. 5.1 zusammengestellt.

Die Zeit zwischen dem Start der Versuchsanlage und der ersten Messung betrug jeweils mindestens 14 Stunden, so dass sichergestellt werden konnte, dass sich das Temperatur- und Strömungsregime optimal eingestellt hatte.

Tab. 5.1: Mit verschiedenen Temperaturgradienten durchgeführte Experimente zur Quantifizierung der Strömung

Variante	Temperatur unten [°C]	Temperatur oben [°C]	Temperatur- gradient [K/m]	Thermische Rayleighzahl
1	15,0	15,0	0,0	0
2	15,1	15,0	0,1	355
3	15,2	15,0	0,2	714
4	15,4	15,0	0,4	1443
5	15,6	15,0	0,6	2187
6	15,8	15,0	0,8	2946
7	16,0	15,0	1,0	3719
8	17,0	15,0	2,0	7812

### Visualisierung der Konvektionszellen

Zunächst wurden die Strömung in der Wassersäule und die sich ausbildenden Konvektionszellen auf digitalen Bildern festgehalten.

Zur Visualisierung wurden der Wassersäule kleine Polyamidpartikel mit einem Durchmesser von 50  $\mu\text{m}$  und einer Dichte von 1,03 g/cm<sup>3</sup> beigegeben. Diese Tracerpartikel schweben aufgrund der zum Wasser nahezu identischen Dichte im Wasser und wurden durch die Strömung ungehindert mitbewegt. Sie wurden in einer Ebene parallel zur Längsachse der

Wassersäule mit einem Laserlichtschnitt erhellt. Der Pfad der Tracerpartikel und somit die Strömungslinien konnten dann, wie bei den Vorversuchen, über Langzeitbelichtung auf digitalen Bildern festgehalten werden.

### Bestimmung der Strömungsgeschwindigkeiten in Konvektionszellen

Zur quantitativen Bestimmung der Strömungsgeschwindigkeiten wurden anschließend PIV-Messungen (Particle Image Velocimetry) durchgeführt.

Aufgrund der schlanken Geometrie der Versuchssäule und des in seiner Höhe begrenzten Aufnahmebereichs konnten, wie der Abb. 5.12 zu entnehmen ist, jeweils nur Ausschnitte des Strömungssystems aufgenommen werden. Eine Aufnahme bildete etwa 9 – 10 cm der Höhe und mehr als die gesamte Breite der Wassersäule ab. In Ausnahmefällen, wenn z.B. ein Teil der die Wassersäule oben und unten begrenzenden Kupferzylinder mit aufgenommen wurde, verringerte sich die abgebildete Höhe der Wassersäule bis auf etwa 8 cm. Die Kamera wurde deshalb nacheinander in mehreren Höhen positioniert, um übereinanderliegende Bereiche der Wassersäule zu erfassen.

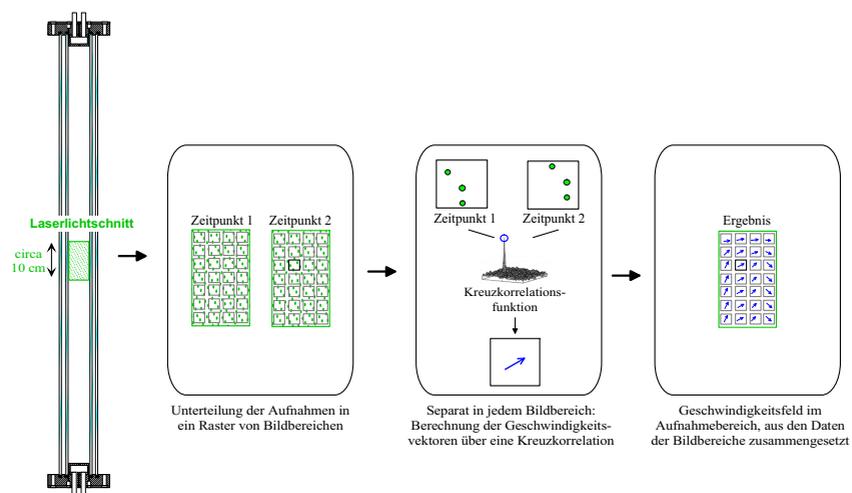


Abb. 5.12: Schematische Darstellung der PIV-Messungen und der Berechnung der Geschwindigkeitsvektoren

Die Kamera nahm in einem vorher definierten zeitlichen Abstand mehrere Bilder der sich bewegendenden Tracerpartikel auf (im Allgemeinen 100 Bilder in einer Sequenz). Die Bilder wurden nach der Aufnahme direkt auf einen Computer übertragen und dort gespeichert. Mehrfache Wiederholungsmessungen bei gleicher Kameraeinstellung dienten der Detektion von zeitlichen Änderungen bzw. Instationaritäten.

Die Bearbeitung der PIV-Aufnahmen erfolgte mit dem kommerziellen Programm Vid-PIV4 (Optical Flow System LTD, U.K.). Das Bearbeitungsprogramm VidPIV und dessen Einstellmöglichkeiten sind in VidPiv (1999a,b,c,d) beschrieben. Die Bearbeitungsschritte, die im Rahmen der vorgestellten Untersuchungen im Programm angewendet wurden, zeigt das Schema in Abb. 5.13.

Vor Beginn der eigentlichen Berechnung der Strömungsgeschwindigkeiten mussten die PIV-Aufnahmen räumlich und zeitlich kalibriert werden. Bei der räumlichen Kalibrierung wurden die Aufnahmen mit Hilfe einer linearen Abbildung in ein Koordinatensystem mit realen Längeneinheiten eingebunden. Dies geschah über die Festlegung der Koordinaten von vier ausgewählten Punkten der PIV-Aufnahme. Als Orientierung dienten dabei ein längs der Versuchssäule angebrachtes Lineal (Abb. 5.11 rechts) sowie die ebenfalls in jeder Aufnahme sichtbare Wandung des Glaszylinders. Der Bildbereich wurde in jeder Aufnahme durch  $1280 \times 1024$  Pixel gebildet. Dabei entsprach 1 cm im Realmaßstab, je nach Aufnahme, 120 – 140 Pixel in der PIV-Aufnahme.

Die Tracerpartikel mit einer Größe von  $50 \mu\text{m}$  waren etwas kleiner als ein Pixel (etwa 71 bis  $83 \mu\text{m}$ ) der PIV-Aufnahme. Da jedoch nicht die Partikel selbst aufgenommen wurden, sondern das gestreute Laserlicht in Form einer Intensitätsverteilung, wurde jedes Tracerpartikel in der PIV-Aufnahme im Allgemeinen durch mehrere Pixel repräsentiert. Nach einer einfachen Abschätzung betrug der Anteil der durch gestreutes Laserlicht erhellten Bildpunkte in einer PIV-Aufnahme etwa zehn Prozent.

Die anschließende zeitliche Kalibrierung betraf den Zeitabstand zwischen den aufeinander folgenden Aufnahmen. Die Aufnahmefrequenz betrug gewöhnlich 2 Hz. Bei hohen Temperaturgradienten und damit schnellerer Strömung wurde sie auf 4 Hz erhöht.

Nach der räumlichen und zeitlichen Kalibrierung erfolgte die Berechnung der Geschwindigkeitsvektoren. Dazu wurde die PIV-Aufnahme zunächst in ein Raster mit quadratischen Bildbereichen von  $64 \times 64$  Pixel, sogenannte Interrogation-Spots, eingeteilt (Abb. 5.12). Ein solcher Bildbereich entsprach einem quadratischen Ausschnitt der Wassersäule mit etwa 0,45 bis 0,50 cm Seitenlänge. Der Abstand zwischen den einzelnen Bildbereichen betrug 64 Pixel. Das heißt, die einzelnen Bildbereiche grenzten aneinander und überlappten sich nicht.

Für jeden der Bildbereiche (Interrogation-Spots) wurde aus zwei zeitlich aufeinander folgenden Bildern ein Geschwindigkeitsvektor bestimmt, indem die Kreuzkorrelationsfunktion beider Bildbereiche berechnet wurde (Abb. 5.12). Diese Funktion beschreibt die Korrelation (Ähnlichkeit) der beiden Bildbereiche für unterschiedliche räumliche Verschiebungen gegeneinander. Das Maximum der Kreuzkorrelationsfunktion ergibt die Verschiebung (Offset), bei der sich beide Bildbereiche am ähnlichsten sind, d.h. bei der die Intensitätsverteilung in beiden Bereichen der zeitlich aufeinander folgenden PIV-Aufnahmen am besten übereinstimmen. Dieses Maximum wird vom Computerprogramm detektiert, welches dann aus der entsprechenden Verschiebung einen Geschwindigkeitsvektor für jeden Bildbereich bestimmt (Abb. 5.12). Das heißt, zur Bestimmung des Geschwindigkeitsfeldes werden nicht die einzelnen Partikel lokalisiert, sondern es wird die Graustufenverteilung der PIV-Aufnahmen komplett ausgewertet.

Durch eine globale und lokale Filterung wurden anschließend Ausreißer im berechneten Geschwindigkeitsfeld beseitigt, deren Lücken durch eine nachfolgende Interpolation wieder geschlossen wurden (Abb. 5.13). Der globale Filter entfernte Vektoren mit zu hoher oder zu niedriger Geschwindigkeit verglichen mit allen Geschwindigkeitsvektoren der Aufnahme. Der lokale Filter entfernte Ausreißer in Bezug auf Richtung und Magnitude verglichen mit den acht Geschwindigkeitsvektoren in der unmittelbaren Umgebung.

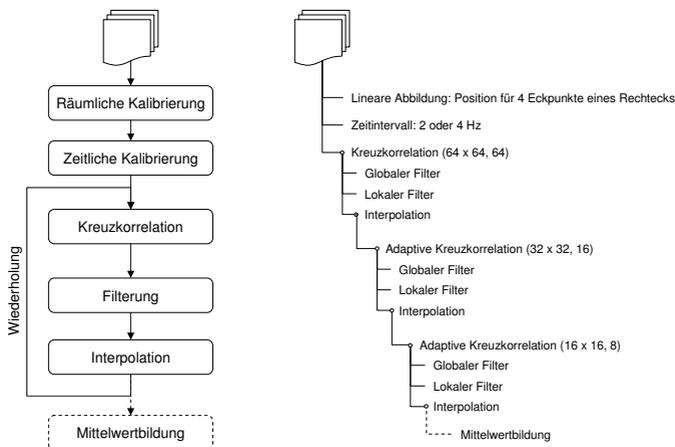


Abb. 5.13: Bearbeitungsschritte der PIV-Daten

Die Einstellungen für das Raster der Kreuzkorrelation, für die globalen und lokalen Filter sowie für die Interpolation wurden dabei für alle Aufnahmen gleich gewählt.

Zur Präzisierung des so berechneten Geschwindigkeitsfeldes wurde eine sogenannte Adaptive Kreuzkorrelation durchgeführt. Hintergrund war, dass der Datengewinn (Anteil der korrekten Geschwindigkeitsvektoren) bei einer Kreuzkorrelation entscheidend erhöht werden kann, wenn von Anfang an die betrachteten Bildbereiche in beiden Aufnahmen nicht identisch positioniert, sondern derart verschoben sind, dass die Verschiebung (Offset) in etwa dem lokalen Partikelversatz entspricht (VidPiv, 1999b). Bei der Adaptiven Kreuzkorrelation wird der optimale Offset der zu vergleichenden Bildbereiche in Basis- und kreuzkorreliertem Bild aus den (gefilterten und interpolierten) Ergebnissen der vorangegangenen Kreuzkorrelation bestimmt. Dabei wird für jeden Bildbereich ein separater Offset bestimmt.

Die Adaptive Kreuzkorrelation mit anschließender globaler und lokaler Filterung, sowie Interpolation wurden insgesamt zweimal durchgeführt. Dabei wurden zusätzlich die Größe der verglichenen Bildbereiche in der Aufnahme und ihr Abstand zueinander schrittweise verringert. Zunächst erfolgte eine Verringerung auf eine Größe von  $32 \times 32$  Pixel mit einem Abstand von 16 Pixeln und letztendlich eine Verringerung auf eine Größe von  $16 \times 16$  Pixel mit einem Abstand von 8 Pixeln. Das heißt, die zur Berechnung der Geschwindigkeitsvektoren betrachteten Bildbereiche überlappten sich zur Hälfte. Durch die Verringerung der Größe der untersuchten Bildbereiche und die damit verbundene Erhöhung der Anzahl der Geschwindigkeitsvektoren konnten auch kleine Details der Strömung sichtbar

gemacht werden. Die Berücksichtigung der Ergebnisse der vorangegangenen Kreuzkorrelationsfunktion erhöhte die Aussagesicherheit.

Den Abschluss der Datenbearbeitung bildete eine glättend wirkende Mittelwertbildung über jeweils 100 Aufnahmen (d.h. etwa 50 s für 2 Hz und etwa 25 s für 4 Hz Aufnahmefrequenz).

Eine weiterführende Darstellung der PIV-Auswertemethodik und der mathematischen Grundlagen findet sich z.B. in Cowen und Sveen (2004); Jensen (2004) und Raffel et al. (1998).

### 5.1.5 Ergebnisse und Diskussion

In der Technikumversuchsanlage gelang die Erzeugung und Visualisierung von verschiedenen Konvektionszellen und Strömungsmustern unter geometrischen und thermischen Randbedingungen, die denen in Bohrungen und Grundwassermessstellen nachempfunden waren. Über die Langzeitbelichtung von Fotos wurden die Strömungen unmittelbar und ohne weitere technische Hilfsmittel direkt im Bild festgehalten.

Wie erwartet befanden sich bei Abwesenheit eines Temperaturgradienten ( $\Delta T/\Delta z = 0$ ) die Wassersäule und damit auch die Tracerteilchen in Ruhe (Abb. 5.14 links).

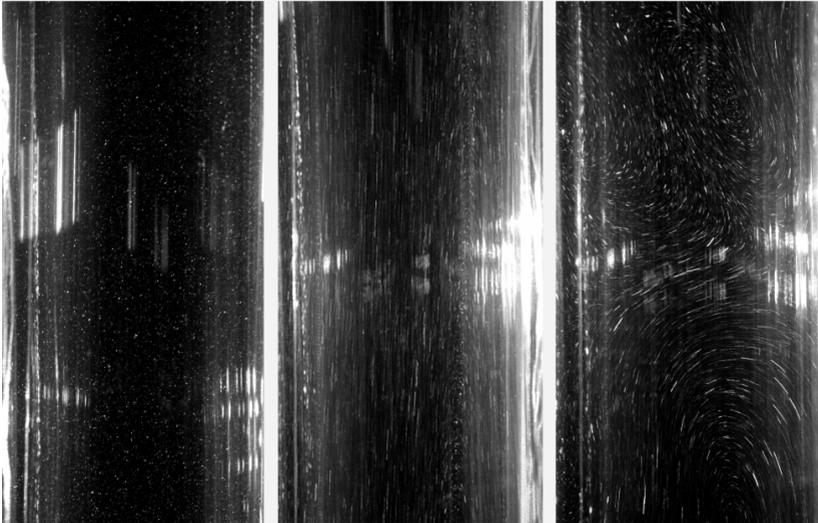


Abb. 5.14: Langzeitbelichtungsaufnahmen der Tracerteilchen in der Versuchsanlage – dargestellter Ausschnitt etwa  $5 \times 10$  cm: ohne Temperaturgradient (links), bei einem Temperaturgradienten von  $0,4 \text{ K/m}$  (Mitte) und bei einem Temperaturgradienten von  $2 \text{ K/m}$  (rechts)

Durch das Anlegen verschiedener Temperaturgradienten bildeten sich unterschiedliche Strömungsmuster heraus (Abb. 5.14). Es kam zur Ausbildung von Konvektionszellen, die im zeitlichen Verlauf ihre Position in der Wassersäule und auch ihre Form veränderten. Bei höheren Temperaturgradienten zeigten sich chaotische Strömungszustände.

Mit Hilfe der PIV-Messungen war es möglich, für die in Tab. 5.1 zusammengestellten Temperaturgradienten die Strömungsmuster in der Wassersäule der Versuchsanlage zu bestimmen und eine quantitative Analyse der induzierten Strömungsgeschwindigkeiten durchzuführen.

Die Fokussierung der Kamera auf einzelne Teilabschnitte der Wassersäule ermöglichte eine detaillierte Analyse der kleinräumigen Strömungsmuster in der schlanken Geometrie. Durch das Zusammensetzen der Ergebnisse mehrerer Ausschnitte konnte für die quasi-stationären Strömungen eine Vorstellung über die Strömung in der gesamten Wassersäule erlangt werden (Abb. 5.15). Kleine Abweichungen in den Geschwindigkeiten an den „Nahtstellen“ des zusammengesetzten Vektorplots sind auf minimale Unterschiede bei der Positionierung der Messebene in der Horizontalen zurückzuführen.

Für alle Temperaturgradienten von 0,1 bis 1 K/m wurde eine große quasi-stationäre Konvektionszelle beobachtet, die nahezu die gesamte Wassersäule umfasst (Abb. 5.15 – 5.17). Das zeigt, dass dichtegetriebene Konvektion in schlanken, hohen Wassersäulen auch experimentell im Technikummaßstab schon bei geringen vertikalen Temperaturgradienten nachweisbar ist.

Die Konvektionsströmung verhielt sich zur Vertikalachse nicht symmetrisch und teilte die Wassersäule in zwei Hälften. In der einen Hälfte der Wassersäule strömte das Wasser abwärts (in diesem Fall links) und in der anderen aufwärts (in diesem Fall rechts). Aufgrund der Randbedingungen (unten warm, oben kalt) war die Abwärtsströmung dabei durch im Vergleich zum Durchschnitt kühleres und die Aufwärtsströmung durch vergleichsweise wärmeres Wasser geprägt (Abb. 5.15). Dies führte zu einer azimuthalen Temperaturdifferenz. Im Bereich zwischen Ab- und Aufwärtsströmung gingen die Geschwindigkeiten gegen Null (vgl. auch Abb. 3.6 und 3.7).

Die Beobachtung einer nicht-axialsymmetrischen Strömung deckt sich u.a. mit den Ergebnissen von Rosenblat (1982) und Neumann (1990). Sie beschränkten sich auf Zylinder mit moderaten Seitenverhältnissen (Höhe/Durchmesser  $> 0,5$  und  $< 2$ ), in denen sie im laminaren Strömungsregime eine einzelne antisymmetrische Konvektionszelle beobachteten. Bei Zylindern mit kleinem Seitenverhältnis, d.h. bei flachen Kreiszyllindern, wurden dagegen axialsymmetrische Moden beobachtet (Liang et al., 1969; Charlson und Sani, 1971; Neumann, 1990).

In der Nähe der temperierten Kupferkammern, am oberen und unteren Ende der Wassersäule, bildete sich jeweils eine zeitabhängige Strömung aus, die selbst eine kleine Konvektionszelle darstellte (Abb. 5.15 und 5.18). Diese zwei kleinen Konvektionszellen wurden höchstwahrscheinlich durch die feste, temperaturstabile obere und untere Berandung der Wassersäule in der Versuchsanlage hervorgerufen. Ihr Auftreten in der Wassersäule einer Bohrung oder Grundwassermessstelle wird im Allgemeinen aufgrund der abweichenden Randbedingungen nicht erwartet.

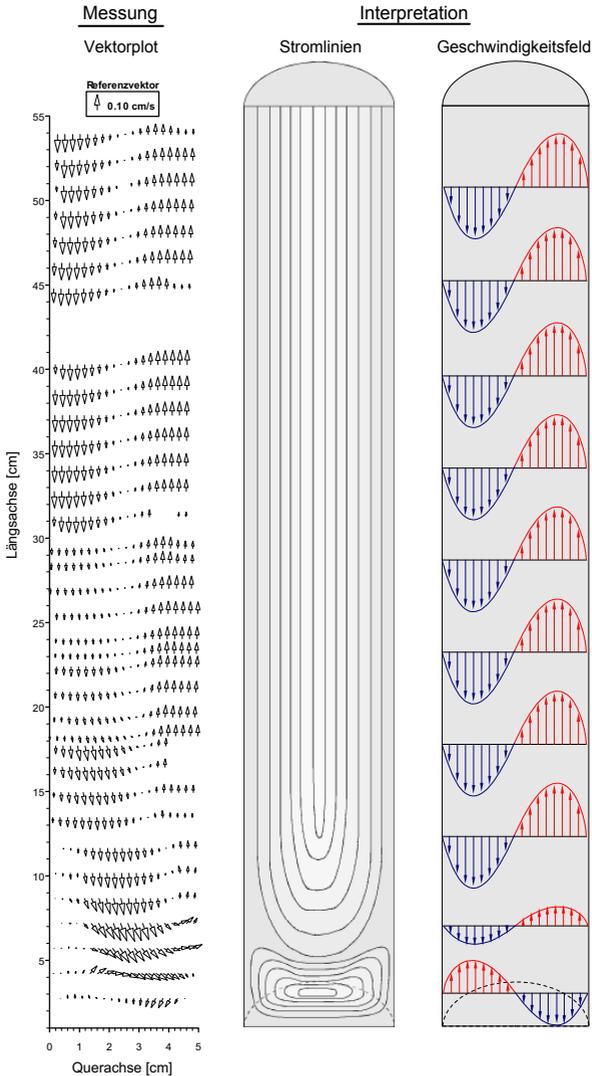


Abb. 5.15: Aus 5 PIV-Messungen zusammengesetztes, real gemessenes Geschwindigkeitsfeld in der unteren Hälfte der Versuchsanlage bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m (links) und daraus abgeleitetes schematisches Strömungsbild in der Wassersäule (Mitte/rechts)

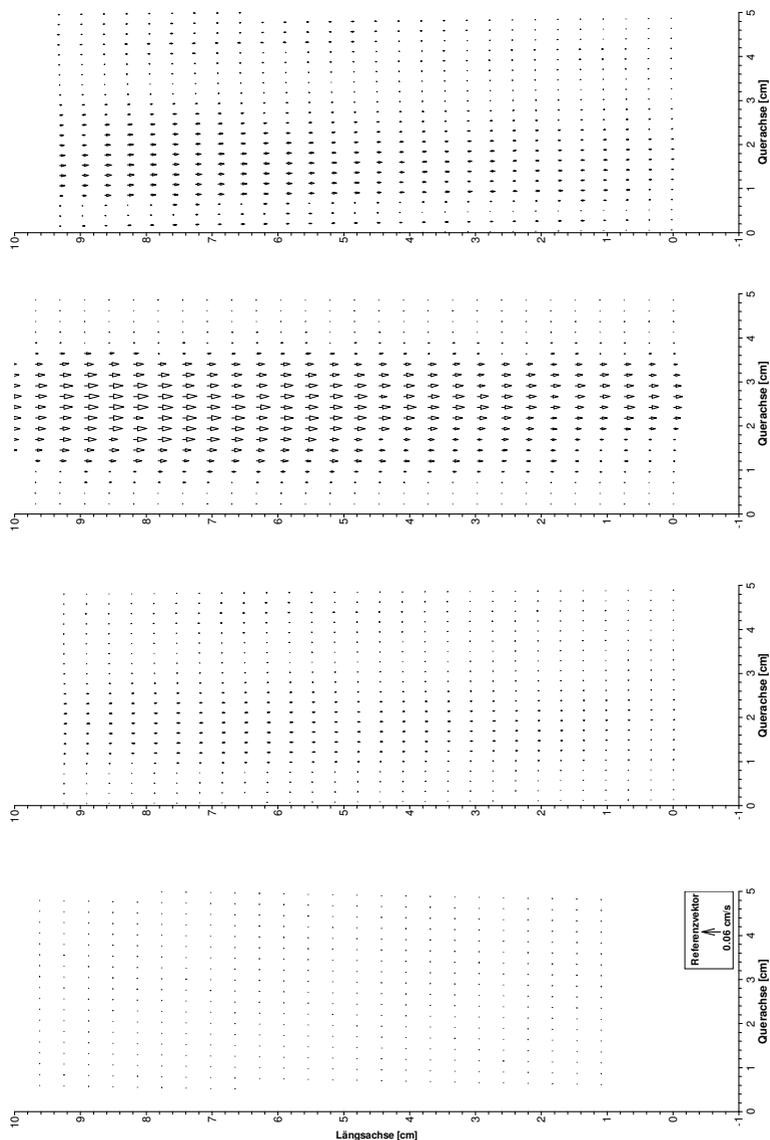


Abb. 5.16: Vektorplot der Strömungsgeschwindigkeiten im mittleren Bereich der Wassersäule (Längsachse zeigt relative Längenmaße an, keine reale Position) bei folgenden Temperaturgradienten (von links nach rechts): 0 K/m, 0,1 K/m, 0,2 K/m und 0,4 K/m – Randgebiete tlw. durch überstrahlende Reflexionen an den zylindrischen Glaswänden beeinflusst, Vektoren in allen Plots einheitlich skaliert

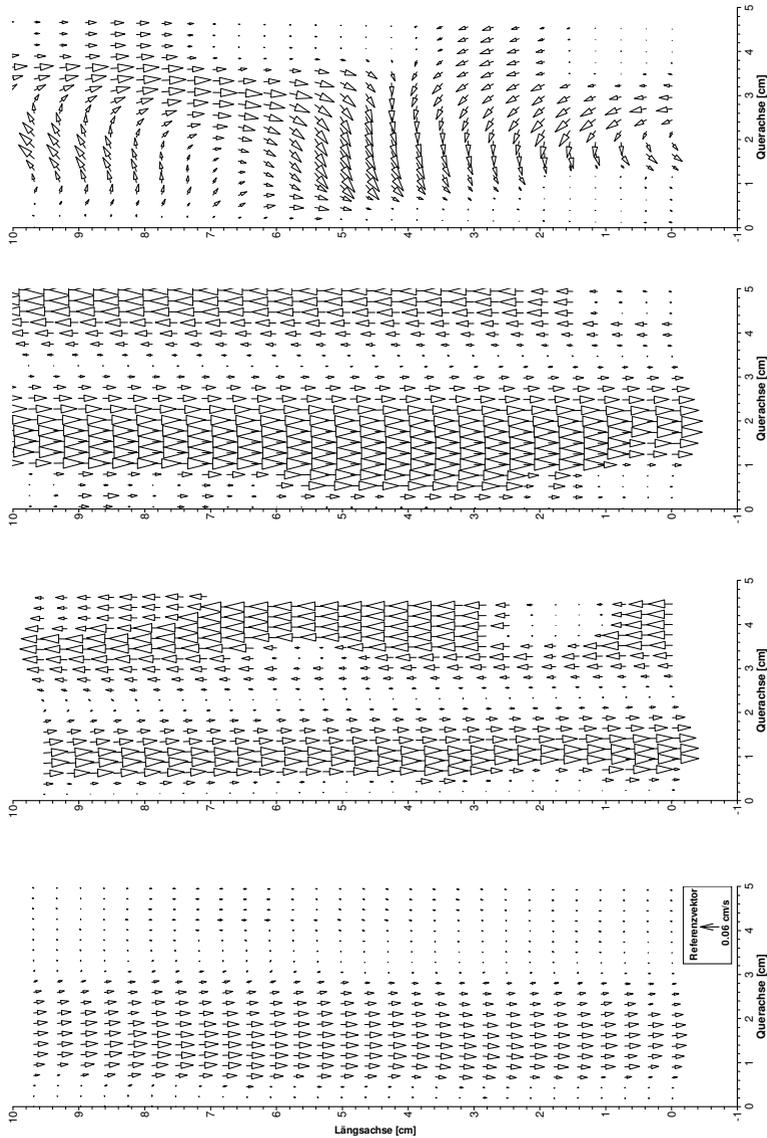


Abb. 5.17: Vektorplot der Strömungsgeschwindigkeiten im mittleren Bereich der Wassersäule (Längsachse zeigt relative Längenmaße an, keine reale Position) bei folgenden Temperaturgradienten: von links nach rechts): 0,6 K/m, 0,8 K/m und 2 K/m – Randgebiete tlw. durch überstrahlende Reflexionen an den zylindrischen Glaswänden beeinflusst, Vektoren in allen Plots einheitlich skaliert

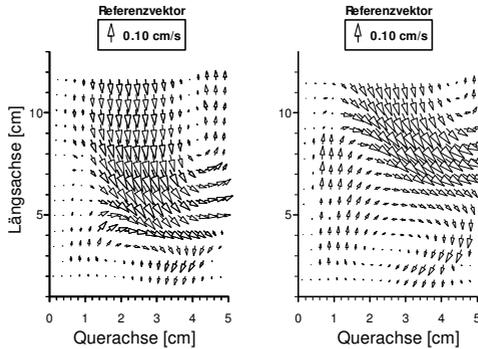


Abb. 5.18: Vektorplots der zeitlich veränderlichen Strömung in der Nähe der temperierten Kupferkammern am Beispiel des Temperaturgradienten von 1 K/m

Untersuchungen von Ostroumov (1958) zeigen, dass bei langen Flüssigkeitssäulen die Bedingungen an ihrem oberen und unteren Ende keinen entscheidenden Einfluss auf die entstehende Strömung ausüben. In der Versuchsanlage wird daher eine signifikante Beeinflussung der Strömung in der großen Konvektionszelle (Geschwindigkeit und Transportverhalten) durch die randnahen kleinen Konvektionszellen ausgeschlossen.

Mit der Versuchsserie wurde nachgewiesen, dass eine Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit mit dem Temperaturgradienten erfolgt (Abb. 5.16 und 5.17). Die aus den PIV-Messungen bestimmten Geschwindigkeiten sind in Tab. 5.2 mit der jeweiligen mittleren Geschwindigkeit zusammengefasst. Für Temperaturgradienten im Bereich von 0 bis 1 K/m zeigten die Strömungsgeschwindigkeiten in der Wassersäule der Versuchsanlage eine lineare Abhängigkeit vom Temperaturgradienten mit einem sehr guten Korrelationskoeffizienten von  $R^2 = 0,95$  (Abb. 5.19). Der Bereich geringer vertikaler Temperaturgradienten ( $< 0,035$  K/m), in dem laut der analytischen Approximation (Glg. 3.20) in der untersuchten Wassersäule keine thermische Konvektion stattfindet, wurde in der Abb. 5.19 schattiert dargestellt.

Tab. 5.2: Strömungsgeschwindigkeiten in der Wassersäule der Versuchsanlage in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten

Temperaturgradient [K/m]	Geschwindigkeit [ $10^{-4}$ m/s]	Mittlere Geschwindigkeit [ $10^{-4}$ m/s]	[m/d]
0,0	0,05 – 0,08	0,06	< 1
0,1	0,8 – 1,0	0,9	8
0,2	3,0 – 4,0	3,5	30
0,4	2,0 – 3,4	2,7	23
0,6	5,0 – 6,0	5,5	48
0,8	7,0 – 9,0	8,0	69
1,0	9,0 – 11,0	10,0	95
2,0	6,0 – 8,0	7,0	60

Die Strömungsgeschwindigkeiten aufgrund der dichtegetriebenen Konvektion lagen in der Größenordnung von mehreren Metern pro Tag. Sie reichten dabei von 7 m/d ( $8 \cdot 10^{-5}$  m/s) für einen Temperaturgradienten von 0,1 K/m bis zu 95 m/d ( $1,1 \cdot 10^{-3}$  m/s) für einen Temperaturgradienten von 1 K/m (Tab. 5.2).

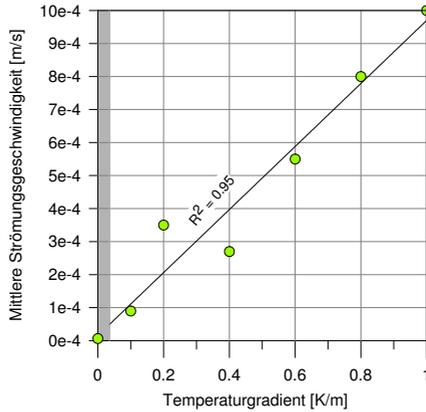


Abb. 5.19: Mittlere Strömungsgeschwindigkeiten aus den PIV-Messungen in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten (0 bis 1 K/m) – schattiert: Zone ohne thermische Konvektion (analytische Approximation mit Glg. 3.20)

Die Ergebnisse der 2D numerischen Modellierung bewegen sich in der selben Größenordnung. Hier wurden etwas höhere Geschwindigkeiten von durchschnittlich  $15 \cdot 10^{-5}$  m/s bzw. 13 m/d für einen Temperaturgradienten von 0,1 K/m errechnet (Abschnitt 4.4).

Die quasi-stationäre Strömung mit einer großen Konvektionszelle wurde beim Übergang auf einen Temperaturgradienten von 2 K/m von einer zeitabhängigen Strömung mit mehreren kleinen Konvektionszellen abgelöst (Abb. 5.17). Die Konvektionszellen änderten ihre Position in der Wassersäule, ihre Anzahl und Form zeitlich und dies teilweise innerhalb weniger Minuten (Abb. 5.20).

Die Strömungsgeschwindigkeiten in den Konvektionszellen, die bei einem Temperaturgradienten von 2 K/m auftraten ( $7 \cdot 10^{-4}$  m/s), waren unerwartet geringer als bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m ( $1 \cdot 10^{-3}$  m/s). Die Verringerung der Strömungsgeschwindigkeit beim Übergang von der quasi-stationären zur zeitabhängigen Strömung (Tab. 5.2) kann mit der Aufspaltung in mehrere kleine Konvektionszellen erklärt werden, die jeweils einen entgegengesetzten Drehsinn besitzen. Benachbarte Konvektionszellen beeinträchtigen sich damit wechselseitig.

Die Experimente ergaben folglich, dass sich nach dem Einsetzen der freien Konvektion bei geringen Temperaturgradienten zunächst ein quasi-stationärer Zustand einstellt, der durch die Ausbildung einer großen Konvektionszelle charakterisiert ist. Bei weiter steigendem Temperaturgradienten erfolgt ein Übergang zu zeitabhängigen Strömungsmustern mit mehreren, ihre Lage und Form ständig verändernden Konvektionszellen (im vorliegenden Fall zwischen 1 und 2 K/m).

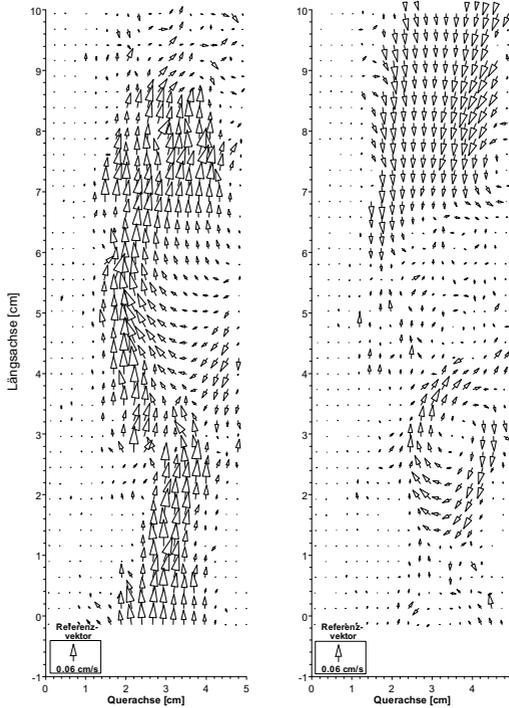


Abb. 5.20: Beispiele für die zeitabhängigen Strömungsmuster und Strömungsgeschwindigkeiten bei einem Temperaturgradienten von  $2 \text{ K/m}$  – Aufnahmen erfolgten im Abstand von etwa  $5 \text{ min}$

Diese Ergebnisse stimmen gut mit den experimentellen Untersuchungen in kurzen vertikalen Zylindern überein (z.B. Hales, 1937; Azouni, 1987).

Mit den experimentellen Untersuchungen wurde nachgewiesen, dass in einer Wassersäule mit hohem Seitenverhältnis (Höhe/Radius  $\approx 19$ ), ungeachtet des stabilisierenden Effektes der Reibungskräfte entlang der großen Wandungsfläche, thermisch getriebene Konvektion schon durch sehr geringe vertikale Temperaturgradienten ausgelöst wird.

Die Ergebnisse bestätigen darüber hinaus die Anwendbarkeit der analytischen Approximation (Glg. 3.20). Diese gibt an, dass in Wassersäulen mit einem Durchmesser von  $5 \text{ cm}$ , unter den in der Versuchssäule herrschenden Bedingungen (Tab. 5.3), thermische Konvektion schon bei einem destabilisierenden vertikalen Temperaturgradienten von  $0,035 \text{ K/m}$  einsetzt und damit auch bei den untersuchten  $0,1 \text{ K/m}$  stattfindet (Tab. 5.4).

Die Magnitude der hervorgerufenen freien Konvektionsströmung und damit ihre Signifikanz wird deutlich, wenn man sie mit typischen Grundwasserfließgeschwindigkeiten vergleicht. In hydraulisch sehr gut durchlässigen Lockergesteinen mit hydraulischen

Leitfähigkeiten zwischen  $10^{-2}$  und  $10^{-4}$  m/s (DIN 18130, Teil1) und einem hydraulischen Gradienten von  $10^{-2}$  (10 m auf 1 km) bewegen sich die Fließgeschwindigkeiten in einer Größenordnung von 0,1 bis 10 m/d. Im Vergleich dazu bewegen sich die Geschwindigkeiten der dichtegetriebenen Strömung in einer Wassersäule mit 5 cm Durchmesser aufgrund destabilisierender Temperaturgradienten von 0,1 bis 2 K/m im Bereich von 7 bis 95 m/d. Folglich kann die Geschwindigkeit dichtegetriebener konvektiver Strömungen in Bohrungen und Grundwassermessstellen diejenige der natürlichen Grundwasserströmung überschreiten.

Tab. 5.3: Eingangsparameter zur Berechnung des kritischen Temperaturgradienten in der Versuchssäule mit Glg. 3.17 und 3.20

Eingangsparameter	Wert
Temperatur	15°C
Wasserleitfähigkeit	0,3 mS/cm
Druck (relativ zum Wasserspiegel)	1 bar
Erdbeschleunigung	9,81 m/s <sup>2</sup>
Durchmesser der Wassersäule	0,05 m
Thermische Diffusivität von Wasser	$0,143 \cdot 10^{-6}$ m <sup>2</sup> /s
Wärmeleitfähigkeit von Wasser	0,6 W/Km
Wärmeleitfähigkeit von Borosilikatglas	1,13 W/Km

Tab. 5.4: Zur Ermittlung des kritischen Temperaturgradienten berechnete Parameter der Wassersäule in der Versuchssäule

Berechneter Parameter	Wert
Dynamische Viskosität von Wasser	$1,1454 \cdot 10^{-3}$ kg/ms
Thermischer Expansionskoeffizient (nach Chen und Millero, 1986)	$1,5312 \cdot 10^{-4}$ K <sup>-1</sup>
Kritische thermische Rayleighzahl (nach Gershuni und Zhukhovitskii, 1976)	124,6
Erforderlicher Temperaturgradient, um die kritische thermische Rayleighzahl zu überschreiten (nach Rayleigh, 1916)	0,035 K/m

Die quantitativen Ergebnisse aus den experimentellen Untersuchungen (Strömungsgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten) gelten zwar vorrangig für Wassersäulen mit einem Durchmesser von 5 cm. Es wird jedoch davon ausgegangen, dass die ermittelten Strömungsgeschwindigkeiten auf freie Konvektionsströmungen in Wassersäulen mit anderem Durchmesser übertragen werden können. Als Skaliergröße dient dazu die Rayleighzahl (s. Tab. 5.1), die vom Radius in der vierten Potenz abhängt.

## 5.2 Ermittlung von Stoffströmen infolge freier Konvektion

### 5.2.1 Zielstellung

Nach Ermittlung der durch dichtegetriebene Konvektion hervorgerufenen Strömungsmuster und -geschwindigkeiten ergab sich die Frage nach der Detektion und Quantifizierung des in der Wassersäule hervorgerufenen vertikalen Stofftransports.

Stellvertretend für viele andere Stoffe, die durch freie Konvektion transportiert werden können, sollte dazu der Transport von atmosphärisch über eine Luft-Wasser-Grenzschicht eingetragenen Sauerstoff in der Versuchsanlage simuliert werden. Die An- oder Abwesenheit von Sauerstoff im Grundwasserleiter spielt eine wichtige Rolle, u.a. bei Abbauprozessen von Schadstoffen, der Pyritoxidation in sulfidhaltigen Abraumhalden und bei Verockerungsprozessen.

In der Versuchsanlage sollte der sich durch die freie Konvektion in der Wassersäule ergebende vertikale Stofftransport für verschiedene Temperaturgradienten quantifiziert werden.

### 5.2.2 Versuchsaufbau

Die erweiterte Technikumversuchsanlage (Abb. 5.21) besitzt den in Abschnitt 5.1.3 beschriebenen Grundaufbau. Die vorgenommenen Anpassungen umfassen im Wesentlichen das Installieren von umfangreicher Sauerstoffmesstechnik und das Anbringen einer Vorrichtung zum Sauerstoffeintrag. Ein Fließbild der Versuchsanlage (technische Zeichnung aus der Verfahrenstechnik) ist in Abb. B.2 im Anhang dargestellt.

#### Sauerstoffeintrag

In einer Grundwassermesstelle oder Bohrung erfolgt der für diese Untersuchungen relevante Sauerstoffeintrag über die Luft-Wasser-Grenzfläche. Mit einer solchen Grenzfläche konnte in der Versuchsanlage jedoch keine exakte Vorgabe der thermischen Randbedingung (konstante Temperatur) realisiert werden. Damit die thermische Randbedingung weiterhin exakt vorgegeben werden konnte, musste die Wassersäule wie bisher bis an den temperierten Kupferzylinder heranreichen.

Ein die Konvektionsströmung wenig beeinflussender Eintrag von Sauerstoff am oberen Ende der Wassersäule wurde daher über einen Teflonschlauch (PTFE) realisiert. Das Polymer PTFE (Polytetrafluorethylen) eignet sich besonders gut, da es eine hohe Gasdurchlässigkeit für Sauerstoff besitzt (laut Hersteller Bohlender GmbH  $2,05 \text{ cm}^3/(\text{m}^2 \text{ d bar})$ ). Der in der Versuchsanlage installierte Schlauch besaß einen Innendurchmesser von 0,50 mm und eine Wandungsstärke von 0,25 mm.

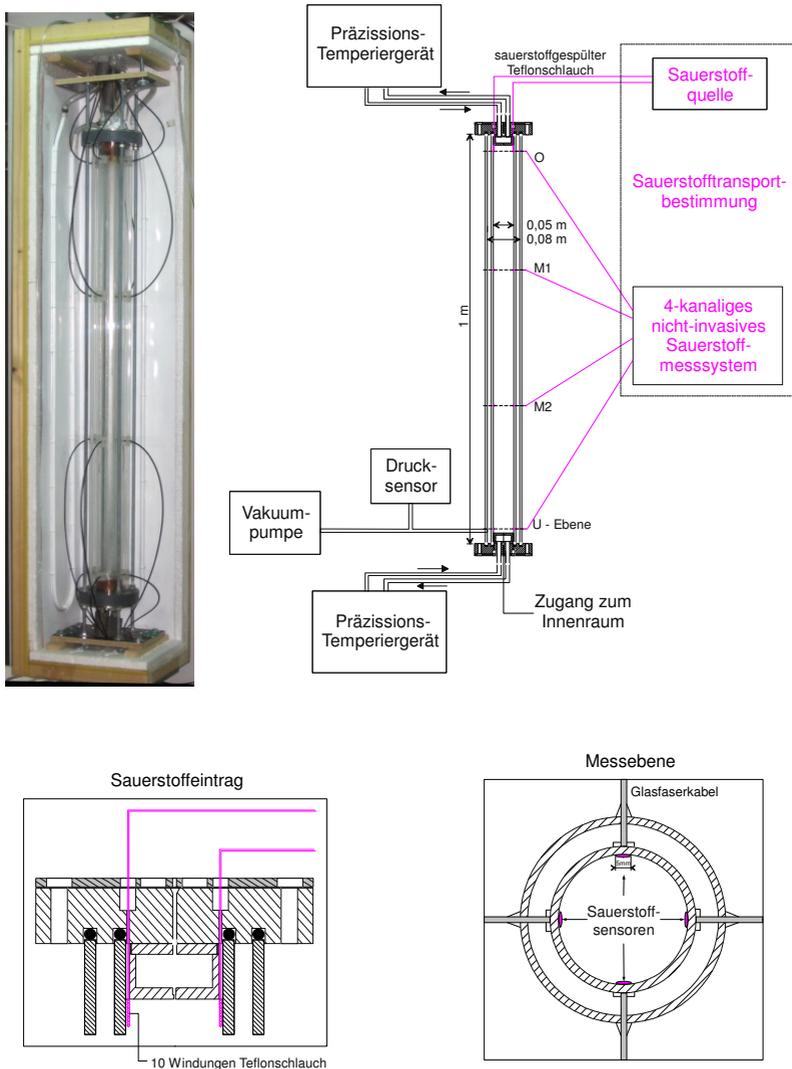


Abb. 5.21: Foto der modifizierten Versuchssäule (links oben) und schematische Darstellung des Versuchsaufbaus zum Sauerstofftransport (rechts und unten) – Sauerstoffsensoren sind stark überhöht dargestellt

Zur Vergrößerung der Diffusionsfläche bei gleichzeitiger Gewährleistung nahezu ungehinderter Strömung wurde der Teflonschlauch in zehn Windungen ringförmig eng an der Wandung des inneren Glaszylinders angebracht (Abb. 5.21). Diese ringförmige Quelle wurde direkt unterhalb der temperierten Kupferkammer befestigt (Abb. 5.22).



Abb. 5.22: Teflonschlauch (in 10 Windungen auf Tragekonstruktion gewickelt) zum diffusiven Sauerstoffeintrag am oberen Rand der Wassersäule

### Sauerstoffmessung

Die Messung des im Wasser gelösten Sauerstoffs erfolgte über optische Sensoren. Diese Sensoren bieten gegenüber den elektrochemischen Clark-Sensoren den Vorteil, dass sie keinen Sauerstoff zehren. Das ist besonders bei geringen Sauerstoffkonzentrationen und geringer Anströmung der Sensoren entscheidend.

Das Prinzip der Sensoren beruht auf dem Quenching (Auslöschen) der Fluoreszenz durch die Kollision von molekularem Sauerstoff mit Fluoreszenzfarbmolekülen im angeregten Zustand. Gemessen wird die Fluoreszenzlebensdauer, die vom Sauerstoffgehalt abhängt. Diese Abhängigkeit beschreibt die Stern-Volmer-Gleichung (Stern und Volmer, 1919):

$$\frac{I_0}{I} = \frac{\tau_0}{\tau} = 1 + K_{SV} \cdot [\text{O}_2], \quad (5.1)$$

die das Verhältnis der Fluoreszenzintensität bei Sauerstoffanwesenheit  $I$  und -abwesenheit  $I_0$  bzw. die Fluoreszenzlebensdauer (-abklingzeit) bei Anwesenheit  $\tau$  und Abwesenheit  $\tau_0$  von Sauerstoff mit der stoffabhängigen Stern-Volmer-Konstante  $K_{SV}$  und dem Sauerstoffgehalt  $[\text{O}_2]$  in Verbindung bringt.

In der verwendeten Messapparatur Oxy-4 mini der Firma PreSens GmbH wird die Phasenmodulation zur Bestimmung der Fluoreszenzabklingzeit verwendet. Der Phasenwinkel  $\phi$  zwischen dem angeregten und vom Fluorophor ausgesendeten (bzw. optisch ausgesendeten und empfangenen) Signal ändert sich in Abhängigkeit der Sauerstoffkonzentration und hängt mit der Fluoreszenzabklingzeit  $\tau$  und der Modulationsfrequenz  $f_{\text{mod}}$  wie folgt

zusammen (PreSens, 2004):

$$\tau = \frac{\tan \phi}{2\pi f_{\text{mod}}}. \quad (5.2)$$

Gegenüber den optischen Sauerstoffmessmethoden, die die Intensität der Fluoreszenz bestimmen, ist die Messung der Fluoreszenzlebensdauer klar im Vorteil, da sie von der Lichtquelle und der Detektorstabilität nicht beeinflusst wird (PreSens, 2004). Messgröße ist die relative Sauerstoffsättigung bezogen auf die Sättigungskonzentration in Luft (Tab. 5.5). Dazu werden die ermittelten Rohdaten (Phasenwinkel und Amplitude) in der Messapparatur über sensorspezifische Kalibrierwerte umgerechnet.

Tab. 5.5: Messgrößen bei der Sauerstoffmessung

Messgröße	Formelzeichen	Einheit
relative Sauerstoffsättigung	$[\text{O}_2]$	% Luftsättigung
Sauerstoffkonzentration	$c_{\text{O}_2}$	mg/l

Die Sensorkalibrierung wurde für jeden Sensor der Versuchsanlage im eingebauten Zustand mit Hilfe von zwei Kalibrierstandards ermittelt: Stickstoffatmosphäre (0 % Luftsättigung) und luftgesättigtes Wasser (100 % Luftsättigung). Die relativen Sauerstoffsättigungswerte wurden nachträglich in Sauerstoffkonzentrationen umgerechnet, wobei Temperatur- und Druckabhängigkeit berücksichtigt wurden (PreSens (2004)):

$$c_{\text{O}_2} = 1000 \alpha_B(T) \frac{M(\text{O}_2)}{V_M} \frac{0,2095 [\text{O}_2]}{100} \frac{p_{\text{atm}} - p_w(T)}{p_N}. \quad (5.3)$$

Dabei ist  $c_{\text{O}_2}$  die Sauerstoffkonzentration,  $\alpha_B(T)$  der Bunsen-Absorptionskoeffizient bei der Temperatur  $T$ ,  $M(\text{O}_2)$  die molare Masse von Sauerstoff (32 g/mol),  $V_M$  das molare Volumen von Sauerstoff (22,414 l/mol),  $p_{\text{atm}}$  der atmosphärische Druck während der Messung,  $p_w(T)$  Wasserdampfdruck des Wassers bei der Temperatur  $T$  und  $p_N$  der Normaldruck (1013 mbar).

Die Genauigkeit der verwendeten Sensoren (PreSens Planar oxygen sensor spots PSt3) wird vom Hersteller mit  $\pm 1$  % bei 100 % Luftsättigung und  $\pm 0,15$  % bei 1 % Luftsättigung angegeben. Änderungen im pH-Wert, der Salinität oder der Viskosität des Wassers beeinträchtigen die Messung des Sauerstoffs nicht (PreSens, 2004).

Um die Verteilung des gelösten Sauerstoffs entlang der Wassersäule erfassen zu können, wurden insgesamt sechzehn Sensoren angebracht. Die Messpunkte wurden in vier horizontalen Ebenen (O – oben, M1 – „obere Mitte“, M2 – „untere Mitte“, U – unten) angeordnet (Abb. 5.21). Messebene O befand sich 1,5 cm, Ebene M1 31,5 cm, Ebene M2 63,5 cm und Ebene U 93,5 cm unterhalb der oberen temperierten Kupferkammer. Dadurch wurde die Wassersäule mit den Messebenen in drei große (plus zwei kleine randnahe) Abschnitte unterteilt. In jeder Messebene wurden vier Sensoren im Winkel von je 90 Grad (vorn, links, hinten, rechts) angebracht (Abb. 5.21).

Die Sensoren wurden auf die Innenseite des inneren Glaszylinders geklebt. Aufgrund ihrer geringen Größe (5 mm Durchmesser) und der vernachlässigbaren Dicke (wenige Mikrometer) beeinflussten sie weder die Strömung in der Wassersäule noch den Sauerstofftransport. Die Messungen erfolgten nicht-invasiv von außen durch den inneren Glaszylinder hindurch (Abb. 5.23). Die Signale der Sensoren wurden über die elektro-optische Auswerteeinheit Oxy-4 mini ausgelesen, wobei die Verbindung zu den Sensoren über Glasfaserkabel (Lichtleiter) mit 2 mm Durchmesser erfolgte (Abb. 5.24 oben). Über die Auswerteeinheit konnten vier Sensoren (nahezu) gleichzeitig angesprochen werden.

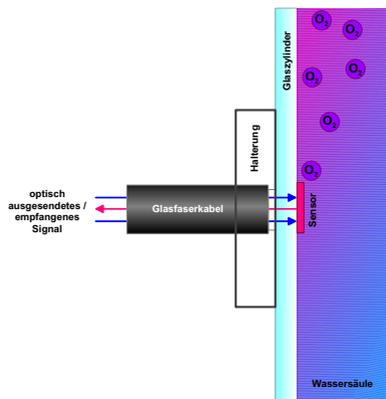


Abb. 5.23: Prinzip der optischen Sauerstoffmessung in der Versuchsanlage

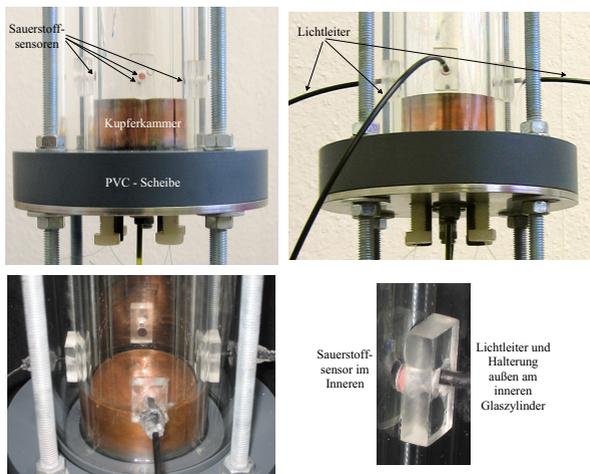


Abb. 5.24: Installation der Sauerstoffsensoren und Lichtleiterkabel in der Versuchssäule

### 5.2.3 Versuchsdurchführung

Um eine hohe Temperaturstabilität zu erreichen, wurde durch Einstellung der Ausgangstemperatur auf 20°C ein geringer Temperaturunterschied zur Umgebungsluft gewählt. Die Temperatur am oberen Ende der Wassersäule wurde stets auf 20°C gehalten, während am unteren Ende der Wassersäule eine dem Temperaturgradienten entsprechend höhere Temperatur eingestellt wurde.

Als Sauerstoffquelle wurde reiner Sauerstoff verwendet. Es wurden sieben verschiedene Temperaturgradienten zwischen 0,1 und 2 K/m eingestellt. In einem zusätzlichen Versuchsdurchlauf wurde Luft anstatt reinem Sauerstoff als Sauerstoffquelle verwendet. Dieser Versuch wurde bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m durchgeführt (Tab. 5.6).

Tab. 5.6: Durchgeführte Experimente zum Sauerstofftransport

Variante	Sauerstoff- quelle	Temperatur unten [°C]	Temperatur oben [°C]	Temperatur- gradient [K/m]	Thermische Rayleighzahl
1		20,1	20,0	0,1	550
2		20,2	20,0	0,2	1104
3	Reiner	20,4	20,0	0,4	2225
4	Sauerstoff	20,6	20,0	0,6	3362
5		20,8	20,0	0,8	4516
6		21,0	20,0	1,0	5687
7		22,0	20,0	2,0	11792
8	Luft	21,0	20,0	1,0	5687

Der Ablauf eines Versuchszyklus gestaltete sich wie folgt:

1. Herstellung des sauerstoffarmen Wassers
2. Entfernung der sauerstoffhaltigen Luft durch Spülen der Versuchssäule und des Teflonschlauchs mit Stickstoff
3. Befüllen der Versuchsanlage mit sauerstoffarmem Wasser
4. Messung der Sauerstoffkonzentration im Ruhezustand
5. Aufprägung des Temperaturgradienten und Warten zur Sicherstellung der optimalen Einstellung des Temperatur- und Strömungsregimes (mind. 14 h)
6. Messung der Sauerstoffkonzentration vor Beginn des Sauerstoffeintrags
7. Start der Temperatur- und Luftdruckmessung
8. Start des Sauerstoffeintrags

9. Fortwährende Messung der Sauerstoffkonzentration in Ebene M2 (aller 15 min) und zwischenzeitliche Messung in allen Ebenen in großen zeitlichen Abständen (mehrere Stunden)

Das sauerstoffarme Wasser wurde auf der Grundlage von Reinstwasser (Wasserleitfähigkeit maximal  $0,055 \mu\text{S}/\text{cm}$  bei  $25^\circ\text{C}$ ) hergestellt. Das Reinstwasser wurde zunächst zum Sieden gebracht um ein Großteil des Gases auszutreiben und anschließend beim Abkühlen mit Stickstoff begast. Mit diesem Verfahren sank der Sauerstoffgehalt auf etwa 0,3 bis 1,2 mg/l.

Ein nachträglicher Eintrag von Sauerstoff während des Einstauens des Wassers in die Versuchsanlage wurde unterbunden, indem die Versuchssäule und der Teflonschlauch zuvor mit Stickstoff gespült wurden und das sauerstoffarme Wasser anschließend durch leichten Überdruck mit Stickstoff aus dem Vorratsbehälter in die Versuchssäule befördert wurde.

Das Temperatur- und Strömungsregime hatte jeweils mindestens 14 Stunden Zeit sich einzustellen, bevor mit dem Eintrag des Sauerstoffs begonnen wurde. Da die Sauerstoffkonzentration des sauerstoffarmen Wassers nach jeder Herstellung variierte, wurde sie vor Beginn des Sauerstoffeintrags an allen Sensorpositionen in der Versuchssäule bestimmt.

Aufgrund des vierkanaligen Messgerätes bestand das Messregime für die sechzehn Sensoren in der fortwährenden Messung in der Ebene M2 mit zwischengeschalteten Messungen in den anderen Ebenen. Das Abtastintervall für die Messungen in der Ebene M2 betrug 15 min. Bei den Zwischenmessungen (im Abstand von mehreren Stunden) wurde ein Mittelwert aus zehn Messwerten im zeitlichen Abstand von je 15 s ermittelt.

## 5.2.4 Ergebnisse und Diskussion

Anhand der experimentellen Untersuchungen im Technikummaßstab konnte der Stofftransport durch die dichtegetriebenen Strömungen bei unterschiedlichen Temperaturgradienten verfolgt werden. Ausgangspunkt war ein mit Stickstoff gesättigtes Wasser, dem über Diffusion kontinuierlich Sauerstoff zugeführt wurde. Damit handelte es sich um ein offenes System in Bezug auf die Gasphase. Dies gilt in der Regel auch für Grundwassermessstellen und Bohrungen, wo ein Gasaustausch über die zumeist nicht gasdicht verschlossene Pegelkappe (Verschlusskappe) erfolgt.

Die Ausgangskonzentrationen von Sauerstoff in der Wassersäule waren bei jedem Versuchsdurchlauf verschieden, jedoch zumeist kleiner als 1 mg/l. Zur Vergleichbarkeit wurden die gemessenen Konzentrationen auf die Ausgangskonzentrationen normiert indem letztere von den Messwerten subtrahiert wurden.

Die Messergebnisse sind in den Abb. 5.25 – 5.38 für je einen Wert des Temperaturgradienten zusammengefasst. Dargestellt ist zum einen die Sauerstoffkonzentration in allen Messebenen während der drei bis vier Zwischenmessungen und zum anderen das Ergebnis der kontinuierlichen Aufzeichnung der Sauerstoffkonzentrationen in der Messebene M2. Die Zeitpunkte der Zwischenmessungen sind in den Abbildungen mit Pfeilen markiert.

Beide Darstellungen zeigen jeweils die Ergebnisse der vier Sensorpositionen: V – Vorne, L – Links, R – Rechts, H – Hinten.

Für die Ebene O liegen nicht alle Messwerte vor. Im Laufe der Versuche nahm die Intensität des vom Messgerät ausgesendeten optischen Signals stetig ab. Damit verringerte sich auch die Intensität des Messsignals, wodurch Messausfälle entstanden. Die Qualität der anderen Messwerte wurde davon jedoch nicht signifikant beeinträchtigt.

Zur Bestätigung der Reproduzierbarkeit der Messwerte wurden für zwei Temperaturgradienten (0,8 und 1 K/m) Wiederholungsmessungen durchgeführt. In beiden Fällen zeigten die Wiederholungsmessungen (Abb. C.1 und Abb. C.2 im Anhang) eine gute Übereinstimmung mit den ersten Messungen (Abb. 5.34 und Abb. 5.36). Die stärkere Streuung der Messwerte in den Wiederholungsmessungen ist durch den oben genannten Defekt im Messgerät begründet.

Die Messungen beweisen, dass der Sauerstoff wie erwartet durch die dichtegetriebene Strömung entlang der Wassersäule transportiert wurde. Für alle destabilisierenden Temperaturgradienten zeigt sich über die Zeit in allen vier vertikalen Ebenen der Wassersäule ein stetiger Anstieg der Sauerstoffkonzentration.

Wie die Messungen in den Ebenen M1, M2 und U belegen, ist die Sauerstoffkonzentration in weiten Teilen der Wassersäule nahezu gleich. Dies impliziert, dass die dichtegetriebene Konvektion zu einer effektiven Durchmischung der Wassersäule führte. Ganz im Gegensatz zum diffusiven Transport, bei dem sich langsam eine Konzentrationsfront mit ausgeprägtem Konzentrationsgradienten ausbreitet. Die beobachtete Effektivität des Transports begründet sich auf der vergleichsweise hohen Strömungsgeschwindigkeit in den Konvektionszellen (7 – 95 m/d), die zu einer ständigen Umwälzung der Wassersäule führt.

Eine Ausnahme bildete nur der quellnahe Bereich unmittelbar unterhalb des gasdurchströmten Teflonschlauchs, der durch die Sensoren der Messebene O erfasst wurde und erwartungsgemäß eine deutlich höhere Sauerstoffkonzentration aufwies. In den Darstellungen sind die Messwerte für diese Ebene im Vergleich zu denen der anderen Ebenen abweichend skaliert. Erklärbar ist die signifikant erhöhte Sauerstoffkonzentration durch die in den PIV-Messungen entdeckte zeitabhängige Strömung in der Nähe der temperierten Kupferkammer (siehe Abb. 5.15 und 5.18). Da sich dort auch die Sauerstoffquelle befand, nahm die Sauerstoffkonzentration in der kleinen Konvektionszelle in den oberen Zentimetern der Wassersäule vergleichsweise schneller zu (siehe auch Tab. C.1 im Anhang).

Die Messungen zeigen geringfügige Unterschiede der Sauerstoffkonzentrationen innerhalb der horizontalen Messebenen. Dies ist durch die diametral antisymmetrische Strömung in den Konvektionszellen (auf einer Seite aufwärts, auf der anderen abwärts) erklärbar, die durch die PIV-Messungen belegt wurde (siehe Abb. 5.15). Diese Unterschiede ermöglichen die Identifizierung der Strömungsrichtung und damit der Orientierung der Konvektionszelle. Eine Strömung, die von der Sauerstoffquelle aus abwärts gerichtet ist, weist eine geringfügig erhöhte Sauerstoffkonzentration auf, während ein Bereich mit aufwärts gerichteter Strömung durch eine geringfügig geringere Sauerstoffkonzentration charakterisiert ist.

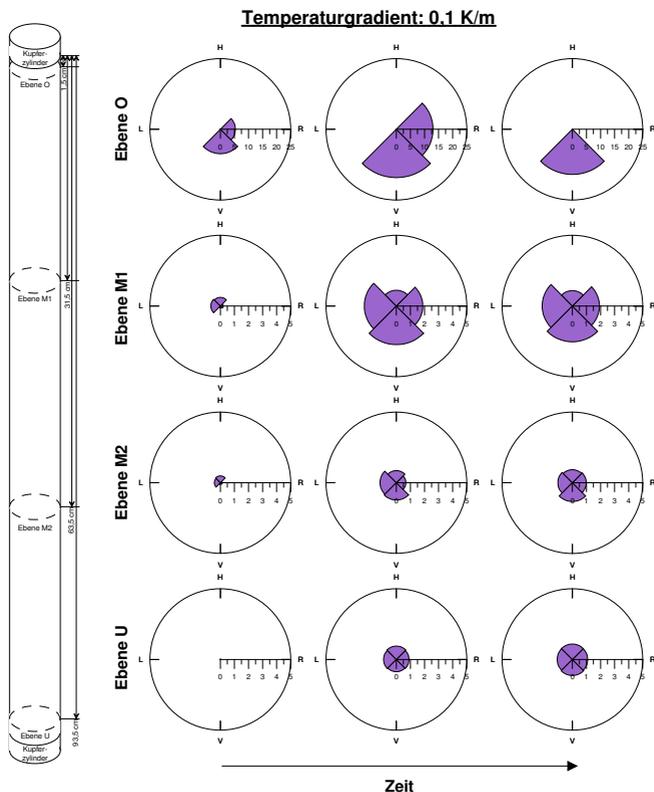


Abb. 5.25: Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,1 K/m (Messausfälle in Ebene O)

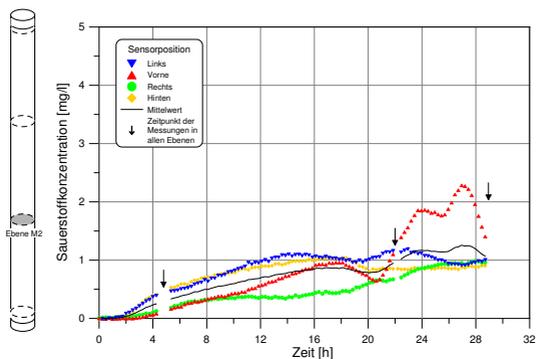


Abb. 5.26: Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,1 K/m

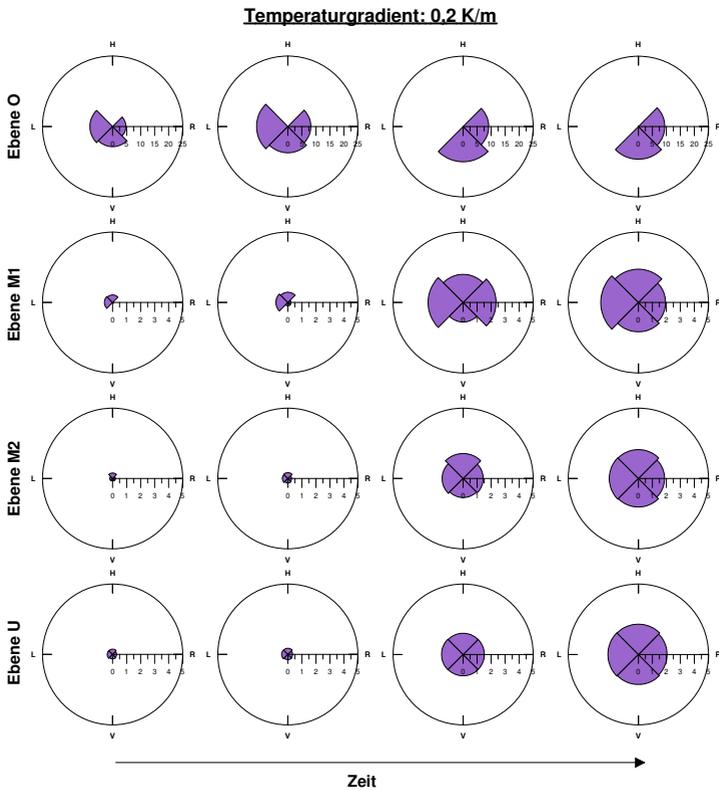


Abb. 5.27: Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,2 K/m (Messausfälle in Ebene O)

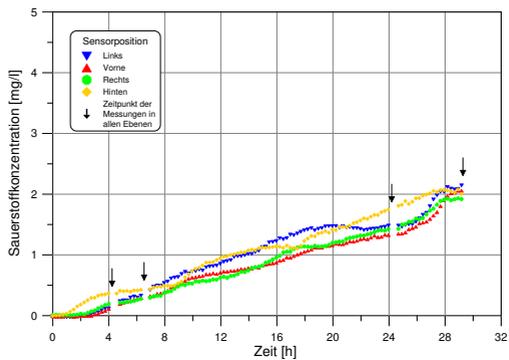


Abb. 5.28: Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,2 K/m

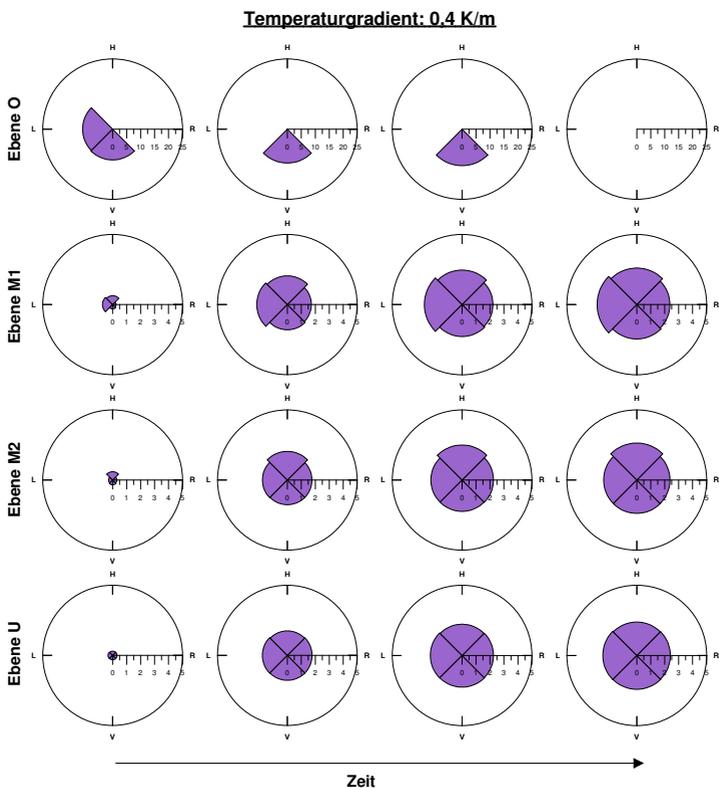


Abb. 5.29: Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,4 K/m (Messausfälle in Ebene O)

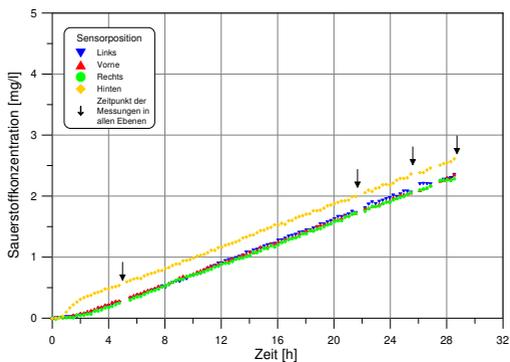


Abb. 5.30: Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,4 K/m

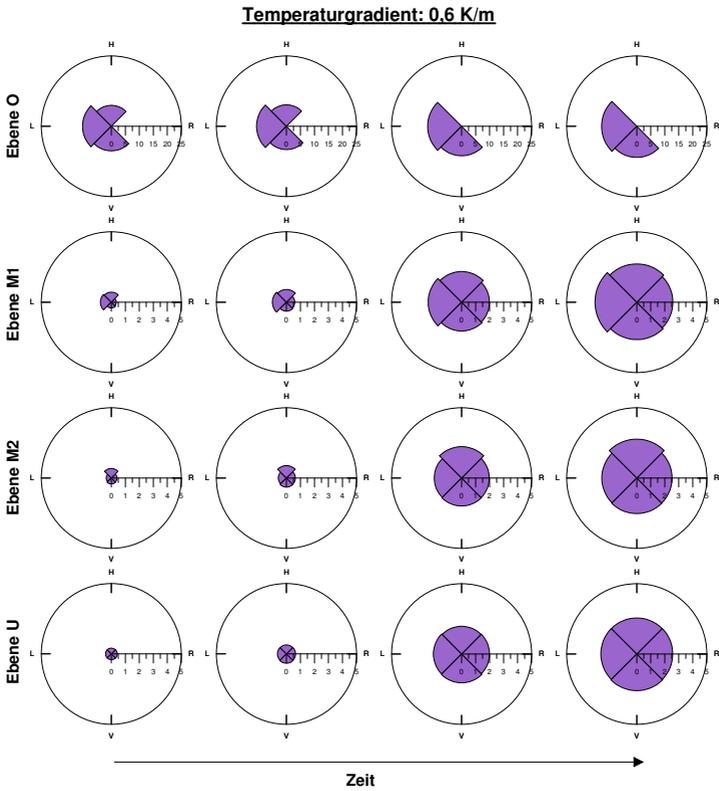


Abb. 5.31: Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,6 K/m (Messausfälle in Ebene O)

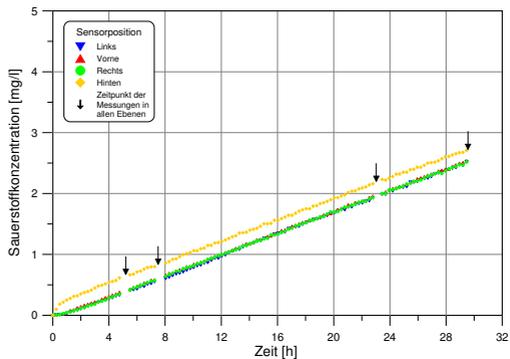


Abb. 5.32: Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,6 K/m

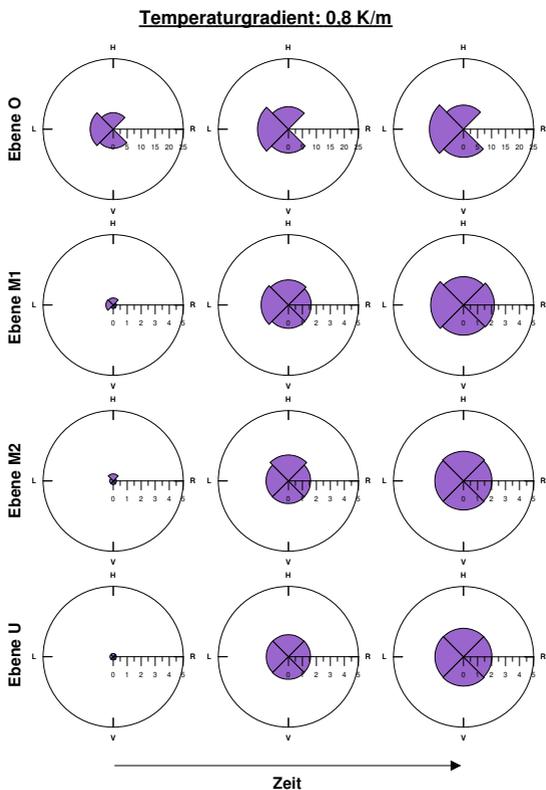


Abb. 5.33: Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,8 K/m (Messausfälle in Ebene O)

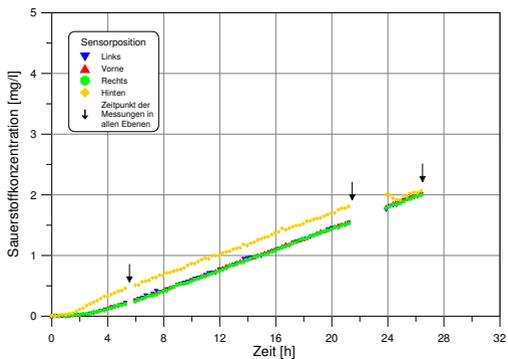


Abb. 5.34: Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,8 K/m

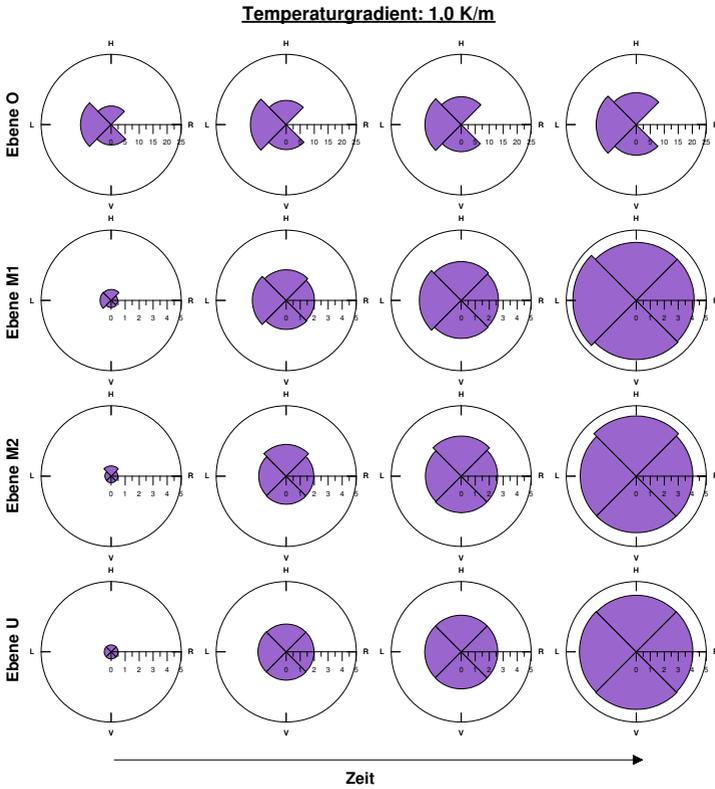


Abb. 5.35: Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m (Messausfälle in Ebene O)

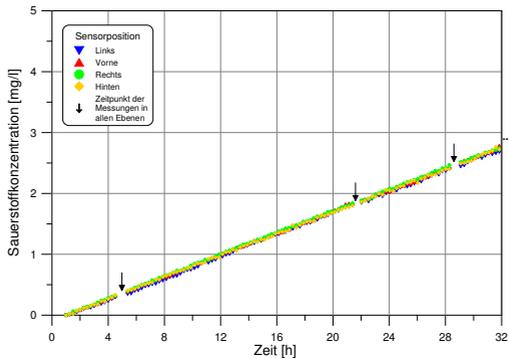


Abb. 5.36: Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m – Messwerte der ersten Stunde fehlen

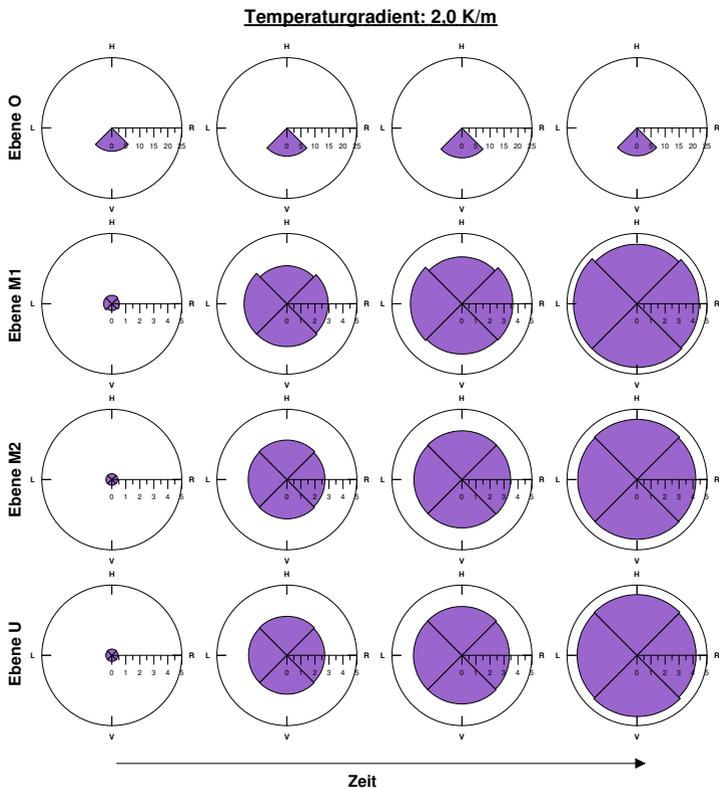


Abb. 5.37: Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 2 K/m (Messausfälle in Ebene O)

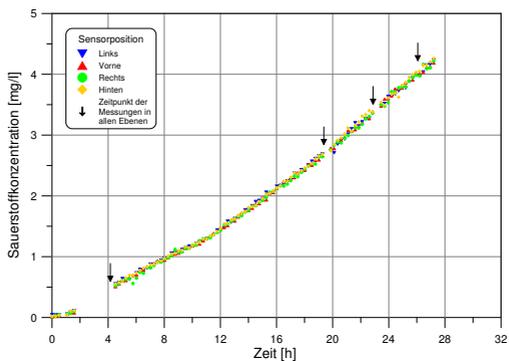


Abb. 5.38: Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 2 K/m

Die Messungen in Ebene M1, M2 und U zeigen ferner eine geringfügige Abnahme der Konzentration mit der Entfernung zur Quelle (unmittelbar quellnaher Bereich ausgenommen). Dieser Effekt ist besonders bei den geringeren Temperaturgradienten zu beobachten und weist auf eine nicht ganz gleichmäßige Durchmischung hin.

In Abhängigkeit vom Temperaturgradienten wurde in der Wassersäule ein unterschiedliches Transportverhalten beobachtet:

Für den Temperaturgradienten von  $0,1\text{ K/m}$  zeigt die zeitliche Entwicklung der Sauerstoffkonzentration eine starke Richtungsabhängigkeit (Abb. 5.25 und Abb. 5.26). Auch war die Zunahme der Sauerstoffkonzentration an den Sensorpositionen zeitlich nur über einige Stunden konstant. Dies deutet darauf hin, dass sich die Orientierung der Konvektionszelle und damit der Bereich der Abwärtsströmung mit der Zeit langsam änderte.

Für einen Temperaturgradienten von  $0,2\text{ K/m}$  zeigen die Messungen eine zeitlich nahezu konstante Zunahme der Sauerstoffkonzentration und eine mäßige Richtungsabhängigkeit (Abb. 5.27 und Abb. 5.28). Die Orientierung der Konvektionszelle und damit der Bereich der abwärtsgerichteten Strömung änderte sich im Laufe des Versuchs langsam, wie die Gebiete mit erhöhter Sauerstoffkonzentration anzeigen (vgl. z.B. Ebene M2). Die Variabilität war jedoch geringer als beim Temperaturgradienten von  $0,1\text{ K/m}$ . Zudem lassen die Messungen darauf schließen, dass die Konvektionszelle entlang der Zylinderachse in sich verdreht war (vgl. Ebene M1 und M2).

Für die Temperaturgradienten  $0,4 - 1\text{ K/m}$  zeigen die Messungen eine zeitlich konstante Zunahme der Sauerstoffkonzentration mit linearem Anstieg (Abb. 5.29 bis Abb. 5.36). Dabei detektierte der Sensor im hinteren Bereich der Wassersäule für  $0,4 - 0,6\text{ K/m}$  zu Beginn einen deutlich schnelleren Anstieg der Sauerstoffkonzentration als im vorderen und seitlichen Bereich der Wassersäule. Nach kurzer Zeit (circa 1 h) wurde der Anstieg flacher und folgte dem Trend der anderen Sensoren. Bei  $0,8\text{ K/m}$  war der Anstieg der Sauerstoffkonzentration in allen Bereichen nahezu gleich, eine Zunahme war jedoch im hinteren Bereich der Wassersäule circa eine Stunde eher zu verzeichnen als im vorderen und seitlichen Bereich. Es wird davon ausgegangen, dass sich ein quasi-stationäres Strömungsregime ausbildete, das durch eine abwärtsgerichtete Strömung im hinteren Bereich und eine aufwärtsgerichtete Strömung im vorderen Bereich der Wassersäule gekennzeichnet war. Eine sauerstoffreiche Abwärtsströmung wurde in der Ebene M1 am hinteren und linken Sensor und in der Ebene M2 nur am hinteren Sensor detektiert. Dies weist darauf hin, dass die Konvektionszelle leicht in sich verdreht war. Die Konvektion führte mit zunehmendem Temperaturgradienten zu einer einheitlicheren Sauerstoffkonzentration in der Wassersäule, was auf eine zunehmend intensivere Durchmischung hinweist.

Für den Temperaturgradienten von  $2\text{ K/m}$  wurde eine leichte Richtungsabhängigkeit der Sauerstoffkonzentration in Ebene M1 detektiert (Abb. 5.37 und Abb. 5.38). Die Messungen in Ebene M2 zeigen jedoch in der zeitlichen Entwicklung der Sauerstoffkonzentration keine Richtungsabhängigkeit. Dies spricht für eine, im Vergleich zu den geringeren Temperaturgradienten, bessere Durchmischung der Wassersäule. Die Sauerstoffkonzentration stieg über den erfassten Zeitraum nichtlinear an, wie die Messungen in Ebene M2 belegen.

Der Sauerstoffeintrag in die Wassersäule konnte in der Versuchsanlage nur bedingt den realen Gegebenheiten nachempfunden werden. Im Ausgleich dafür wurden bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m zusätzliche Messungen mit Luft als Sauerstoffquelle durchgeführt. Es wird davon ausgegangen, dass aufgrund der Durchführung bei identischen Randbedingungen (u.a. Wassertemperatur, Salinität und Temperaturgradient) sich in beiden Versuchen eine vergleichbare Strömung ausbildete. Die in Abb. 5.39 und Abb. C.3 im Anhang dargestellten Ergebnisse bestätigen dies. Auch hier zeigt sich, analog zum Transportverhalten bei Verwendung von reinem Sauerstoff als Quelle, eine konstante Zunahme der Sauerstoffkonzentration in der Wassersäule über die Zeit und eine gute Durchmischung der Wassersäule innerhalb und zwischen den Messebenen.

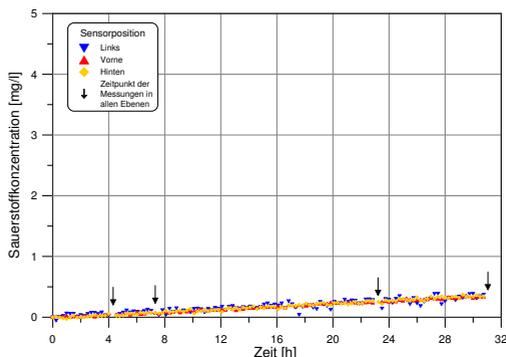


Abb. 5.39: Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m und Verwendung von Luft als Gasphase

Für den Sauerstofftransport in der Versuchsanlage sind die entscheidenden Prozesse der Eintrag des Sauerstoffs in die Wasserphase über die Schlauchwand (Membran) und die Verteilung des Sauerstoffs in der Wassersäule durch die freie Konvektion.

Um den Anstieg der Sauerstoffkonzentration in der Versuchsanlage quantitativ zu beschreiben, wird das Gesamtsystem Wassersäule als idealer Rührkessel (stirred tank reactor) betrachtet. Die Richtungsabhängigkeit, die vor allem bei den geringeren Temperaturgradienten signifikant ist, kann mit diesem Modell nicht beschrieben werden.

Im Modell des Rührkessels bildet die dichtegetriebene Konvektion den Rührer (Abb. 5.40), die Geschwindigkeit des Rührers entspricht somit der Strömungsgeschwindigkeit in den Konvektionszellen. Über dem Rührkessel befindet sich eine ideell unendlich ausgedehnte Atmosphäre mit Sauerstoff, die von dem Gefäß durch eine gaspermeable Membran (entspricht dem Teflonschlauch) getrennt ist.

Der limitierende Prozess für den Sauerstofftransport wird in der Vermischung gesehen. Die Messungen zeigen eine deutliche Abhängigkeit des Stofftransports vom Temperaturgradienten und damit der Strömungsgeschwindigkeit in den Konvektionszellen (Tab. 5.7). Die Wassersäule kann somit als diskontinuierlicher, idealer Rührkessel beschrieben werden. Ein solches System ist zeitlich instationär, weist jedoch räumlich stationäre Bedingungen auf. Das heißt, die Konzentration ist im gesamten Gebiet zu einem diskreten Zeitpunkt

gleich. Die räumliche Stationarität erlaubte für die Wassersäule die Ableitung der Stofftransportgrößen aus Messungen an wenigen Punkten oder z.B. in einer Messebene (das komplizierte Nahfeld der Quelle wird hier ausgespart). Hierfür boten sich besonders die Messungen aus der Ebene M2 an, die kontinuierlich erfolgten. Die Messungen in den anderen Ebenen bestätigten den in der Ebene M2 detektierten Trend.

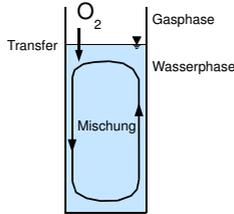


Abb. 5.40: Rührkesselmodell mit Sauerstoffeintrag in eine Wasserphase aus der darüber befindlichen Gasphase

Die Messungen der Sauerstoffkonzentration in Ebene M2 (wie auch die Daten der Zwischenmessungen siehe Tab. C.1 im Anhang) zeigen für Temperaturgradienten von 0,1 bis 1 K/m über den Beobachtungszeitraum eine lineare Zunahme der Sauerstoffkonzentration in der Wassersäule. Der lineare Konzentrationsanstieg repräsentiert einen konstanten Stoffstrom von der Sauerstoffquelle zur Wassersäule. Da es sich um ein geschlossenes System handelt, strebt die Sauerstoffkonzentration jedoch mit der Zeit asymptotisch einer Maximalkonzentration (Sättigungskonzentration) zu. Diese zeitliche Änderung des Transportverhaltens wurde am Beispiel des Temperaturgradienten von 1 K/m über einen Zeitraum von etwa fünf Tagen messtechnisch erfasst (Abb. 5.41). Die Messungen belegen, dass in den ersten 30 Stunden nach Beginn der Sauerstoffzugabe eine annähernd lineare Zunahme der Sauerstoffkonzentration in der Wassersäule erfolgte. Danach nahm die Sauerstoffkonzentration, wie erwartet, unterlinear mit der Zeit zu (asymptotische Annäherung an Sättigungskonzentration). In einer Bohrung oder Grundwassermessstelle ist im Unterschied zur Versuchsanlage ein Abtransport des Sauerstoffs aufgrund eines konstanten Eintrags in die umgebende Formation zu erwarten und damit ist die Beschränkung der Auswertung auf den anfänglich linearen Anstieg gerechtfertigt.

Um den Stoffstrom unter den gegebenen Randbedingungen zu berechnen, wurde für die untersuchten Temperaturgradienten der anfänglich lineare Anstieg der Sauerstoffkonzentration in der Wassersäule ausgewertet. Dazu wurde aus den Sauerstoffkonzentrationen  $c_{O_2,i}$  an den vier Sensoren der Ebene M2 der Mittelwert  $\bar{c}_{O_2}$  gebildet und der Anstieg  $\gamma$  über die ersten 30 Stunden nach Beginn der Sauerstoffzugabe ermittelt (Glg. 5.4 und 5.5).

$$\bar{c}_{O_2} = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 c_{O_2,i} \quad (5.4)$$

$$\gamma = \frac{\partial \bar{c}_{O_2}}{\partial t}, \quad t < 30 \text{ h} \quad (5.5)$$

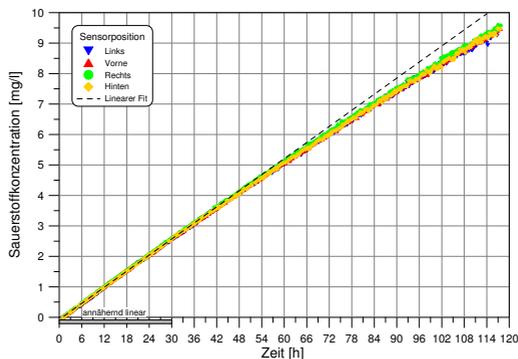


Abb. 5.41: Zeitliche Änderung des Transportverhaltens am Beispiel des Temperaturgradienten von 1 K/m über einen Zeitraum von etwa fünf Tagen

Für die Temperaturgradienten 0,4 bis 0,8 K/m wurde für den Sensor im hinteren Bereich der Wassersäule der Anstieg getrennt berechnet, wobei die Messwerte in den ersten zwei Stunden unberücksichtigt blieben (Bereich der Abwärtsströmung mit deutlich schnellerem Anstieg). Der so ermittelte Wert wurde dann mit dem Anstieg der anderen drei Sensoren gemittelt.

Das Ergebnis zeigt, dass die vertikalen destabilisierenden Temperaturgradienten von 0,1 bis 2 K/m zu einem Anstieg der Sauerstoffkonzentration von 0,04 bis 0,16 mg/lh führten. Die genauen Größen sind in Tab. 5.7 wiedergegeben. Der Wert für 0,1 K/m ist aufgrund des sehr unterschiedlichen Verlaufs der Sauerstoffkonzentration an den vier Messpunkten der Ebene M2 mit einer erhöhten Unsicherheit behaftet.

Tab. 5.7: Anstieg der Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten

Variante	Temperaturgradient [K/m]	Anstieg der Sauerstoffkonzentration [mg/lh]
1	0,1	0,041
2	0,2	0,069
3	0,4	0,086
4	0,6	0,087
5	0,8	0,085
6	1,0	0,088
7	2,0	0,164

Tendenziell nahm die Sauerstoffkonzentration bei hohen Temperaturgradienten schneller zu als bei geringen Temperaturgradienten (Abb. 5.42). Ein solcher Zusammenhang war aufgrund der Ergebnisse der PIV-Messungen zu vermuten, die für Temperaturgradienten von 0,1 bis 1 K/m einen linearen Anstieg der mittleren Strömungsgeschwindigkeiten (Abb. 5.19) zeigen.

Im Gegensatz zu den Strömungsgeschwindigkeiten zeigen die Messungen zum Sauerstofftransport jedoch keine eindeutig lineare Abhängigkeit vom Temperaturgradienten an. Für die laminare Strömung bei den Temperaturgradienten von 0,1 bis 1 K/m zeigt sich eher ein asymptotisches Verhalten (Abb. 5.42). Die Ursachen hierfür liegen vermutlich in Grenzschichtphänomenen und sind mit dem einfachen Rührkesselmodell nicht beschreibbar. Sie sind jedoch nicht Gegenstand der Untersuchungen. Relevant ist die Größenordnung der eingetragenen Sauerstoffmenge bzw. die Sauerstofffracht.

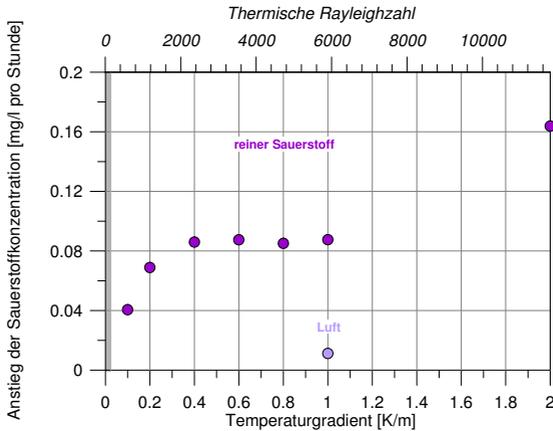


Abb. 5.42: Anstieg der Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten bzw. der entsprechenden thermischen Rayleighzahl – schattiert: Zone ohne thermische Konvektion (analytische Approximation mit Glg. 3.20)

Bei einem Wasservolumen  $V$  in der Versuchsanlage von 1,94 Litern entspricht der Konzentrationsanstieg von 0,04 bis 0,09 mg/lh bei der laminaren Strömung einem Sauerstofftransport von 0,08 bis 0,17 mg/h. Das sind etwa 2 bis 4 mg/d, die durch die freie Konvektion stetig in die Wassersäule eingetragen und dort verteilt werden. Bezogen auf die Kreisfläche der Wassersäule ergibt sich ein Sauerstoffstrom  $\Phi_{\text{O}_2}$  von 0,01 bis 0,02 mg/m<sup>2</sup>s.

$$\Phi_{\text{O}_2} = \frac{\gamma V}{\pi r^2} \quad (5.6)$$

Erwartungsgemäß zeigte sich ein wesentlich geringerer Anstieg der Sauerstoffkonzentration pro Zeiteinheit bei Verwendung von Luft als Sauerstoffquelle (Abb. 5.42). Luft besitzt einen Sauerstoffgehalt von rund 21 Prozent, wodurch, im Vergleich zum reinen Sauerstoff, ein geringerer Konzentrationsgradient zwischen Wasser- und Gasphase vorhanden war. Der Anstieg der Sauerstoffkonzentration über die Zeit und somit der Stofftransport verringerte sich jedoch auf etwa 1/8 des Wertes, der für reinen Sauerstoff ermittelt wurde (Tab. 5.8). Das entspricht 12,5 Prozent. Möglicherweise spielt hier die Instationarität der Austauschprozesse an der Gas-Wasser-Grenze eine Rolle, da sich Gas- und Wasserphase zum Zeitpunkt der Messung noch nicht im Gleichgewichtszustand befanden.

Der Sauerstofftransport bei einem Temperaturgradienten von 2 K/m betrug 0,31 mg/h bzw. etwa 7 mg/d. Bezogen auf die Kreisfläche der Wassersäule ergibt sich damit ein

Tab. 5.8: Anstieg der Sauerstoffkonzentration in der Wassersäule in Abhängigkeit der Sauerstoffkonzentration in der Gasphase

Variante	Sauerstoff- quelle	Sauerstoff- anteil [%]	Temperatur- gradient [K/m]	Anstieg der Sauerstoffkonzentration [mg/lh]
6	Reiner Sauerstoff	100	1,0	0,088
8	Luft	21	1,0	0,011

Sauerstoffstrom von  $0,04 \text{ mg/m}^2\text{s}$ . Das heißt, der dichtegetriebene Transport durch die zeitabhängige Strömung bei einem Temperaturgradienten von  $2 \text{ K/m}$  zeichnet sich durch einen signifikant erhöhten Stoffstrom gegenüber den zuvor diskutierten laminaren, quasi-stationären Strömungen bei Temperaturgradienten bis  $1 \text{ K/m}$  aus.

Die Strömungsgeschwindigkeit ging den PIV-Messungen zufolge jedoch gegenüber der bei den laminaren Strömungen zurück. Die Ursache für die trotzdem deutliche Zunahme des Stofftransports wird in einer zusätzlichen Geschwindigkeitskomponente gesehen. Die PIV-Messungen zeigen für einen Temperaturgradienten von  $2 \text{ K/m}$  zeitabhängige Strömungsmuster mit mehreren, ihre Lage und Form verändernden Konvektionszellen. Der Sauerstoff wird in diesem Fall nicht nur innerhalb der Konvektionszellen transportiert, sondern die Konvektionszellen bewegen sich zusätzlich entlang der Wassersäule. So erfolgt ein wesentlich effektiverer Transport im Vergleich zum quasi-stationären Zustand bei geringeren Temperaturgradienten, bei dem ein Großteil des Transports in der Wassersäule über eine große ortsfeste Konvektionszelle erfolgt.

Der Anstieg der Sauerstoffkonzentration beim Temperaturgradienten von  $2 \text{ K/m}$  zeigt ein ausgeprägtes zeitabhängiges Verhalten. Dies begründet sich vermutlich darauf, dass sich im Laufe der Zeit verschiedene Strömungszustände ausbildeten, durch die der Sauerstoff verschieden effektiv transportiert wurde.

Diese ersten experimentellen Ergebnisse zum durch freie Konvektion induzierten Stofftransport tragen zu einem besseren Verständnis der Ursachen und der Wirkungen von unerwünschtem Sauerstoffeintrag in Grundwassermessstellen bzw. von allgemeinen vertikalen Stofftransportvorgängen in Bohrungen bei.

Der kontinuierliche Eintrag von z.B. einigen Milligramm Sauerstoff pro Tag in ein sonst anaerobes Milieu kann bereits zu signifikanten Änderungen der Wasserbeschaffenheit und/oder Fällungsreaktionen führen. Einige Probleme, die sich durch den Eintrag von Sauerstoff z.B. in einer Grundwassermessstelle bzw. dem aufgeschlossenen Aquifer ergeben können, werden von Vroblesky et al. (2007) diskutiert.

# 6 Bohrlochgeophysikalische Detektion freier Konvektion

## 6.1 Zielstellung

Die im Rahmen der Arbeit durchgeführten numerischen Modellrechnungen und experimentellen Untersuchungen haben gezeigt, dass in schlanken Wassersäulen schon bei geringen destabilisierend wirkenden Temperaturgradienten signifikante freie Konvektionsströmungen auftreten können.

Mit dem Ziel, die dichtegetriebenen Strömungen in-situ, d.h. direkt in den Bohrungen und Messstellen, nachweisen und identifizieren zu können, sollte im Rahmen der Forschungsarbeit ein Auswertungsverfahren entwickelt werden, das sich auf geophysikalische Bohrlochmessungen stützt. Das computergestützte Verfahren sollte eine Unterscheidung der dichtegetriebenen Strömungen und die Erfassung ihrer Ursachen und Wirkungen ermöglichen.

Umgesetzt wurde dies anhand eines synthetischen geophysikalischen Logs. Eingangsparameter für das sogenannte Synthetische Konvektionslog (SYNCO-Log) sind hochaufgelöste, simultan gemessene geophysikalische Bohrlochlogs von Temperatur und Wasserleitfähigkeit, sowie Informationen zum Druck und der Geometrie der Wassersäule.

Im Folgenden werden zunächst einfache Abschätzungen vorgestellt, mit denen es möglich ist, das Auftreten von thermischer Konvektion in Bohrungen und Grundwassermessstellen vorab, ohne Messung hochaufgelöster geophysikalischer Bohrlochlogs, einzuschätzen. Anschließend wird das neu entwickelte Auswertungsverfahren zur Detektion der freien Konvektion erläutert. Berücksichtigt werden dabei nicht nur die thermische Konvektion, sondern alle fünf dichtegetriebenen Transportprozesse, die in Bohrungen und Grundwassermessstellen auftreten können (s. Kapitel 3).

## 6.2 Stabilitätsverhältnisse in Bohrungen und Grundwassermessstellen

Die Anfälligkeit von Bohrungen und Grundwassermessstellen für thermische Konvektion kann auf Grundlage der Stabilitätstheorie (s. Kap. 3) abgeschätzt werden. Diese Abschätzungen berücksichtigen die konkreten geometrischen und physikalischen Eigenschaften der Wassersäule und ihrer Umgebung. Als Werkzeuge dienen dabei einfache Algorithmen oder

damit erstellte Diagramme. Anhand letzterer wird nachfolgend die Methodik anschaulich erläutert.

Für eine schnelle Abschätzung der Stabilität der Wassersäule in einer Grundwassermessstelle oder Bohrung kann die Rayleighgleichung (Glg. 3.17) in Kombination mit der Gleichung von Gershuni und Zhukhovitskii (Glg. 3.20) verwendet werden. In die Rayleighgleichung ist dabei der Bohrlochradius für die charakteristische Länge  $l$  einzusetzen. Die Abschätzung gilt nur für thermisch getriebene Konvektion, dies ist aber immerhin der mit am häufigsten anzutreffende Fall in Bohrungen und Grundwassermessstellen.

Die erste Darstellung zeigt den Zusammenhang zwischen destabilisierendem Temperaturgradienten, daraus resultierender Rayleighzahl und der kritischen Rayleighzahl als Maßzahl für das Einsetzen der dichtegetriebenen Strömung. Die physikalischen Eigenschaften der Wassersäule wurden hierfür konstant gehalten. Drei weitere grafische Darstellungen zeigen die Abhängigkeit der Stabilität von den physikalischen Eigenschaften wie Wärmeleitfähigkeit der Wassersäule und ihrer Umgebung, Wassertemperatur und hydrostatischem Druck im betrachteten Wassersäulenabschnitt.

Die erste grafische Darstellung (Abb. 6.1) ermöglicht eine Abschätzung des hydraulischen Zustands der Wassersäule (Strömung oder Ruhezustand) anhand ihres Durchmessers, des destabilisierenden Temperaturgradienten und der Wärmeleitfähigkeit ihrer Umgebung.

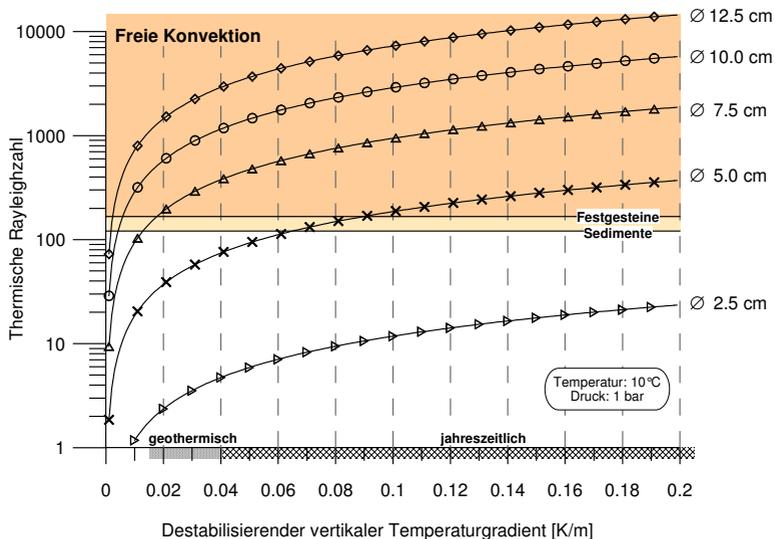


Abb. 6.1: Hydraulischer Zustand der Wassersäule in Abhängigkeit von ihrem Durchmesser, dem destabilisierenden Temperaturgradienten und der Wärmeleitfähigkeit der Umgebung (Gesteinsformation)

Die zur Einschätzung der Instabilität benötigte kritische thermische Rayleighzahl nach Gershuni und Zhukhovitskii (1976) kann in Abhängigkeit des Verhältnisses der Wärmeleitfähigkeiten von Wasser  $\lambda_F$  und umgebender Formation  $\lambda_M$  zwischen 215,6 und 67,95

variieren, wie die zweite Abbildung verdeutlicht (Abb. 6.2). Der Wert 215,6 ergibt sich dabei für den Fall  $\lambda_F/\lambda_M \rightarrow 0$ , d.h. für eine thermisch sehr gut leitende Umgebung und der Wert 67,95 ergibt sich für den Fall  $\lambda_F/\lambda_M \rightarrow \infty$ , d.h. für eine vollständig isolierende Umgebung der Wassersäule. Das bedeutet, dass die kritische thermische Rayleighzahl für eine thermisch sehr gut leitende Bohrlochumgebung rund drei mal höher ist, als für eine isolierende Umgebung. Eine gut leitende Formation erhöht somit die thermische Stabilität der Wassersäule aufgrund des höheren Schwellenwertes beim Einsetzen der freien Konvektion.

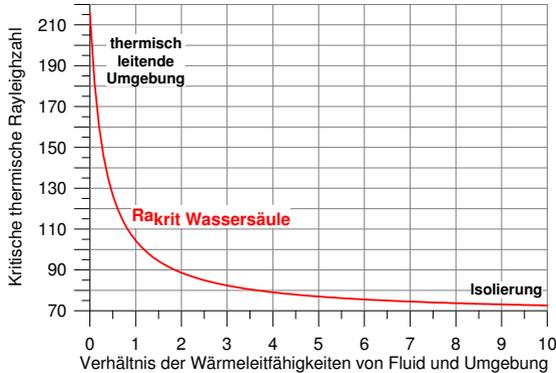


Abb. 6.2: Kritische thermische Rayleighzahl in Abhängigkeit des Verhältnisses zwischen den Wärmeleitfähigkeiten von Wassersäule und Umgebung

Betrachtet man nur die Bandbreite der Wärmeleitfähigkeiten von natürlichen Gesteinen und (gesättigten) Grundwasserleitermaterialien, verringert sich auch die Bandbreite der möglichen thermischen Rayleighzahlen. Eine Auswahl der Wärmeleitfähigkeiten verbreiteter sedimentärer, magmatischer und metamorpher Gesteine ist in Tabelle 6.1 wiedergegeben. Die Wärmeleitfähigkeiten liegen größtenteils im Bereich von 1,0 bis 3,5 W/Km.

Nimmt man für die umgebende Formation eine Wärmeleitfähigkeit von 1 W/Km an und verwendet den gängigen Wert von 0,6 W/Km für die Wärmeleitfähigkeit der Wassersäule, ergibt sich aus Glg. 3.20 eine kritische thermische Rayleighzahl von 121. Für eine Wärmeleitfähigkeit der umgebenden Formation von 3,5 W/Km ergibt sich eine kritische thermische Rayleighzahl von 167.

Unter Verwendung dieser beiden kritischen Rayleighzahlen (121 und 167) als Extremwerte wurde in Abb. 6.1 eine Übergangszone eingetragen, die den Übergang von Diffusion zu thermisch-getriebener Strömung (freie Konvektion) in Abhängigkeit der thermischen Eigenschaften der Formation markiert. Bei der Berechnung der Rayleighzahlen wurde eine Wassertemperatur von 10°C und ein hydraulischer Druck von 1 bar (10 m überlagernde Wassersäule) angenommen. Andere Abhängigkeiten (z.B. Variationen in der Wasserleitfähigkeit) wurden nicht berücksichtigt.

Der Vergleich der kritischen Rayleighzahlen mit den für verschiedene Durchmesser berechneten Rayleighzahlen zeigt, dass nur Messstellen mit sehr kleinem Durchmesser (z.B. 2,5 cm) bezüglich steigender Temperaturgradienten lange thermisch stabil sind (Abb. 6.1).

Tab. 6.1: Wärmeleitfähigkeiten verbreiteter natürlicher Gesteine und wassergesättigter Grundwasserleitermaterialien (entnommen aus VDI-Richtlinie 4640)

Material	Wärmeleitfähigkeit [W/Km]	Typischer Rechenwert [W/Km]
Torf	0,2 – 0,7	0,4
Ton/Schluff (wassergesättigt)	0,9 – 2,3	1,7
Sand (wassergesättigt)	1,7 – 5,0	2,4
Ton-/Schluffstein	1,1 – 3,5	2,2
Sandstein	1,3 – 5,1	2,3
Tonschiefer	1,5 – 2,6	2,1
Basalt	1,3 – 2,3	1,7
Gabbro	1,7 – 2,5	1,9
Diorit	2,0 – 2,9	2,6
Gneis	1,9 – 4,0	2,9
Granit	2,1 – 4,1	3,4
Quarzit	3,6 – 6,6	6,0

Solche Durchmesser weisen zumeist nur Piezometer, also Messstellen zur Ermittlung des Grundwasserstands auf. In ihnen setzt thermische Konvektion erst bei einem Temperaturgradienten von über 1 K/m ein. In Wassersäulen mit größerem Durchmesser beginnt thermisch getriebene Konvektion bei deutlich geringeren Temperaturgradienten. Das Verhältnis zwischen Reibungskräften entlang der Wandung und treibenden Kräften im Wasservolumen wird mit zunehmendem Radius geringer. Die konvektionsbestimmende Rayleighzahl hängt vom Radius sogar in der vierten Potenz ab.

In Grundwassermessstellen und Bohrungen mit Durchmessern ab 7,5 cm (3 Zoll) können thermische Konvektionen bereits bei Temperaturgradienten, die kleiner als der mittlere geothermische Gradient ( $\approx 0,03$  K/m) sind, einsetzen (Abb. 6.1).

Die Abbildungen 6.3 und 6.4 dienen der Ableitung des kritischen Temperaturgradienten für thermische Konvektion in Bohrungen und Grundwassermessstellen für verschiedene Durchmesser der Wassersäule. Auch hier wurde unter Verwendung der beiden kritischen Rayleighzahlen 121 und 167 als Extremwerte eine Übergangszone eingetragen, die den Übergang zur freien Konvektion in Abhängigkeit der thermischen Eigenschaften der Formation markiert. Abbildung 6.3 zeigt die Abhängigkeit von der Wassertemperatur bei einem konstanten Druck von 1 bar (10 m Wassersäule). Abbildung 6.4 zeigt die Abhängigkeit vom hydrostatischen Druck bei konstanter Wassertemperatur (10°C).

Die Grafiken verdeutlichen einmal mehr anschaulich, dass Wassersäulen mit einem Durchmesser größer 10 cm (4 Zoll) nahezu immer thermisch instabil sind. Stabilisierend kann z.B. ein ausgleichender Salinitätsgradient wirken. Eine Änderung der Wassertemperatur hat dabei einen größeren Einfluss auf die Stabilität der Wassersäule als eine Änderung des hydraulischen Drucks (Abb. 6.3 und 6.4).

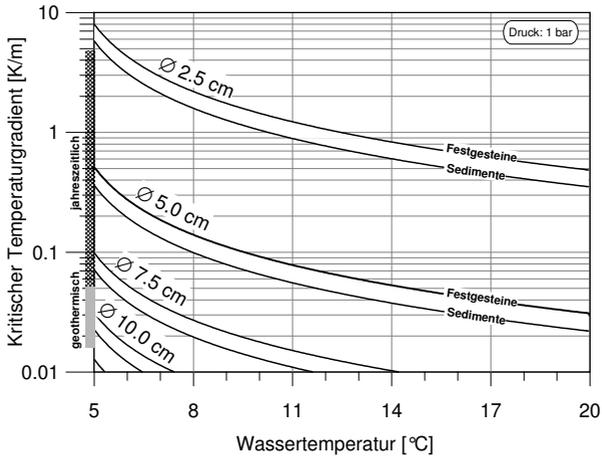


Abb. 6.3: Kritischer Temperaturgradient in einer Wassersäule in Abhängigkeit der Wassertemperatur, des Durchmessers und der Wärmeleitfähigkeit der Formation

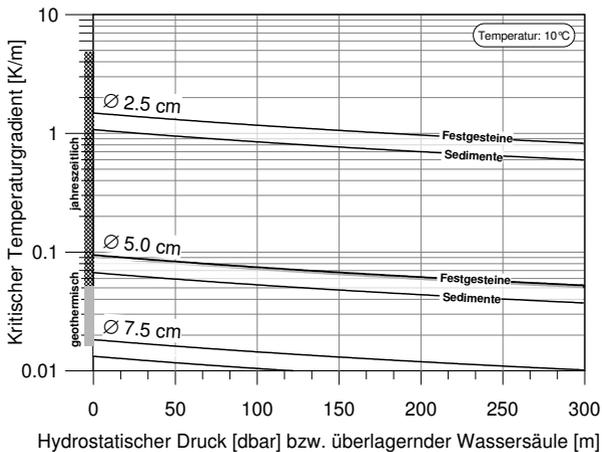


Abb. 6.4: Kritischer Temperaturgradient in einer Wassersäule in Abhängigkeit des hydrostatischen Drucks, des Durchmessers und der Wärmeleitfähigkeit der Formation

## 6.3 Synthetisches Konvektionslog

### 6.3.1 Konzept

Ein wesentliches Ziel dieser Arbeit bestand in der Untersuchung freier Konvektion in realen Grundwassermessstellen und Bohrungen und der Entwicklung einer Methodik zum Nachweis dieser Strömungen mittels geophysikalischer Bohrlochmessungen.

Die eben beschriebenen analytischen Abschätzungen und die im Rahmen der Arbeit durchgeführten numerischen Modellierungen und experimentellen Untersuchungen implizieren, dass viele Grundwassermessstellen und wassergefüllte Bohrungen von freier Konvektion beeinflusst sind. Eine gesicherte Aussage zu den Strömungsverhältnissen in der Wassersäule kann jedoch nur ein In-situ-Nachweis und damit eine Auswertung auf Basis von Bohrlochmessungen bieten.

Ziel war es, nicht nur die zuvor betrachtete thermische Konvektion, sondern alle fünf dichtegetriebenen konvektiven Transportprozesse, die in Grundwassermessstellen und Bohrungen auftreten können, zu detektieren. Einen ersten Schritt in Richtung einer In-situ-Detektion und Quantifizierung von dichtegetriebenen Transportprozessen stellt der Nachweis einer Dichteinstabilität innerhalb der Wassersäule dar.

Die Wasserdichte selbst wird selten direkt mit geophysikalischen Bohrlochmessverfahren ermittelt. Jedoch sind die sie bestimmenden Parameter Temperatur, Stoffkonzentration (Salinität) und Druck bzw. äquivalente Größen mit Bohrlochmessverfahren relativ einfach und genau zugänglich. Die Ermittlung von Temperatur und Wasserleitfähigkeit mit geophysikalischen Bohrlochmessungen ist ein vielfach eingesetztes Verfahren und Stand der Technik. Der Druck kann, falls nicht direkt gemessen, über die Höhe der Wassersäule über dem Messpunkt abgeschätzt werden. Aus diesen Größen lässt sich ein Synthetisches Wasserdichtelog berechnen.

Das Synthetische Wasserdichtelog bildete die Grundlage für die Idee, ein synthetisches Log zu entwickeln, das den Nachweis und die Charakterisierung freier Vertikalströmungen, sowie die Abschätzung der verfälschenden Wirkungen dieser Strömungen auf die Probenahme ermöglicht (Berthold und Börner, 2006, 2008a). Dieses im Rahmen der Forschungsarbeit entwickelte bohrlochgeophysikalische Auswertungsverfahren erhielt den Namen Synthetisches Konvektionslog (SYNCO-Log).

Das auf einer hochaufgelösten Temperatur-, Salinitäts- und gegebenenfalls Druck- und Kalibermessung beruhende Auswertungsverfahren liefert sogenannte synthetische, d.h. berechnete Logs, mit deren Hilfe die in der Messstelle ablaufenden Prozesse identifiziert, differenziert und damit letztlich hinsichtlich ihrer proben- und messwertverfälschenden Wirkung eingeschätzt werden können.

Das bohrlochgeophysikalische Auswertungsverfahren besteht aus einem wirkungsorientierten und einem ursachenorientierten Teil. Die Auswertung erfolgt in den zwei Teilen unabhängig voneinander und unter verschiedenen Sichtweisen auf das Phänomen der freien Konvektion und dessen Detektion mit Hilfe der Bohrlochmessung (Abb. 6.5).

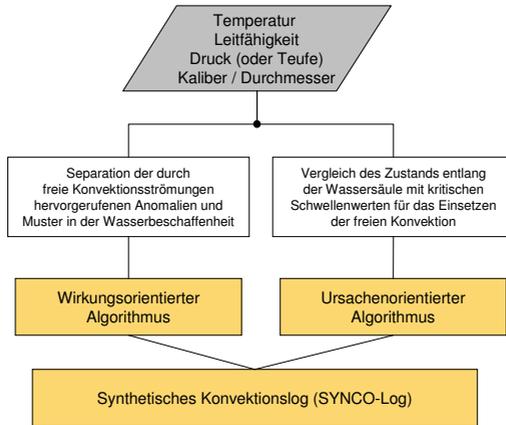


Abb. 6.5: Schematische Darstellung der beiden unabhängigen Auswertungsverfahren zur Erstellung des Synthetischen Konvektionslogs (SYNCO-Log)

Die wirkungsorientierte Auswertung zielt auf die Erkennung von durch freie Konvektionsströmungen bewirkten Anomalien und Mustern in der Wasserbeschaffenheit. Dazu zählen z.B. Schichtungs- und Stufenstrukturen oder durch Konvektionszellen verursachte Dichteoszillationen. Diese Anomalien und Muster werden qualitativ ausgewertet, um gegebenenfalls vorhandene verfälschende Effekte, wie Mischung, Stoffverfrachtung oder Aureolenbildung abschätzen zu können.

Die ursachenorientierte Auswertung zielt auf den Nachweis des Vorhandenseins der ursächlichen Bedingungen für das Einsetzen freier Konvektion. Der Vergleich des tatsächlichen Zustands mit kritischen Schwellenwerten liefert die Prozesse der freien Konvektion, die in den untersuchten Teufenintervallen unter den angetroffenen Bedingungen ablaufen können.

Nachfolgend werden die für die Auswertung benötigten Parameter und die beiden Algorithmen der entwickelten Auswertungsmethode näher vorgestellt.

### 6.3.2 Basisparameter

Zur Anwendung der Auswertungsmethode wurde im Rahmen der Arbeit ein Computercode entwickelt, der aus den Messwerten der geophysikalischen Bohrlochmessungen die für die Auswertung benötigten Parameter berechnet. Eingangsgrößen für beide Algorithmen sind simultane geophysikalische Bohrlochmessungen der Temperatur und Wasserleitfähigkeit mit hoher Auflösung bezüglich Messwert und Teufe, sowie der hydraulische Druck und der Durchmesser der Wassersäule. Der hydraulische Druck wird entweder direkt gemessen oder aber von dem Computercode aus der Höhe der Wassersäule ermittelt. Der Durchmesser wird im Algorithmus teufenbezogen aus einem Kaliberlog bzw. dem Innendurchmesser des Ausbaus bestimmt. Abbildung 6.6 zeigt eine Übersicht über die Beziehungen zwischen

den gemessenen physikalischen Parametern und den daraus berechneten Größen. Die Eingangsgrößen sind dabei grau hinterlegt.

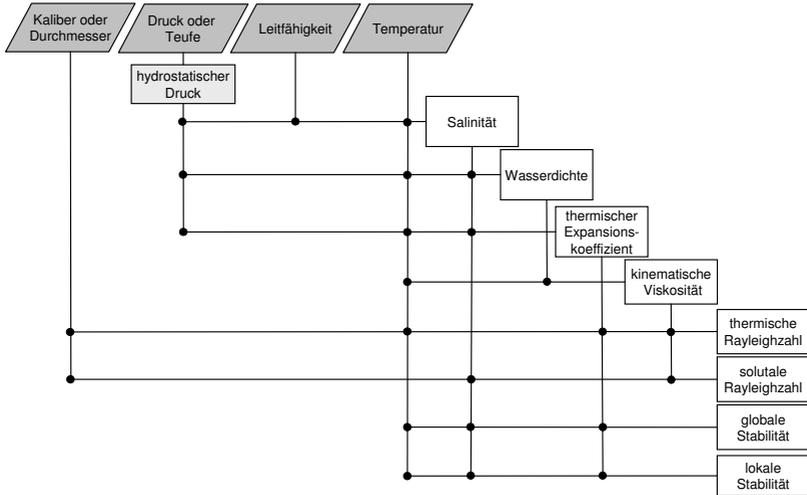


Abb. 6.6: Gemessene physikalische Parameter (grau hinterlegt) und daraus berechnete Größen – schwarze Punkte symbolisieren eine Verknüpfung der Größen

Die Berechnung der für die Auswertung benötigten Parameter, wie sie im Computercode erfolgt, wird im Folgenden beschrieben. In Abhängigkeit vom Algorithmus werden mittels Computercode die weiteren methodenspezifischen Auswertungsschritte ausgeführt, die in den darauf folgenden Abschnitten ausführlich beschrieben werden.

## Wasserdichte

Der Berechnung der Wasserdichte liegen die vereinfachenden Annahmen zugrunde, dass hauptsächlich Natriumchlorid für die Wasserleitfähigkeit verantwortlich ist und dass eventuell gelöste Gase die Dichte nicht beeinflussen. Falls in großen Mengen andere Ionen oder dichtebeeinflussende gelöste Stoffe (Gase) vorhanden sind, müssen zusätzliche Korrekturterme eingeführt werden.

Zur Berechnung der Wasserdichte wird zunächst die **Salinität**  $S$ , d. h. die Masse der gelösten Stoffe (TDS) pro Masse Wasser, anhand der „Practical Salinity Scale 1978“ (Perkin und Lewis, 1980) nach folgender Vorschrift berechnet:

$$S = \sum_{j=0}^5 a_j R_T^{j/2} + \frac{(T - 15)}{1 + k(T - 15)} \sum_{j=0}^5 b_j R_T^{j/2} \quad (6.1)$$

$$\begin{array}{lll}
a_0 = & 0,0080 & b_0 = & 0,0005 & k = & 0,0162 \\
a_1 = & -0,1692 & b_1 = & -0,0056 & & \\
a_2 = & 25,3851 & b_2 = & -0,0066 & & \\
a_3 = & 14,0941 & b_3 = & -0,0375 & & \\
a_4 = & -7,0261 & b_4 = & 0,0636 & & \\
a_5 = & 2,7081 & b_5 = & -0,0144 & & 
\end{array}$$

Die Abhängigkeit der Salinität  $S$  vom Druck  $p$  (in Dezibar) und der Temperatur  $T$  ist im Parameter  $R_T$  zusammengefasst:

$$R_T = \frac{R}{R_p \cdot r_T}. \quad (6.2)$$

Über den Parameter  $R$  wird die gemessene spezifische Leitfähigkeit  $\sigma(S, T, p)$  auf den Standardwert für Meerwasser  $\sigma(35, 15, 0) = 42,914$  mS/cm bezogen. Dies ist nötig, da es sich um eine angepasste Größengleichung aus der Ozeanographie handelt:

$$R = \frac{\sigma(S, T, p)}{\sigma(35, 15, 0)}. \quad (6.3)$$

Der Korrekturterm für die Druckabhängigkeit in Glg. 6.2 berechnet sich aus

$$R_p = 1 + \frac{p(A_1 + A_2 p + A_3 p^2)}{1 + B_1 T + B_2 T^2 + B_3 R + B_4 R T} \quad (6.4)$$

mit den Parametern

$$\begin{array}{ll}
A_1 = & 2,070 \cdot 10^{-5} & B_1 = & 3,426 \cdot 10^{-2} \\
A_2 = & -6,370 \cdot 10^{-10} & B_2 = & 4,464 \cdot 10^{-4} \\
A_3 = & 3,989 \cdot 10^{-15} & B_3 = & 4,215 \cdot 10^{-1} \\
& & B_4 = & -3,107 \cdot 10^{-3}
\end{array}$$

und der Korrekturterm für die Temperaturabhängigkeit in Glg. 6.2 aus

$$r_T = c_0 + c_1 T + c_2 T^2 + c_3 T^3 + c_4 T^4 \quad (6.5)$$

mit den Parametern

$$\begin{array}{l}
c_0 = & 6,766097 \cdot 10^{-1} \\
c_1 = & 2,00564 \cdot 10^{-2} \\
c_2 = & 1,104259 \cdot 10^{-4} \\
c_3 = & -6,9698 \cdot 10^{-7} \\
c_4 = & 1,0031 \cdot 10^{-9}
\end{array}$$

Die Definition der Salinität  $S$ , die in der Ozeanographie verwendet wird, unterscheidet sich von der Salinitätsdefinition in der Limnologie  $S_L$ . Beide können nach folgender Formel ineinander umgerechnet werden:

$$S_L = 1,00488 S. \quad (6.6)$$

Die **Wasserdichte**  $\rho_w$  wird anschließend aus der Salinität der Limnologie  $S_L$  (in g/l) über die folgende Formel von Chen und Millero (1986) berechnet, die streng genommen nur bei einer Konzentration von 0 bis 0,6 g/l, einer Temperatur von 0 bis 30°C und einem Druck von 0 bis 180 bar Gültigkeit besitzt.

$$\rho_w = \rho_p \left(1 - \frac{p}{K}\right)^{-1} \quad (6.7)$$

Die Wasserdichte  $\rho_p$  (in g/cm<sup>3</sup>) unter Vernachlässigung des Drucks ergibt sich dabei aus

$$\begin{aligned} \rho_p = & 0,9998395 + 6,7914 \cdot 10^{-5} \cdot T - 9,0894 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 + 1,0171 \cdot 10^{-7} \cdot T^3 \\ & - 1,2846 \cdot 10^{-9} \cdot T^4 + 1,1592 \cdot 10^{-11} \cdot T^5 - 5,0125 \cdot 10^{-14} \cdot T^6 \\ & + (8,181 \cdot 10^{-4} - 3,85 \cdot 10^{-6} \cdot T + 4,96 \cdot 10^{-8} \cdot T^2) \cdot S_L \end{aligned} \quad (6.8)$$

und der druckabhängige Term  $K$  ergibt sich aus ( $p$  in bar)

$$\begin{aligned} K = & 19652,17 + 148,113 \cdot T - 2,293 \cdot T^2 + 1,256 \cdot 10^{-2} \cdot T^3 - 4,18 \cdot 10^{-5} \cdot T^4 \\ & + (3,2726 - 2,147 \cdot 10^{-4} \cdot T + 1,128 \cdot 10^{-4} \cdot T^2) \cdot p \\ & + (53,238 - 0,313 \cdot T + 5,728 \cdot 10^{-3} \cdot p) \cdot S_L. \end{aligned} \quad (6.9)$$

## Druck

Für bohrlochgeophysikalische Sonden, die keinen Drucksensor besitzen, wird auf Basis des hydrostatischen Drucks  $p$  ein theoretischer Druckvektor aus der Teufe relativ zum Wasserspiegel ( $h_{\text{Messpunkt}} - h_{\text{GWS}_p}$ ) errechnet:

$$p = \rho g (h_{\text{Messpunkt}} - h_{\text{GWS}_p}). \quad (6.10)$$

## Rayleighzahlen, globale und lokale Stabilität

Die Rayleighzahlen  $Ra_t$  und  $Ra_s$  werden über Glg. 3.17 und Glg. 3.26 berechnet. Die charakteristische Länge  $l$  ist dabei der Radius der Wassersäule, der teufenbezogen aus einem Kaliberlog oder dem Innendurchmesser des Ausbaus ermittelt wird.

Die globale Stabilität  $N^2$  wird über Glg. 3.9 und die lokale Stabilität  $R_p$  über Glg. 3.11 berechnet.

Alle vier Gleichungen benötigen die Temperatur, die Leitfähigkeit und den Druck als Eingangsgrößen, da der thermische Expansionskoeffizient, die kinematische Viskosität und die Wasserdichte abhängige Variablen dieser drei Größen sind. Die kinematische Viskosität

$\nu$  wird über die dynamische Viskosität  $\eta$  nach der Gleichung

$$\nu = \frac{\eta}{\rho} = \frac{1.78 \cdot 10^{-3}}{(1 + 0.0337 T + 0.000221 T^2) \rho} \quad (6.11)$$

berechnet. Der thermische Expansionskoeffizient  $\alpha$  wird anhand der „Equation of State for Freshwater“ (Chen und Millero, 1986) berechnet. Für den halinen Kontraktionskoeffizienten  $\beta$  wird der Wert  $7,6 \cdot 10^{-4} \text{ l/g}$  verwendet und der molekulare Diffusionskoeffizient  $D_S$  für Salz wird mit  $10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$  angesetzt.

### Temperaturkorrektur der Leitfähigkeit

Während der Bohrlochmessung wird die elektrische Leitfähigkeit der Wassersäule ohne jegliche Korrektur aufgezeichnet. Diese unkorrigierten Leitfähigkeitswerte gehen auch in die zuvor beschriebenen Berechnungen ein.

Bei der Darstellung von Leitfähigkeitslogs wird im Allgemeinen eine Temperaturkorrektur der Leitfähigkeit vorgenommen, um die Ergebnisse aus verschiedenen Teufen und von verschiedenen Messlokationen miteinander vergleichbar zu machen. Dazu wird die bei der Temperatur  $T_m$  gemessene spezifische Leitfähigkeit  $\sigma_m$  auf die Leitfähigkeit  $\sigma_r$  bei einer Referenztemperatur  $T_r$  korrigiert.

Für die in der Arbeit gezeigten Darstellungen wurde folgende Formel mit dem temperaturabhängigen Korrekturfaktor  $c$  in Anlehnung an Hayashi (2004) verwendet (Vorzeichen vor dem Faktor  $c$  von „-“ auf „+“ korrigiert):

$$\sigma_r = \frac{\sigma_m}{1 + c(T_m - T_r)} \quad \text{mit} \quad c = \frac{0,0187}{1 + 0,0187(T_r - 25)} \quad (6.12)$$

Als Referenztemperatur wurden im Rahmen der Arbeit  $10^\circ\text{C}$  angesetzt, da dies der mittleren Grundwassertemperatur in Deutschland entspricht.

### 6.3.3 Ursachenorientierter Ansatz

Die ursachenorientierte Interpretation stützt sich auf die Tatsache, dass die dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesse wie thermische Konvektion, solutale Konvektion, thermosolutale Konvektion, Salzfingerbildung und Diffuse Konvektion bei unterschiedlichen Temperatur- und Salinitätsgradienten auftreten und somit voneinander abgegrenzt werden können. Abbildung 6.7 liefert einen Überblick zu möglichen Kombinationen von Temperatur- und Salinitätsgradienten und den ggf. daraus resultierenden freien Konvektionsprozessen.

Mit dem Verfahren wird die Wassersäule zunächst auf das Vorliegen von einer Dichtestabilität geprüft, was der notwendigen Bedingung zum Auftreten eines dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesses entspricht. Dazu werden aus den geophysikalischen Bohrlochlogs von Temperatur und Wasserleitfähigkeit abschnittsweise die Temperatur-

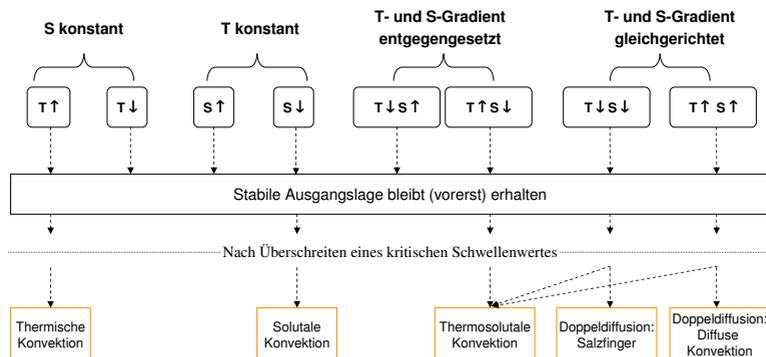


Abb. 6.7: Notwendige Bedingungen für die dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesse bzgl. Temperatur (T) und Salzkonzentration (S) – Pfeile zeigen Zu- (↑) bzw. Abnahme (↓) mit der Teufe an

und Salinitätsgradienten berechnet (Abb. 6.8). Vor der Berechnung der Gradienten wird ein Tiefpassfilter angewendet, um sensorbedingtes Rauschen und die im wirkungsorientierten Auswertungsalgorithmus gesuchten, dem globalen Gradienten überlagerten, kleinen Schwankungen in den Wasserbeschaffheitsparametern zu entfernen. Aus den berechneten Temperatur- und Salinitätsgradienten ( $\text{GradT}$  und  $\text{GradS}$ ) lassen sich eindeutig stabile Bereiche abgrenzen. Eine stabile Wassersäule liegt dann vor, wenn beide Gradienten Null sind ( $\text{GradT} = \text{GradS} = 0$ ), nur eine mit der Teufe abnehmende Temperatur ( $\text{GradS} = 0, \text{GradT} \leq 0$ ), nur eine mit der Teufe zunehmende Salinität ( $\text{GradT} = 0, \text{GradS} \geq 0$ ) oder aber gleichzeitig eine mit der Teufe abnehmende Temperatur und zunehmende Salinität ( $\text{GradT} \leq 0, \text{GradS} \geq 0$ ) vorhanden sind (Abb. 6.8).

Instabilität allein reicht jedoch nicht aus, um eine dichtegetriebene Strömung zu verursachen, da die Wassersäule ein bestimmtes Maß an Instabilität absorbieren kann, ohne ihren ursprünglichen Zustand zu verlassen. Die hinreichende Bedingung für das Einsetzen eines dichtegetriebenen Transportprozesses ist damit das Vorhandensein einer Instabilität die den kritischen Schwellenwert überschreitet.

Die Berechnung des Ausmaßes der Instabilität und der Vergleich mit den kritischen Schwellenwerten, bei deren Überschreitung der jeweilige Transportprozess einsetzt, ist das zentrale Element des ursachenorientierten Teils des Auswertungsalgorithmus. Die hierfür benötigten Parameter werden ebenfalls aus den tiefpassgefilterten geophysikalischen Bohrlochlogs von Temperatur und Wasserleitfähigkeit gewonnen (Abb. 6.8). Zusätzliche teufenbezogene Eingangsgrößen sind der hydrostatische Druck (ggf. berechnet aus Teufe und Wasserspiegellage) und der Durchmesser der Wassersäule (wenn möglich aus einem Kaliberlog). Gemäß den in Abschnitt 6.3.2 beschriebenen Gleichungen erfolgt damit die Berechnung der für die Auswertung benötigten kritischen Schwellenwerte.

Wie in den theoretischen Grundlagen in Abschnitt 3.3 beschrieben, entspricht bei der thermischen, solutalen und thermosolutalen Konvektion der kritische Schwellenwert der entsprechenden kritischen Rayleighzahl.



Für thermische Konvektion kann die kritische Rayleighzahl über die Glg. 3.20 von Gershuni und Zhukhovitskii (1976) bestimmt werden, die auf der Wärmeleitfähigkeit der Wassersäule und des umgebenden Gesteins basiert.

Zwecks einer schnellen Abschätzung der Instabilität der Wassersäule in einer Grundwassermessstelle oder Bohrung wurde eine typische Wärmeleitfähigkeit von 2,1 W/Km für gesättigtes Gestein und die typische Wärmeleitfähigkeit von 0,6 W/Km für Wasser in die Gleichung eingesetzt. Man erhält damit für die erste kritische Mode (diametral antisymmetrisch, s. Kap. 3.3.2) eine mittlere kritische thermische Rayleighzahl  $Ra_{t,krit} = 147,5$ .

Eine höhere Aussagesicherheit ist möglich, wenn die tatsächliche Wärmeleitfähigkeit des Gesteins (s. Tab. 6.1) bekannt ist. Gegebenenfalls kann auch die Wärmeleitfähigkeit des Ausbaus mit einbezogen werden. Die kritische thermische Rayleighzahl wird sich jedoch im Allgemeinen nur innerhalb der Grenzwerte für eine vollkommen isolierende ( $Ra_{t,krit} = 67$ ) und eine vollkommen thermisch leitende Umgebung der Wassersäule ( $Ra_{t,krit} = 215$ ) bewegen (Abschnitt 6.2). Dies trifft auch für Bohrspülungen zu, die dem Wasser ähnliche Wärmeleitfähigkeiten aufweisen. Die Richtlinie VDI 4640 (VDI, 2000) gibt bei 10°C z.B. für reine Bentonit/Wasser-Suspensionen Werte unter 0,7 W/Km und für Bentonit/Wasser-Suspensionen mit Quarzsand oder Quarzmehl Werte etwas über 0,8 W/Km an.

Für solutale Konvektion beträgt die kritische Rayleighzahl für eine dünne Schicht  $Ra_{s,krit} = \pi^4 \approx 97,4$  (Glg. 3.29). Gershuni und Zhukhovitskii (1976) gehen davon aus, dass diese Zahl auch für einen allgemeineren Fall gilt. Somit wird im vorliegenden Fall der kritische Wert  $Ra_{s,krit} = 97,4$  für die Wassersäule einer Grundwassermessstelle verwendet. Das Fehlen eines exakten kritischen Schwellenwertes ist wenig relevant für die Interpretation der Messungen, da die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer rein solutalen Konvektion in einer Grundwassermessstelle (d.h. mit der Teufe variierender Salzgehalt bei konstanter Temperatur) gering ist.

Die kritischen Schwellenwerte für dichtegetriebene Strömungen, die gleichzeitig durch Temperatur- und Salinitätsgradienten hervorgerufen werden, basieren auf der lokalen und globalen Stabilität (siehe Abschnitt 3.2).

Für thermosolutale Konvektion wird der kritische Schwellenwert  $N^2 < 0$  und die kritische thermosolutale Rayleighzahl  $Ra_{ts,krit} = Ra_{t,krit}$  als Kriterium genutzt.

Für die Salzfingerbildung wird der kritische Schwellenwert (wie in Abschnitt 3.3.5 beschrieben) mit  $1 < R_\rho < 2$  angesetzt. Die hinreichende Bedingung für das Auftreten von Diffuser Konvektion wird nach Abschnitt 3.3.6 als  $1 < R_\rho < 10$  angenommen. Eine andere Möglichkeit bietet die Anwendung der Gleichungen 3.31 und 3.32 für die Salzfingerbildung bzw. Gleichung 3.33 für die Diffuse Konvektion.

Mit Hilfe dieser Schwellenwerte kann jeder Abschnitt einer Wassersäule bezüglich Stabilität oder Instabilität eingeschätzt werden (Abb. 6.8). Mit Hilfe des ursachenorientierten Auswertungsalgorithmus ist es nicht nur möglich, die Wassersäule in stabile und instabile Abschnitte zu unterteilen, es kann auch die bevorzugte Art des dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesses ermittelt werden (Abb. 6.8).

### 6.3.4 Wirkungsorientierter Ansatz

Die wirkungsorientierte Interpretation basiert darauf, dass Phänomene wie Konvektionszellen (durch thermische, solutale oder thermosolutale Konvektion) und thermohaline Schichtungen/Treppenstufen (durch Salzfinger oder Diffuse Konvektion) direkt in den Logs der Temperatur und Wasserbeschaffenheit zu beobachten sind.

Das Schichtungsphänomen der Doppeldiffusion kann direkt aus Wasserbeschaffenheitslogs abgelesen werden (s. Abb. 3.8 und Kap. 7.2.4). Es zeigt sich anhand charakteristischer Stufenstrukturen in Temperatur- und Leitfähigkeitslogs, die durch den Wechsel von konvektiv gut durchmischten Schichten mit dazwischenliegenden diffusiven Übergangsschichten entstehen. Die Schichten mit konvektivem Transport sind dabei durch relativ konstante Werte und die Schichten mit diffusivem Transport durch sprunghafte Änderungen in den Werten charakterisiert. Zwei im Rahmen dieser Arbeit gemessene, sehr ausgeprägte Beispiele sind in Abb. 6.9 dokumentiert.

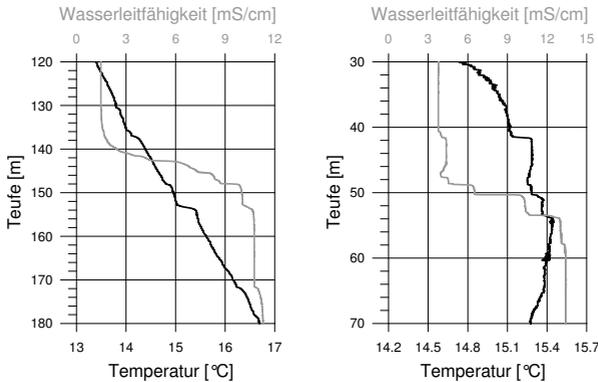


Abb. 6.9: Schichtungsphänomen der Doppeldiffusion – charakteristische Stufenstrukturen in Temperatur- und Leitfähigkeitslogs zweier Messstellen

Das zweite Phänomen sind die durch thermische, solutale oder thermosolutale Konvektion hervorgerufenen Konvektionszellen. Sie verursachen kleine Schwankungen im ansonsten glatten Gradienten von Wasserbeschaffenheitsparametern, wie deutlich anhand der Ergebnisse der numerischen Modellierung gezeigt wurde (Abb. 4.8).

Es wurde daher vermutet, dass das Vorhandensein von Konvektionszellen in hochaufgelösten Temperatur- und Leitfähigkeitslogs nachweisbar ist. Aufgrund der geringen Amplitude ist der Effekt der Konvektionszellen auf den vorherrschenden Gradienten der Temperatur- oder Wasserleitfähigkeit in den primären Parametern jedoch z.T. schwer zu identifizieren bzw. wird andernfalls vielfach als Rauschen angesehen und ignoriert. Daher wurde ein Algorithmus entwickelt, mit dem die Schwankungen/Oszillation unabhängig vom globalen Trend oder Gradienten visualisiert werden können.

Da beide Wasserbeschaffenheitsparameter (Temperatur und Wasserleitfähigkeit) die Dichte beeinflussen, muss bei der Detektion der kombinierte Effekt, d.h. das Dichteprofil der

Wassersäule, betrachtet werden. Folglich wird im wirkungsorientierten Algorithmus zunächst ein synthetisches Wasserdichtelog aus Temperatur, Wasserleitfähigkeit und hydraulischem Druck über die Gleichung von Chen und Millero (Equation of State for Freshwater, 1986) errechnet (Abb. 6.10). Die entsprechende Gleichung ist in Abschnitt 6.3.2 wiedergegeben. Das Wasserdichtelog dient dann als Basis zur Separation der gesuchten Oszillationen, die dem globalen Trend des Dichtegradients überlagert sind.

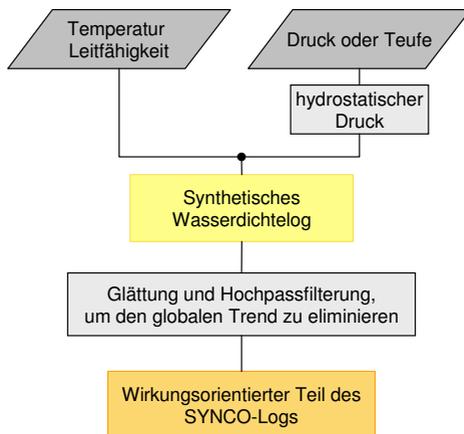


Abb. 6.10: Ablaufplan für den wirkungsorientierten Auswertungsalgorithmus

Die Separation der Oszillationen erfolgt durch Differenzbildung eines Bohrlochlogs mit einem modifizierten Bohrlochlog. Diese Vorgehensweise gründet sich auf der Idee, die im Abschnitt der Numerischen Modellierung (Abschnitt 4.4) vorgestellt und als brauchbar eingeschätzt wurde.

In dem entwickelten Computercode wird diese vereinfachte Form der Separation der Oszillationen durch eine Hochpassfilterung ersetzt (Abb. 6.10), die nur die gesuchten hochfrequenten Oszillationen passieren lässt. Das Synthetische Wasserdichtelog muss zuvor geringfügig geglättet werden, wobei die Auflösung der verwendeten Sensoren berücksichtigt wird. Die Hochpassfilterung der geglätteten Primärkurve liefert dann den wirkungsorientierten Teil des Synthetischen Konvektionslogs.

Starke Oszillationen im wirkungsorientierten Teil des Synthetischen Konvektionslogs deuten, wie anhand der numerischen Modellierungsergebnisse gezeigt (Abb. 4.8), auf die Anwesenheit von Konvektionszellen hin. Schwache Oszillationen in der Größenordnung des Rauschens deuten dagegen auf das Fehlen von Konvektionszellen hin. Somit kann die Wassersäule in Bereiche mit und ohne eine detektierbare freie vertikale Konvektionsströmung unterteilt werden. Die Wellenlänge einer Oszillation erlaubt zudem Aussagen zur Höhe der verursachenden Konvektionszellen.

## 6.4 Komplexe Auswertung

### 6.4.1 Kombination des ursachen- und wirkungsorientierten Ansatzes

Durch die unterschiedlichen Ansätze beider Algorithmen können die Ursachen (treibende Kräfte), ebenso wie die Wirkungen (Konvektionszellen, thermosolutale Schichtungen) dichtegetriebener Konvektion aus denselben geophysikalischen Bohrlochmessungen abgeleitet werden. Die Ergebnisse beider Algorithmen stimmen gut miteinander überein, wie das Messbeispiel in Abb. 6.11 verdeutlicht. Zeigt die ursachenorientierte Auswertung hinreichende Bedingungen für das Auftreten einer dichtegetriebenen (umwälzenden) Strömung an, sind in der wirkungsorientierten Auswertung im Allgemeinen auch deutliche Anzeichen für Konvektionszellen zu erkennen. Im umgekehrten Fall werden bei Abwesenheit der hinreichenden Bedingungen auch keine Konvektionszellen detektiert.

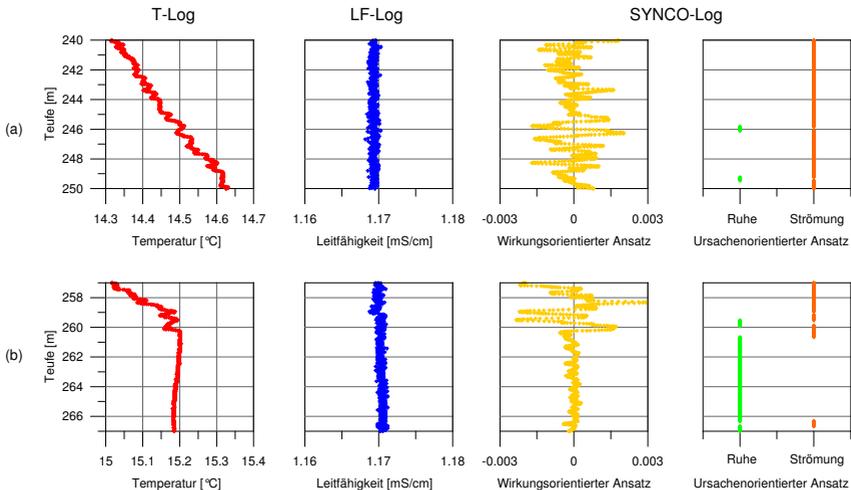


Abb. 6.11: Beispiel zum Vergleich der Ergebnisse des wirkungs- und ursachenorientierten Algorithmus mit Temperatur- und Leitfähigkeitslogs von zwei Abschnitten einer Bohrung: (a) dichtegetriebene vertikale Strömung, (b) Übergang zum Bereich ohne dichtegetriebene Strömung

Die Wassersäule kann mit Hilfe der neuen Auswertungsmethode in Bereiche mit und ohne eine detektierbare freie vertikale Konvektionsströmung unterteilt werden. Der wirkungsorientierte Algorithmus erlaubt daneben Aussagen über die Dimension der Konvektionszellen, während mit dem ursachenorientierten Algorithmus auch die Art des dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesses ermittelt werden kann. Das Schichtungsphänomen der Doppeldiffusion kann im Allgemeinen direkt aus hochaufgelösten Logs abgelesen werden.

Werden die Dichtegradienten und damit die hervorgerufenen Oszillationen extrem klein, erreicht der wirkungsorientierte Algorithmus seine Grenzen. Die Unterscheidung zwischen tatsächlichen Oszillationen und messtechnisch bedingtem Rauschen ist dann problematisch. In diesem Fall ist eine präzise Filterung der Rauschfrequenzen erforderlich. Es wird daher empfohlen, jeweils beide Algorithmen des Synthetischen Konvektionslogs parallel anzuwenden und die Ergebnisse gegenüber zu stellen. Die kombinierte Auswertung verbessert entscheidend die Verlässlichkeit der Interpretation.

## 6.4.2 Störeffekte

Beide Algorithmen stützen sich auf die Annahme, dass eine dichtegetriebene vertikale Strömung in der Wassersäule anhand der Parameter: Temperatur, Wasserleitfähigkeit, Druck und Durchmesser durch das Berechnen synthetischer Logs, Stabilitätsparameter und den Vergleich mit kritischen Schwellenwerten in-situ detektiert und identifiziert werden kann. Grundlage dafür sind Anomalien in den Wasserbeschaffenheitsparametern Temperatur und Leitfähigkeit.

Indikationen in Temperaturlogs können aber auch durch verschiedene weitere Prozesse verursacht werden, die die im Dezimeter- bis Meterbereich gesuchten Kurvenmuster überlagern und deren Erkennung bzw. Auswertung erschweren:

1. Spuren von temporären Schwankungen der Erdoberflächentemperatur, wie z.B. Paläoklima,
2. Störung des Temperaturfeldes durch Ausgleichsvorgänge nach der Bohrung oder Zementage oder
3. Heterogenitäten in den thermischen Eigenschaften der Gesteine oder der Ringraumfüllung.

Die hier untersuchten Anomalien in den Temperaturkurven können leicht von den Spuren der temporären Schwankungen der Erdoberflächentemperatur unterschieden werden, da diese eine größere Wellenlänge besitzen. Historische klimatische Veränderungen reichen bis in eine Tiefe von einigen hundert Metern (Clauser und Mareschal, 1995). Langanhaltende klimatische Veränderungen (z.B. durch die Eiszeiten) beeinflussen das Temperaturprofil bis in die Tiefen von einigen Kilometern.

Störungs- oder Ausgleichseffekte im Temperaturfeld nach Bohrungs- oder Zementagearbeiten können ausgeschlossen werden, da die zur Auswertung herangezogenen Messungen nur in Wassersäulen durchgeführt werden sollten, die sich im thermischen Gleichgewicht mit dem umgebenden Gestein befinden.

Temperaturanomalien aufgrund heterogener Lithologie lassen sich durch Wiederholungsmessungen von denen freier Konvektionsströmungen abgrenzen. Lithologisch bedingte Temperaturanomalien treten in konstanter Teufe auf. Anomalien aufgrund freier Konvektion verändern ihre Lage mit der Zeit, da die sie verursachenden Konvektionszellen in der Wassersäule nicht ortsfest sind. Eine Ausnahme bilden nur die zumeist zeitlich sehr

stabilen Schichtungen durch Doppeldiffusion (s. Abschnitt 7.2.4), die jedoch anhand ihrer charakteristischen Merkmale eindeutig zu identifizieren sind.

Das zeitabhängige Verhalten von Signaturen freier Konvektionsströmungen konnte in zahlreichen Messungen beobachtet werden. Ein Beispiel zeigt die Abbildung 6.12.

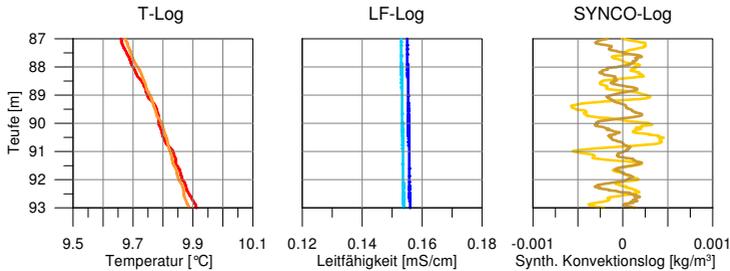


Abb. 6.12: Temperatur- und Wasserleitfähigkeitslogs gemessen im Abstand von einem Monat, sowie daraus berechnetes Synthetisches Konvektionslog, das die Zeitabhängigkeit der Oszillationen in der Wasserdichte aufgrund der freien Konvektionsströmung hervorhebt

Wenn sowohl Temperatur- als auch Wasserleitfähigkeitslogs ähnliche Anomalien zeigen, kann (zumindest in Grundwassermessstellen und verrohrten Bohrungen) wechselnde Lithologie als Ursache ausgeschlossen werden, da eine Heterogenität in der Lithologie und damit ein Unterschied in der Wärmeleitfähigkeit die elektrische Leitfähigkeit des Wassers nicht beeinflusst.

Auch die Logs der Wasserleitfähigkeit können neben den Prozessen der freien und erzwungenen Konvektion durch weitere Effekte beeinflusst werden. Dazu zählen:

1. Adsorption und Desorption an Ausbaumaterialien, sowie
2. chemische und biologische Reaktionen in der Wassersäule.

Effekte der Adsorption oder Desorption werden als zu gering und daher vernachlässigbar für die durchgeführten Messungen eingeschätzt. Für den Fall der chemischen Reaktionen, die zu Fällungsreaktionen führen, sammelt sich das Material als Sediment am tiefsten Punkt der Wassersäule. Änderungen der Wasserleitfähigkeit, die vermutlich auf Sedimentation zurückzuführen sind, wurden oft am Boden von Messstellen oder Bohrlöchern angetroffen, bzw. bei Kamerabefahrungen nachgewiesen. Diese Abschnitte werden von der Interpretation ausgeschlossen.



# 7 Geophysikalische Untersuchungen im Feldmaßstab

## 7.1 Messtechnik

### 7.1.1 Bohrlochmessanlage

Wie im vorangegangenen Kapitel ausführlich diskutiert, ist es zum Nachweis freier Konvektion erforderlich kleinste Schwankungen der Messparameter wie z.B. Temperatur und Wasserleitfähigkeit hochaufgelöst bezüglich der Tiefe zu erfassen. Dies ist nur mit einem System möglich, bei dem eine elektrische Winde eine langsame und konstante Bewegung der Messsonde gewährleistet (Abb. 7.1).



Abb. 7.1: Foto von einem Feldeinsatz (links) und Hauptbestandteile der Bohrlochmessanlage (entnommen aus Fricke und Schön (1999))(rechts)

Einfache Grundwassersonden werden zumeist mit Hilfe einer Handwinde oder nur per Hand in die Messstelle herabgelassen. Sie erfordern häufig eine schnelle Sondenfahrt zur Anströmung der Sensoren und liefern aufgrund der nicht reproduzierbaren Messbedingungen (z.B. Fahrgeschwindigkeit) und einer fehlenden präzisen Teufenzuordnung der Messwerte (Zuweisung nur über hydrostatischen Druck und Wasserstand) keine reproduzierbaren Messergebnisse. Zudem wird häufig nicht mit einer bezüglich der Tiefe regelmäßigen Abtastrate gearbeitet. Derartige Messungen sind daher für die hier gestellten hohen messtechnischen Anforderungen ungeeignet.

Eine Bohrlochmessung mit einer geophysikalischen Messapparatur ermöglicht dagegen die genaue Vorgabe der Fahrtgeschwindigkeit und einer Abtastrate bis in den Millimeterbereich, wodurch die Messwerte hochaufgelöst und tiefenrichtig zugeordnet werden können. Die Messungen sind somit gut reproduzierbar und frei von subjektiven Einflüssen.

Für die im Rahmen der Arbeit durchgeführten Untersuchungen zum Nachweis freier Konvektion im Feldmaßstab wurde ein Bohrlochmesssystem der LogIn GmbH Gommern verwendet. Die Messsonden wurden über eine elektrische Winde mit einer definiert regelbaren Geschwindigkeit (ca.  $\pm 0,1$  m/min) in das Bohrloch bzw. die Grundwassermessstelle eingefahren (Abb. 7.1). Die Datenübertragung erfolgte über das die Sonde tragende Bohrlochmesskabel zum Steuergerät und anschließend auf den Rechner. Das Messprogramm ermöglichte die Anzeige der entstehenden Messkurven in Echtzeit während der Sondenfahrt.

### 7.1.2 Messsonden und Sensoren

Für die hochaufgelöste Messung der Temperatur, der Wasserleitfähigkeit und weiterer Parameter der Wasserbeschaffenheit in den Grundwassermessstellen und Bohrungen kamen zwei Sonden zum Einsatz (Hersteller: LogIn GmbH Gommern):

- die Leitfähigkeits-Temperatur-Sonde LTS-42 und
- die Milieu-Monitoring-Sonde MMS-60.

Beide Sonden besitzen ein durchgehendes Edelstahlgehäuse mit einer Anströmkammer am unteren Ende (Abb. 7.2). In die Anströmkammer sind die Sensoren für Temperatur und Wasserleitfähigkeit bzw. für Temperatur, Wasserleitfähigkeit, pH-Wert, Redoxpotential, Sauerstoff und Druck integriert. Die Kammer ist so konstruiert, dass bei der Abwärtsbewegung der Sonde die Sensoren optimal angeströmt werden. In Tab. 7.1 sind die wesentlichen Merkmale beider Sonden zusammengestellt.



Abb. 7.2: Leitfähigkeits-Temperatur-Sonde (LTS-42) und Milieu-Monitoring-Sonde (MMS-60)

Die meisten Messungen wurden aufgrund der zusätzlich gewinnbaren geochemischen Messparameter mit der Sonde MMS-60 durchgeführt. Die Messwerte der einfachen Leitfähigkeits-Temperatur-Sonde (LTS-42) erwiesen sich jedoch insgesamt als weniger rauschanfällig. Nachfolgend wird kurz auf einige Charakteristika der Sensoren beider Sonden eingegangen.

Tab. 7.1: Wesentliche Merkmale der verwendeten Messsonden

Parameter	LTS-42	MMS-60
Messparameter	Temperatur, Leitfähigkeit	Temperatur, Leitfähigkeit, pH-Wert, Redoxpotential, Sauerstoffgehalt, Druck
Durchmesser	42 mm	60 mm
Länge	1,2 m	1,2 m
Gewicht	5,0 kg	9,2 kg
Max. Druck	300 bar	100 bar
Max. Temperatur	80°C	50°C

Für die **Leitfähigkeits-Temperatur-Sonde LTS-42** ist die Anordnung der Sensoren in Abb. 7.3 dargestellt.

Die Temperatur wird mit einem Thermistor (Halbleiterelement AD590), einem sogenannten Sperrschicht-Temperatursensor, ermittelt. Dieser Sensor besitzt eine lineare Kennlinie mit einem Anstieg von  $1 \mu\text{A}/\text{K}$ . Die Empfindlichkeit ist vergleichsweise hoch und nahezu temperaturunabhängig.

Die Leitfähigkeit der Wasser- bzw. Spülungssäule wird über eine Vier-Elektroden-Anordnung von Ringelektroden gemessen. Die Anströmkammer ist zu diesem Zweck im Inneren elektrisch isoliert.



Abb. 7.3: Detaildarstellung der Sensoranordnung der Sonde LTS-42 (Anströmkammer abgenommen)

Die **Milieu-Monitoring-Sonde MMS-60** ist mit insgesamt sieben Sensoren ausgestattet. Eine Detaildarstellung der Sensoranordnung ist in Abb. 7.4 zu sehen.

Die Temperatur wird mit einem gekapselten Platinsensor ermittelt, dessen Widerstand sich proportional zur Temperatur ändert. Der verwendete PT-1000 Sensor besitzt bei einer Temperatur von  $0^\circ\text{C}$  einen Widerstand von  $1000 \Omega\text{m}$ . Der Temperaturkoeffizient beträgt dabei  $3,85 \cdot 10^{-3} \text{K}^{-1}$ .

Die Leitfähigkeit wird über eine Quarzglas-Leitfähigkeitszelle mit sieben Platin-Ringelektroden gemessen. Die Zelle besteht aus zwei Halbzellen, die mit einer gemeinsamen Mittelelektrode je eine Vierelektrodenanordnung bilden. Die Quarzglas-Zelle besitzt eine Genauigkeit von  $0,002 \text{ mS}/\text{cm}$ . Ihre Zeitkonstante hängt von der Austauschgeschwindigkeit des inneren Zellvolumens ab.

Der pH-Wert wird mit einem elektrochemischen Sensor ermittelt, der aus einem Titankörper und einer, an seinem Ende angebrachten, kugelförmigen pH-sensitiven Glasmembran besteht. Als Messwert gilt die Potentialdifferenz zwischen der Innen- und der Außenseite der Glasmembran, die auf den Wert des Referenzsensors bezogen wird. Der pH-Sensor besitzt eine Zeitkonstante von 3 Sekunden. Seine Genauigkeit liegt bei 0,01 pH-Einheiten und seine Auflösung bei 0,001 pH-Einheiten. Die pH-Werte werden schon im Messprogramm auf eine einheitliche Temperatur korrigiert.

Der elektrochemische Sensor zur Messung des Redoxpotentials bzw. des Eh-Werts besteht aus einem Platindraht in einem Glaskörper. Das von ihm gemessene Potential wird ebenfalls auf den Wert des Referenzsensors bezogen. Die Zeitkonstante des Sensors beträgt 3 Sekunden. Seine Genauigkeit beträgt 1 mV und seine Auflösung 0,1 mV. Bei der Messung werden die Redox-Werte auf eine einheitliche Temperatur korrigiert.

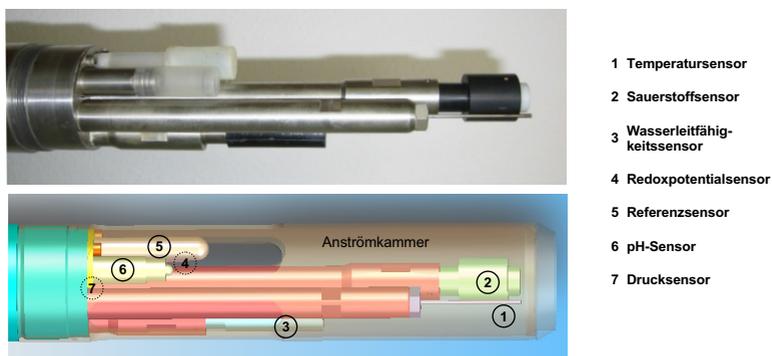


Abb. 7.4: Detaildarstellung der Sensoranordnung der Sonde MMS-60 im Foto und schematisch (Anströmkammer für das Foto abgenommen)

Der Referenzsensor wird für die Messung des pH-Werts und des Redoxpotentials benötigt. Er besteht ebenfalls aus Glas in das eine Silber/Silberchlorid-Zelle in einem festen gesättigten Kaliumchloridgel eingebettet ist.

Der Druck wird mit einem Druckgeber absolut bestimmt. Er besitzt eine Auflösung von 0,001 bar und ein totales Fehlerband von -0,0145 bis 0,0255 bar.

Der Sauerstoffsensor ist ein polarographischer Clark-Sensor der Firma Idronaut. Mit diesem Sensor kann man durch Verwendung einer zusätzlichen Membran selbst in stagnierenden Wasser korrekt messen. Er ermittelt dabei mindestens 97 % des wahren Sauerstoffgehalts (Idronaut, 2002). Die Kombination aus normaler und zusätzlicher Membran besitzt eine Zeitkonstante von 15 Sekunden (von Stickstoff zu Luft). Seine Genauigkeit liegt bei 0,1 mg/l und seine Auflösung bei 0,01 mg/l.

### 7.1.3 Messmethode

Um noch die kleinsten Signaturen in den gemessenen Parametern detektieren und auswerten zu können, war es wichtig, dass die Messungen in der ungestörten Wassersäule stattfanden, die sich im thermischen Gleichgewicht mit dem umgebenden Gestein befand. Aus diesem Grund wurde die LTS-42-Sonde oder MMS-60-Sonde in jedem Fall als erste Sonde gefahren, wobei während der Abwärtsfahrt gemessen wurde. Die Sonden wurden zudem mit einer geringen Geschwindigkeit von 1 bis 2 m/min bei einer Abtastrate von 100 Messwerten pro Meter gefahren. Die hohe Abtastrate und die hochempfindlichen Sensoren führten zu Logs mit sehr hoher Auflösung im Vergleich zu gewöhnlichen Temperatur- oder Leitfähigkeitsmessungen.

Die Zeitkonstante der geochemischen Sensoren (pH-Wert, Redoxpotential und gelöster Sauerstoff) hat eine Glättung und geringe Teufenverschiebung der Messwerte im Vergleich zur tatsächlichen Vertikalverteilung zur Folge. Dieser Effekt wurde im Rahmen der Untersuchungen vernachlässigt.

Die hohe Aussagekraft und Signifikanz von sehr kleinen Anomalien in physikalischen Wasserbeschaffenheitslogs konnte am Beispiel von Temperaturlogs durch wiederholte Messungen in der Forschungsbohrung LGB 2 (Bohrprofil und Ausbau im Anhang in Abb. E.2) im Technikum-Testfeld des Grundwasser-Zentrums Dresden bewiesen werden (Abb. 7.5). Vier Temperaturlogs, die im Abstand von je einer Woche in der Bohrung gewonnen wurden, zeigen die gleiche kleine Anomalie mit geringfügig unterschiedlichem Absolutwert aber in konstanter Teufe. Die Amplitude der klar detektierbaren Anomalie ist nicht größer als 0,016 K – eine Größenordnung, die gewöhnlich als Rauschen eingestuft und daher ignoriert wird.

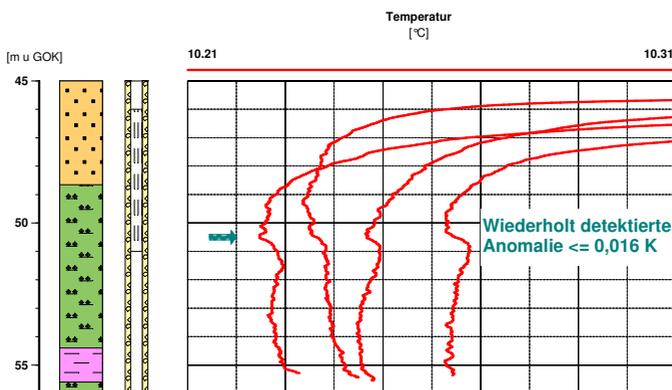


Abb. 7.5: Wiederholungsmessungen in der LGB 2 im Abstand von je einer Woche

Die prinzipielle Reproduzierbarkeit solcher kleiner Anomalien über große Zeiträume stützt den Anspruch, schwache Strömungen, wie z.B. Konvektionszellen, mit physikalischen Wasserbeschaffenheitslogs detektieren und nachweisen zu können.

## 7.2 Anwendungsbeispiele

### 7.2.1 Messprogramm

Die im Rahmen der Arbeit entwickelte Auswertungsmethode des Synthetischen Konvektionslogs (SYNCO-Log) wurde im Laufe der Forschungsarbeiten in über 80 Grundwassermessstellen und Bohrungen für die Untersuchung dichtegetriebener vertikaler Transportprozesse angewendet.

Die wichtigsten Messgebiete werden nachfolgend kurz beschrieben. Einen Überblick zu den Spezifika der untersuchten Messstellen und Bohrungen der einzelnen Messgebiete gibt die Tabelle 7.2. Detaillierte Angaben sind im Anhang D zusammengestellt.

Die Auswertungen zeigen, dass sich in vielen Grundwassermessstellen und Bohrungen dichtegetriebene vertikale Strömungen zumindest zeitweise ausbilden und diese mit dem neuen Auswertungsverfahren detektierbar sind. Alle Messungen wurden dabei mit der in Abschnitt 7.1.1 beschriebenen Bohrlochmessanlage durchgeführt.

In den Synthetischen Konvektionslogs zahlreicher Grundwassermessstellen und Bohrungen wurden hinreichende Bedingungen für dichtegetriebene Strömungen und auch Hinweise auf Doppeldiffusion und Konvektionszellen gefunden. Einige Beispiele der Ergebnisse für verschiedene Strömungsformen sind in den Tabellen 7.3 - 7.4 mit ihren Kennwerten zusammengestellt.

#### **Messgebiet 1 (Dresden)**

Die Forschungsbohrungen LGB 1 und LGB 2 liegen auf dem Gelände des Technikum-Testfelds des Grundwasser-Zentrums Dresden. Die Bohrung LGB 1 durchteuft vorwiegend Pläner-Schichten, Sandstein, Mergel und Monzonit, die Bohrung LGB 2 ist flacher und durchteuft vorwiegend Pläner-Schichten und Sandstein.

In der Bohrung LGB 1 wurde im Rahmen der Forschungsarbeit etwa ein Jahr lang ein nahezu wöchentliches Monitoring durchgeführt, um die Dynamik von Temperatur, Wasserleitfähigkeit und weiteren Summenparametern in der Wassersäule zu ermitteln.

In der Bohrung LGB 2 wurden im Rahmen der Forschungsarbeit vier Messungen, jeweils im Abstand von einem Monat, mit der LTS-42-Sonde durchgeführt. Zur Detektion von Konvektionszellen ist die Messstelle weniger geeignet, da fast die gesamte Wassersäule im Filterbereich liegt.

#### **Messgebiet 2**

Das Messgebiet ist aufgrund der Höhenlage für die Grundwasserneubildung von großer Bedeutung und daher Standort von Trinkwassergewinnungsanlagen. Die befahrenen Messstellen gehören zum Messnetz des Wasserwerkes eines Trinkwasserversorgers. In den tiefen Messstellen konnte vor allem der destabilisierende Effekt des geothermischen Gradienten studiert werden.

**Messgebiet 3 (Leuna)**

Das Messgebiet befindet sich in Sachsen-Anhalt südöstlich von Halle (Saale) im Ostabstrom des Werkgeländes der Leuna-Werke. Es ist ein Referenztestfeld für die Untersuchung des beschleunigten Natural Attenuation (ENA - Enhanced Natural Attenuation) und im sogenannten KORA-Projekt (Kontrollierter natürlicher Rückhalt und Abbau von Schadstoffen bei der Sanierung kontaminierter Grundwässer und Böden) eingegliedert (Martienssen et al., 2003). Der Grundwasserschaden im Messgebiet entstand durch den Benzininhaltsstoff MTBE (Methyl-tert.-Butylether).

Die Messstellen sind im Lockergestein ausgebaut. In diesen Messstellen galt es, die verfälschende Wirkung der vertikalen Konvektion an einem (E)NA-Standort nachzuweisen. Aufgrund ihrer geringen Teufe von 6 bis 8 m und des technischen Ausbaustandes waren die Messstellen jedoch nur eingeschränkt geeignet.

**Messgebiet 4 (Wülknitz)**

Das Messgebiet befindet sich im Landkreis Meißen auf dem Gelände des Imprägnierwerks Wülknitz, einem Grundwassersanierungsstandort. Das Messnetz dient der Bewertung und Prognose des Abbau- und Rückhaltepotentials mittels prozessbezogener Analytik. Der vorliegende Grundwasserschaden ist auf den langjährigen Eintrag von Holzimprägniermitteln zurückzuführen, wobei eine Kontamination mit Teeröl entstand. Im Rahmen des KORA-Projektverbunds wird u.a. das Natural Attenuation (NA) als Sanierungsmethodik untersucht (Hüßers et al., 2008). Es konnten an dieser Lokation die verfälschenden Wirkungen der vertikalen Konvektion direkt an einem NA-Standort nachgewiesen werden.

**Messgebiet 5 (Zeitz)**

Das Messgebiet liegt in Thüringen, nordöstlich von Gera, auf dem Gelände des Hydrierwerkes Zeitz, von dem eine Grundwasserkontamination durch Kohlenwasserstoffe ausging. Die Messstellen sind in den SAFIRA-Projektverbund des BMBF eingebunden und dienen der Gefährdungsabschätzung (Schirmer et al., 2006). Im Vergleich zum Messgebiet in Leuna befinden sich in Zeitz sehr tiefe Messstellen im Lockergestein, die eine Entwicklung eines Nachweisverfahrens für die freie Konvektion und eine Untersuchung ihrer verfälschenden Wirkung begünstigt.

**Messgebiet 6**

Die befahrenen Messstellen befinden sich in einem Messnetz, das der Überwachung der Flutung eines ehemaligen Bergwerkes dient und sehr tiefe Messstellen mit ausgeprägter Schichtung salinärer Wässer aufweist.

**Messgebiet 7**

Das Messnetz, dessen Messstellen untersucht wurden, dient der Überwachung einer ehemaligen industriellen Absetzanlage und ist ein Sanierungsstandort. Die sehr tiefen Messstellen weisen eine konstante Leitfähigkeit in allen befahrenen Teufen auf.

**Messgebiet 8**

Im Bereich der im Messgebiet liegenden Teerteiche ist ein großflächiger Schaden durch Kontamination eingetreten. Betroffen sind die Oberflächengewässer und insbesondere das Grundwasser. Die befahrenen Messstellen sind durch Kontaminationen mit Phenolen und aromatischen Kohlenwasserstoffen geprägt.

### **Messgebiet 9**

Das Messgebiet liegt in einer Rotliegend-Senke, die mit mächtigen Molasse-Sedimenten gefüllt ist. Die untersuchten offenen Festgesteinsbohrungen dienten der Vorerkundung für bautechnische Maßnahmen.

### **Messgebiet 10**

Das Grundwassermessnetz, von dem einzelne Messstellen untersucht wurden, dient der hydrologischen Beweissicherung im Zusammenhang mit einer Verkehrsbaumaßnahme. Die Messstellen stehen im Festgestein (Syenit, Porphyrit, Tuffstein). Das Messnetz verfügt sowohl über Grundwassermessstellen im Grundwasserbildungsgebiet mit überwiegend abwärtsgerichteter Grundwasserströmung, als auch über Grundwassermessstellen im Grundwasserzehrungsgebiet mit überwiegend aufwärtsgerichteter Grundwasserströmung.

### **Messgebiet 11**

Im Bereich dieses Messgebiets wurden einige zum Teil bis über 300 m tiefe Grundwassermessstellen befahren, die in klüftigen, bergbaulich beeinflussten und vom Grundwasserwiederanstieg erfassten Festgesteinsaquiferen liegen. Diese Messstellen sind teilweise mehrfachverfiltert.

### **Messgebiet 12**

In dem den ganzen Freistaat Sachsen umfassenden Messgebiet wurden zahlreiche Grundwassermessstellen, die eventuell für eine Erweiterung des bestehenden Beschaffenheitsmessnetzes nach Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) geeignet sind, befahren. Die Grundwassermessstellen boten die Möglichkeit in geologisch und hydraulisch sehr unterschiedlichen Gebieten zu messen.

Es wurden weitere Bohrungen bzw. Messstellen befahren, die zu keinem der oben genannten Messgebiete gehören und daher separat ausgewiesen sind.

Tab. 7.2: Überblick über die befahrenen Messstellen und Bohrungen

Mess- gebiet	Zweck	Gesteins- formation	An- zahl	Ausbau- material	Endteufe	GW-Flur- abstand
1	Forschungs- bohrungen	Festg.	2	PVC-U	> 50 m	> 30 m
2	Trinkwasserge- winnungsgebiet	Lockerg.	6	Stahl/ PVC	13 –135 m	4 – 37 m
3	(E)NA-Standort (METLEN- KORA)	Lockerg.	6	HDPE	< 10 m	3 – 4 m
4	NA-Standort (KORA)	Lockerg.	6	HDPE	≤ 30 m	≤ 3 m
5	Gefährdungs- abschätzung (SAFIRA)	Lockerg.	5	HDPE	< 55 m	8 – 9 m
6	Sanierungs- standort	Festg.	2	PVC	> 180 m	> 50 m
7	Sanierungs- standort	Festg.	2	PVC	> 120 m	> 20 m
8	Sanierungs- standort	Lockerg.	5	PVC	< 12 m	≤ 1 m
9	Bautechnische Vorerkundung	Festg.	5	unverrohrt	> 50 m	< 15 m
10	Hydrologische Beweissicherung	Festg.	5	PVC	< 25 m	≤ 12 m
11	Flutungsüber- wachung	Festg.	4	PVC	> 100 m	≤ 25 m
12	Beschaffenheits- messnetz nach EU-WRRL	Lockerg./ Festg.	33	PVC	6 – 118 m	1 – 32 m
-	Geothermie	Festg.	1	unverrohrt	100 m	3 m
-	Krustenforschung	Festg.	1	verrohrt	9101 m	16 m

HDPE – Polyethylen hoher Dichte

Tab. 7.3: Grundwasserstellen und Bohrungen mit detektierter thermischer Konvektion: Beispiele aus den geophysikalischen Bohrlochmessungen

Allgemeine Informationen				Detektierte thermische Konvektion								
MG	Durchmesser [m]	Endtiefe [m]*	Gestein	Verrohrung	Wasserstand [m]*	Datum	Teufenabschnitt [m]*	Lo-ka-tion	Temp. odB [°C]	Temp. udB [°C]	Temp.-gradient [K/m]	Amplitude der Dichteoszillationen [kg/m <sup>3</sup> ]
2	0,108	36,0	Lockergestein	Stahl	4,5	Jun-04	8,0–25,0	V	9,13	10,50	0,081	0,00147
4	0,125	9,0	Lockergestein	HDPE	1,3	Feb-06	3,4–9,2	V	5,99	8,70	0,466	0,02200
4	0,100	15,0	Lockergestein	HDPE	2,3	Apr-05	4,6–15,0	V	8,83	10,99	0,208	0,00560
5	0,110	52,0	Lockergestein	HDPE	9,4	Jul-04	11,5–18,5	V	11,66	12,04	0,053	0,00153
5	0,110	52,5	Lockergestein	HDPE	9,4	Jul-04	11,0–17,5	V	11,81	12,04	0,034	0,00101
8	0,100	8,2	Lockergestein	PVC	0,6	Nov-04	1,4–3,5	V	10,53	10,79	0,121	0,00990
10	0,125	15,0	Festgestein	PVC	0,6	Apr-05	3,8–13,8	F	8,20	9,63	0,143	0,00380
11	0,125	200,0	Festgestein	PVC	16,0	Aug-05	99,0–106,0	V	13,25	13,39	0,020	0,00075

\*Alle Teufen sind in Meter unter Geländeoberkante angegeben

MG - Messgebiet    Temp. - Temperatur    odB - oberhalb des Bereichs    udB - unterhalb des Bereichs    V - Vollrohr    F - Filter

Tab. 7.4: Grundwassermessstellen und Bohrungen mit detektierter thermosolutaler Konvektion: Beispiele aus den geophysikalischen Bohrlochmessungen

Allgemeine Informationen				Detektierte thermosolutale Konvektion											
MG	Durchmesser [m]*	Endteufe [m]*	Gestein	Verrohrung	Wasserstand [m]*	Datum	Teufenabschnitt [m]*	Lo-kation	Temp. odB [°C]	Temp. udB [°C]	Temp.gradient [K/m]	LF odB [mS/cm]	LF udB [mS/cm]	LF-gradient [S/m <sup>2</sup> ]	Dichte-gradient [kg/m <sup>4</sup> ]
2	0,108	36,0	Lg	Stahl	4,5	Jun-04	28,5–29,5	F	10,60	10,61	0,012	0,76	0,66	0,010	0,059
2	0,108	71,0	Lg	Stahl	5,5	Jun-04	35,5–36,5	V	10,63	10,63	0,002	0,16	0,14	0,002	0,009
2	0,108	99,0	Lg	Stahl	37,2	Jun-04	93,0–95,0	F	9,78	9,97	0,098	0,28	0,05	0,011	0,069
2	0,108	135,0	Lg	Stahl	36,6	Jun-04	136,0–137,0	V	11,36	11,43	0,066	0,16	0,12	0,004	0,025
6	0,113	241,0	Fg	PVC	77,3	Nov-04	189,5–191,0	V	17,52	17,59	0,045	13,67	13,63	0,003	0,033
6	0,140	189,5	Lg	PVC	54,2	Nov-04	54,5–57,5	V	4,09	10,91	2,275	3,67	3,63	0,040	0,297
11	0,100	130,0	Fg	PVC	22,9	Sep-05	31,5–35,0	F	10,60	10,63	0,009	3,05	2,86	0,005	0,041
12	0,115	20,9	Lg	PVC	10,8	Aug-06	13,2–15,9	V	10,45	10,69	0,089	1,79	1,59	0,007	0,055

\*Alle Teufen sind in Meter unter Geländeoberkante angegeben

MG - Messgebiet    Temp. - Temperatur    LF - Leitfähigkeit    odB - oberhalb des Bereichs    udB - unterhalb des Bereichs    Lg - Lockergestein  
 Fg - Festgestein    V - Vollrohr    F - Filter

Tab. 7.5: Grundwassermessstellen und Bohrungen mit detektierter Doppeldiffusion: Beispiele aus den geophysikalischen Bohrlochmessungen

Allgemeine Informationen						Detektierte Doppeldiffusion									
MG	Durchmesser [m]	Endteufe [m]*	Gestein	Verrohrung	Wasserstand [m]*	Datum	Teufenabschnitt [m]*	Lo-ka-tion	Stufen-zahl	Temp. odB [°C]	Temp. udB [°C]	Temp.-differenz [°C]	LF odB [mS/cm]	LF udB [mS/cm]	LF-differenz [mS/cm]
4	0,125	15,5	Lg	HDPE	3,0	Jun-04	7, 5-12, 8	F	5 <sup>DK</sup>	10,99	11,65	0,66	0,32	0,62	0,30
6	0,113	241,0	Fg	PVC	77,3	Nov-04	132, 0-156, 5	V	9 <sup>DK</sup>	13,89	15,46	1,57	1,65	12,27	10,62
6	0,140	189,5	Lg	PVC	54,2	Nov-04	122, 0-139, 0	V	10 <sup>DK</sup>	14,19	15,14	0,95	4,43	5,26	0,83
11	0,100	120,0	Fg	PVC	20,9	Aug-05	45, 0-47, 0	F	13 <sup>SF</sup>	15,29	15,27	0,02	4,97	4,49	0,48
11	0,100	120,0	Fg	PVC	20,9	Sep-05	48, 0-58, 0	F	5 <sup>DK</sup>	15,27	15,42	0,15	4,47	14,99	10,53
11	0,100	130,0	Fg	PVC	22,9	Aug-05	102, 0-108, 5	F	2 <sup>DK</sup>	11,26	11,41	0,15	3,36	3,50	0,15
11	0,100	130,0	Fg	PVC	22,9	Aug-05	35, 0-50, 0	F	10 <sup>DK</sup>	10,64	10,77	0,13	2,68	3,21	0,53
12	0,125	54,7	Lg	HDPE	31,1	Jul-06	50, 6-52, 1	V	3 <sup>DK</sup>	8,68	8,70	0,02	0,27	0,32	0,05

\*Alle Teufen sind in Meter unter Geländeoberkante angegeben

MG - Messgebiet    Temp. - Temperatur    LF - Leitfähigkeit    odB - oberhalb des Bereichs    udB - unterhalb des Bereichs    Lg - Lockergestein  
 Fg - Festgestein    V - Vollrohr    F - Filter    SF - Salzfinger    DK - Diffuse Konvektion

## 7.2.2 Grundwassermessstellen und Bohrungen

In den folgenden Abschnitten wird anhand einiger ausgewählter Messstellen und Bohrungen ausführlich auf die Anwendung der neuen Auswertungsmethode eingegangen. Das entsprechende lithologische Bohrprofil und die Ausbauezeichnung der beschriebenen Grundwassermessstellen und Bohrungen ist im Anhang E enthalten. Im Text wird noch einmal gesondert darauf hingewiesen.

### Flache Grundwassermessstellen

#### Messstelle 10/2

Die Grundwassermessstelle Nr. 10/2 (Messgebiet 10 Messstelle 2) ist im Festgestein ausgebaut, das hier durch Syenit aus dem Karbon gebildet wird (Abb. E.3).

Die Messstelle erreicht eine Teufe von 21 m uGOK (unter Geländeoberkante) und ist bis etwa 20,5 m uGOK befahrbar. Sie ist im Bereich zwischen 2,5 und 20,5 m uGOK mit einem langen Filter versehen. Der Ausbau besteht aus PVC mit einem Ausbaudurchmesser von 125 mm (DN 125). Im Bereich des Filters ist der Ringraum mit Filterkies verfüllt, der durch sogenannte Gegenfilter (Sand) nach oben und unten abgeschlossen wird (Abb. E.3).

In der Messstelle wurde im Juni 2004 eine Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung durchgeführt (Abb. 7.6). Der Standwasserspiegel lag zum Zeitpunkt der Messung etwa 7 m unter der Geländeoberkante.

Die Temperaturen des Standwassers betragen im Durchschnitt 9,7°C. Die obere Wasserschicht war aufgrund der Aufheizung durch die Luftsäule um mehrere Grad erwärmt. Unterhalb dieser Schicht zeigt die Temperaturmessung einen leicht s-förmigen Verlauf mit zuerst bezüglich der Teufe steigender und anschließend wieder fallender Temperatur. Der s-förmige Verlauf ist in mittleren Breiten typisch für den Sommermonat Juni (vgl. Abb. 2.7). Er zeigt deutlich den Einfluss der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen auf die Wassersäule der flachen Messstelle (vgl. Abschnitt 2.4.1).

Das temperaturkorrigierte Leitfähigkeitslog (vgl. Abschnitt 6.3.2) zeigt einen in etwa zum Temperaturlog reziproken Verlauf mit zuerst bezüglich der Teufe steigender und anschließend wieder fallender Leitfähigkeit. Die Variationsbreite ist jedoch gering: die elektrische Leitfähigkeit des Wassers bewegt sich zwischen 0,27 und 0,30 mS/cm. Es besitzt somit nur eine geringe Salinität ( $\text{NaCl-Äquivalent} = 0,19 \text{ g/l}$ ).

Das Synthetische Konvektionslog zeigt, dass zum Zeitpunkt der Messung ein großer Teil der Wassersäule in der Messstelle von thermischer Konvektion (TK) geprägt war (Abb. 7.6). Schon anhand des Wasserdichtelogs lässt sich eine instabile Dichteschichtung (Dichte nimmt mit der Teufe ab) zwischen etwa 7,5 und 15 m uGOK ausmachen. Dass diese Instabilität ausreicht, um eine Konvektionsströmung auszulösen und aufrecht zu erhalten, bestätigt das Synthetische Konvektionslog sowohl in der wirkungsorientierten als

auch in der ursachenorientierten Auswertung. Die wirkungsorientierte Auswertung zeigt deutlich ausgeprägte Oszillationen im Teufenbereich von etwa 9 bis 13 m uGOK, die auf die Anwesenheit von Konvektionszellen mit einer Höhe von bis zu 0,8 m hindeuten. Der Temperaturgradient erreicht hier etwa 5 K/100 m bei konstanter Wasserleitfähigkeit.

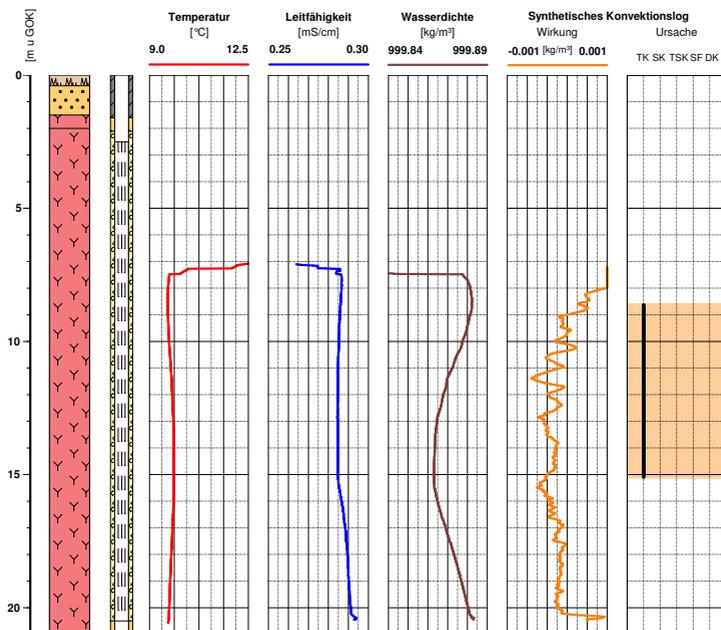


Abb. 7.6: Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die Grundwassermessstelle 10/2 mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt)

Die ursachenorientierte Auswertung ergibt, dass die Bedingungen für das Auftreten von freier Konvektion im Bereich zwischen 8,5 und 15 m uGOK gegeben sind (Bereiche mit freier konvektiver Strömung sind orange hinterlegt). Die Strömung wird als thermische Konvektion (TK) identifiziert, wobei die treibende Kraft demnach der Temperaturgradient ist. Der destabilisierende Einfluss der geringfügigen Abnahme der Salzkonzentration mit der Tiefe reicht offensichtlich als Antriebskraft für eine thermosolutale Konvektionsströmung nicht aus. Dass im unteren instabilen Bereich der Wassersäule die Bedingungen für thermische Konvektion zwar scheinbar gegeben waren, jedoch keine Konvektionszellen detektiert wurden, ist durch den sehr geringen Dichtegradienten und damit die sehr geringe destabilisierende Kraft erklärbar. Offensichtlich treten in der Messstelle Faktoren auf, die die Ausbildung der Konvektionszellen verhindern. Dies könnte z.B. eine Erhöhung der hemmenden Reibungskraft durch eine erhöhte Rauigkeit an der Innenwand des Ausbaus (z.B. durch Ablagerungen, Bewuchs oder Inkrustation) sein.

## Messstelle 2/4

Die Grundwassermessstelle Nr. 2/4 (Messgebiet 2 Messstelle 4) befindet sich in einem Trinkwassergewinnungsgebiet und gehört zum Messnetz eines Wasserwerkes zur Trinkwasserversorgung. Sie ist im Lockergestein ausgebaut (Abb. E.4). Das lithologische Bohrprofil zeigt hier vorwiegend pleistozäne fluviatile bzw. glazifluviatile (durch Flüsse bzw. Flüsse und Gletschern abgelagerte) Sande mit dazwischen liegenden Schlufflagen.

Die Messstelle ist mit zwei Filtern bei 4 – 6 m uGOK und 10 – 12 m uGOK versehen und erreicht eine Endteufe von 13 m uGOK. Der Ausbau besteht aus Stahl mit einem Ausbaudurchmesser von 108 mm (DN 108). Der gesamte Ringraum ist mit Filterkies (2–4 mm) verfüllt und nach oben hin mit einer Betondichtung abgedichtet (Abb. E.4).

In der Messstelle wurde Ende Juni 2004 eine Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung durchgeführt (Abb. 7.7). Der Standwasserspiegel lag zum Zeitpunkt der Messung etwa 4 m unter der Geländeoberkante und damit im Bereich der Oberkante des ersten Filters.

Die Temperaturmessung zeigt nach einer anfänglichen Temperaturabnahme nahe des Standwasserspiegels (Aufheizung durch die Luftsäule) einen weiterhin abnehmenden Verlauf im Bereich des oberen Filters. Ab etwa 7 m uGOK nimmt die Temperatur mit der Teufe wieder leicht zu. Auch hier zeigt sich der Einfluss der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen auf die Wassersäule (vgl. Abschnitt 2.4.1). Die Temperaturen des Standwassers betragen im Durchschnitt 9,5°C.

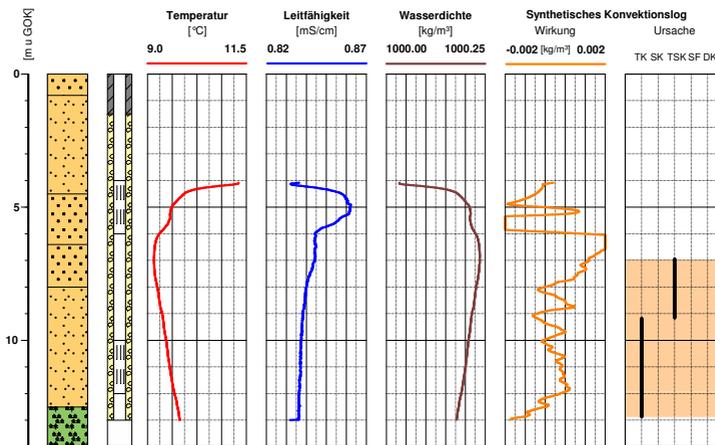


Abb. 7.7: Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die Grundwassermessstelle 2/4 mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt)

Das temperaturkorrigierte Leitfähigkeitslog zeigt eine sehr geringe Variationsbreite mit NaCl-Äquivalenten von 0,59 bis 0,60 g/l. Im Bereich des oberen Filters zeigt sich eine geringfügig erhöhte Wasserleitfähigkeit mit Maximalwerten um die 0,86 mS/cm. Unterhalb

des Filters blieb die Leitfähigkeit zunächst nahezu konstant und nahm danach wieder leicht auf etwa 0,84 mS/cm ab.

Aus dem Synthetischen Konvektionslog geht hervor, dass die Wassersäule im Bereich des Vollrohres und des unteren Filters zum Zeitpunkt der Messung weitgehend durch dichtegetriebene, umwälzende Konvektion beeinflusst war (Abb. 7.7 - Bereiche mit freier konvektiver Strömung sind orange hinterlegt). Die wirkungsorientierte Auswertung zeigt deutlich ausgeprägte Oszillation im Teufenbereich von etwa 7 bis 13 m uGOK, was auf die Anwesenheit von Konvektionszellen hindeutet. Wirkungs- und ursachenorientierte Interpretation stimmen gut miteinander überein. Die ursachenorientierte Auswertung ergab, dass der Bereich zwischen 7 und 9 m uGOK von der thermosolutalen Konvektion (TSK) bestimmt wurde, wobei Unterschiede in Temperatur und Salzgehalt als Triebkraft wirkten. Der darunterliegende von thermischer Konvektion (TK) geprägte Bereich war durch einen sehr hohen Temperaturgradienten von fast 10 K/100 m und eine leicht abnehmende Wasserleitfähigkeit gekennzeichnet. Im Bereich des oberen Filters, sowie im oberen Meter des Vollrohres wurden keine ausreichenden Bedingungen für eine dichtegetriebene vertikale Strömung vorgefunden. Das Synthetische Konvektionslog zeigt hier die Abwesenheit von Konvektionszellen an und auch das Synthetische Wasserdichtelog bestätigt, dass die Wassersäule in dem Bereich stabil war und keine dichtegetriebene Strömung stattfand.

### **Tiefe Grundwassermessstelle**

Die Grundwassermessstelle Nr. 2/2 (Messgebiet 2 Messstelle 2) gehört, wie auch Grundwassermessstelle 2/4, zum Messnetz des Wasserwerkes zur Trinkwasserversorgung. Sie ist im Lockergestein ausgebaut (Abb. E.5) und das lithologische Bohrprofil zeigt hier vorwiegend pleistozäne fluviatile bzw. glazifluviatile Mittel- und Feinsande mit zwischengeschalteten Schlufflagen.

Die Messstelle erreicht eine Teufe von 135 m uGOK und ist im Bereich zwischen 127 und 135 m uGOK einfach verfiltert. Sie besitzt einen Stahlausbau mit einem Durchmesser von 108 mm (DN 108). Der Ringraum ist laut Ausbauplan nicht verfüllt (Abb. E.5).

In der Messstelle wurden im Juni und Juli 2004 Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen durchgeführt (Abb. 7.8). Zum Zeitpunkt der Messungen lag der Standwasserspiegel bei etwa 36,5 m uGOK.

Die Temperaturen des Standwassers bewegten sich zwischen 8,6 und 11,3°C. Die Temperaturmessung zeigt in den oberen zwei Metern der Wassersäule eine Erwärmung durch die Luftsäule an. Darunter nimmt die Temperatur mit der Tiefe stetig zu (Abb. 7.8). Der Grundwasserflurabstand ist hier groß genug, dass von den jahreszeitlichen Temperaturschwankungen kein signifikanter Einfluss zu detektieren ist. Hauptsächliche Wärmequelle ist der Erdwärmestrom. Der Temperaturgradient war im oberen Bereich der Wassersäule gering (1,4 K/100 m) und nahm ab etwa 62 m uGOK deutlich auf 3,3 K/100 m zu. In der Teufe von 104 bis 110 m uGOK ist ein leichter Rückgang des Temperaturgradienten zu erkennen, der offensichtlich durch eine 6 m dicke Schluffeinschaltung bedingt ist.

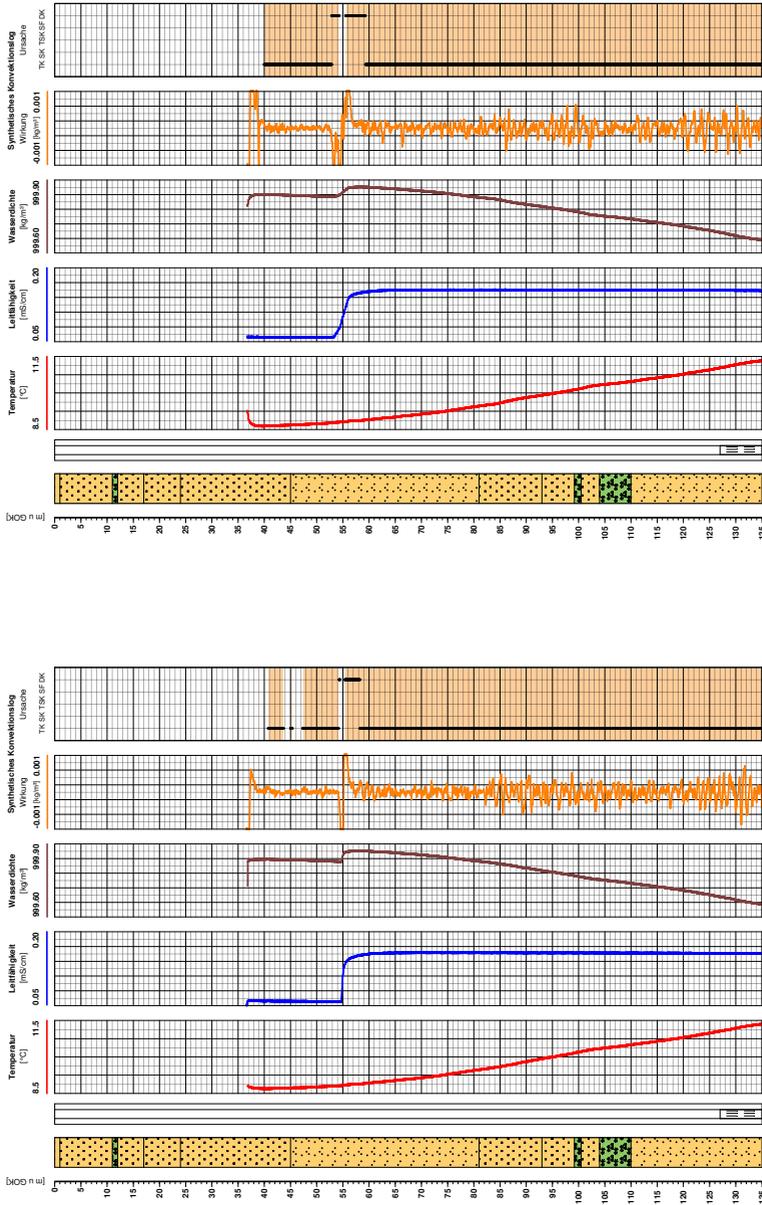


Abb. 7.8: Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die Grundwassermessstelle 2/2 im Juni (links) und Juli 2004 (rechts) mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt)

Die temperaturkorrigierte Leitfähigkeit im oberen Bereich der Wassersäule bis 53,5 m uGOK war mit 0,06 mS/cm sehr gering (Abb. 7.8). Das entspricht einer Salinität von nur 0,04 g/l NaCl-Äquivalent. Im Bereich von etwa 55 m uGOK erfuhr die Leitfähigkeit eine sprunghafte Zunahme mit anschließendem asymptotischen Verlauf, bis sie bei etwa 62 m uGOK einen Wert von etwa 0,15 mS/cm erreichte. Die Leitfähigkeit der darunter befindlichen Wassersäule war konstant und wies eine Salinität von 0,10 g/l NaCl-Äquivalent auf.

Das Synthetische Wasserdichtelog zeigt zum Zeitpunkt der Messung in nahezu der gesamten Wassersäule eine instabile Dichteschichtung an (Abb. 7.8). Dass diese Instabilität ausreichte, um eine dichtegetriebene Strömung zu initiieren und diese auch aufrecht zu erhalten, beweist das Synthetische Konvektionslog (Bereiche mit freier konvektiver Strömung sind orange hinterlegt). Sowohl die wirkungsorientierte als auch die ursachenorientierte Auswertung zeigen das Vorhandensein von freier Konvektion in nahezu der gesamten Wassersäule an. Ausnahmen wurden in einem kleinen Bereich zwischen etwa 53 und 55 m uGOK, nahe der Wasseroberfläche und in der Juni-Messung zwischen etwa 33 und 47,5 m uGOK detektiert. Der Bereich nahe der Wasseroberfläche war stabil geschichtet. Der Teufenbereich von 33 bis 47,5 m uGOK war durch eine geringe Temperaturzunahme von rund 0,4 K/100 m und eine konstante Wasserleitfähigkeit charakterisiert. Die Wasserdichte nahm daher nur geringfügig mit der Teufe ab. Dies führte zwar zur Instabilität, die treibenden Kräfte reichten jedoch nicht aus, um eine dichtegetriebene Strömung auszulösen, wie die ursachenorientierte Auswertung belegt. Auch die wirkungsorientierte Auswertung ergibt, dass hier keine Konvektionszellen ausgeprägt waren.

Der Bereich ohne freie Konvektionsströmung zwischen 53 und 55 m uGOK entspricht einer starken Zunahme in der Wasserleitfähigkeit. Der Leitfähigkeitsgradient war hier ausreichend hoch, um die destabilisierende Wirkung des geothermischen Gradienten zu kompensieren und noch zu übertreffen (vgl. auch das Wasserdichtelog). Im darüber und darunter liegenden Bereich gibt die ursachenorientierte Auswertung an, dass zum Teil die Bedingungen für die dopplendifusive Strömung Diffuse Konvektion (DK) erfüllt waren. Es ist anzunehmen, dass es in der Messstelle nur zur Ausbildung einer einzelnen Stufe gekommen ist und durch die Doppeldiffusion der Kontrast in der Leitfähigkeit aufrecht erhalten wurde. Die Ursache für den signifikanten Leitfähigkeitskontrast ist ungeklärt. In der Juli-Messung wurde anstatt des anfänglichen Sprungs in der Leitfähigkeit ein hoher Leitfähigkeitsgradient angetroffen. Dies ist vermutlich auf die Störung der Wassersäule durch die Messung im Juni zurückzuführen.

Die Strömung in der übrigen Wassersäule wird vom Synthetischen Konvektionslog als thermische Konvektion (TK) identifiziert, deren treibende Kraft der Temperaturgradient ist. Er erreichte in der Grundwassermessstelle Werte bis zu 6 K/100 m. Die Oszillationen sind ein deutlicher Hinweis auf Konvektionszellen, deren Höhe bis zu 1,5 m betrug. Die Konvektion wirkte umwälzend auf die betroffene Wassersäule und führte zu einem verstärkten aufwärtsgerichteten Wärmestrom. Die Salinität besaß in den beiden konvektiv durchmischten Abschnitten der Wassersäule oberhalb und unterhalb der Sprungschicht einen konstanten Wert.

Man erkennt deutlich (Abb. 7.8), dass mit steigendem Dichtegradienten auch die Amplituden im Synthetischen Konvektionslog, d.h. die durch Konvektionszellen hervorgerufenen

Dichteoszillationen größer werden. Die Amplituden sowie die allgemeinen Ergebnisse der Strömungsanalyse sind sehr gut reproduzierbar, wie der Vergleich beider Messungen im Abstand von einem Monat zeigt.

## Offene Bohrung

Die hier beispielhaft betrachtete offene Geothermie-Erkundungsbohrung wurde im Festgestein abgeteuft, das vulkanischen Ursprungs ist und vorwiegend aus Diabasen aus dem Devonzeitalter besteht (Abb. E.6). Dieser ist von 5 m quartären Lehm- bzw. Auelehm-schichten überlagert.

Die 99 m tiefe Bohrung wurde (bis auf die oberen 5 m) im Hammerdrillverfahren mit einem Bohrlochdurchmesser von 190 mm und später 150 mm hergestellt. Sie ist im oberen Bereich mit einem 5 m langen Standrohr aus Stahl (216 mm Durchmesser) versehen und war zum Zeitpunkt der Messung unterhalb des Sperrrohres offen.

Im Oktober 2007 wurden in der Bohrung ein Kaliber-, Gamma- und elektrisches Log (FEL – Fokussiertes Elektrisches Log) gefahren, sowie eine Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung durchgeführt (Abb. 7.9). Bei der Sondenfahrt der Temperatur-Leitfähigkeits-Sonde kam es aus ungeklärter Ursache zu einem Datenverlust im Teufenbereich von etwa 70 bis 75 m uGOK.

Im Kaliberlog zeigt sich, dass der Bohrlochdurchmesser durch mehrere Klüfte im Bereich zwischen 9 und 14 m uGOK (hier erfolgte auch der Grundwasseranschnitt) bzw. einige weitere, tiefer gelegene Klüfte erweitert ist (Abb. 7.9).

Das Gammalog zeigt im Bereich zwischen 0 und etwa 57 m uGOK eine recht einheitliche Lithologie mit API-Werten um die 25 bis 60 an. Dies entspricht den Erwartungen. Diabas (Dolerit) ist ein metamorph überprägtes Ergussgestein mit dichtem fein- bis grobkörnigem Gefüge, das im Devon durch untermeerische Vulkane entstand. Er besteht hauptsächlich aus Olivin und/oder Pyroxenen und Plagioklasen. Dabei handelt es sich um nicht radioaktive Materialien mit einem API-Wert von 0. Diabase zeigen somit, auch aufgrund der metamorphen Überprägung, eine relativ niedrige Gammaaktivität. Anhand der Gammastrahlung lassen sich unterhalb von etwa 57 m uGOK mehrere Schichten mit erhöhter natürlicher Gammaaktivität bis zu 175 API aushalten. Im lithologischen Profil wurde dieser Bereich jedoch nicht gegenüber den anderen Regionen unterschieden. Es ist davon auszugehen, dass hier im Diabas gammaaktive Akzessorien auftreten. Im Bereich ab etwa 81 m uGOK geht die natürliche Gammastrahlung der Formation wieder auf 7 – 30 API und damit einen typischen Wert für Diabas zurück.

Die FEL-Messung zeigt niedrige Gesteinswiderstände unter 400 Ohmm im oberen Bereich der Bohrung bis in eine Teufe von etwa 38 m uGOK (Abb. 7.9). In der darunter liegenden Formation ist ein Anstieg der Widerstände bis auf über 2000 Ohmm in Teufen bis zu 58 m uGOK zu verzeichnen. Diese Grenze fällt in etwa mit dem Übergang von grüngrauem zu blaugrauem Diabas zusammen. Es folgen Schichten mit wechselnden spezifischen elektrischen Gesteinswiderständen bis in eine Teufe von etwa 84 m uGOK. Hohe Gammaaktivitäten gehen dabei zumeist mit geringeren Widerständen einher und umgekehrt.

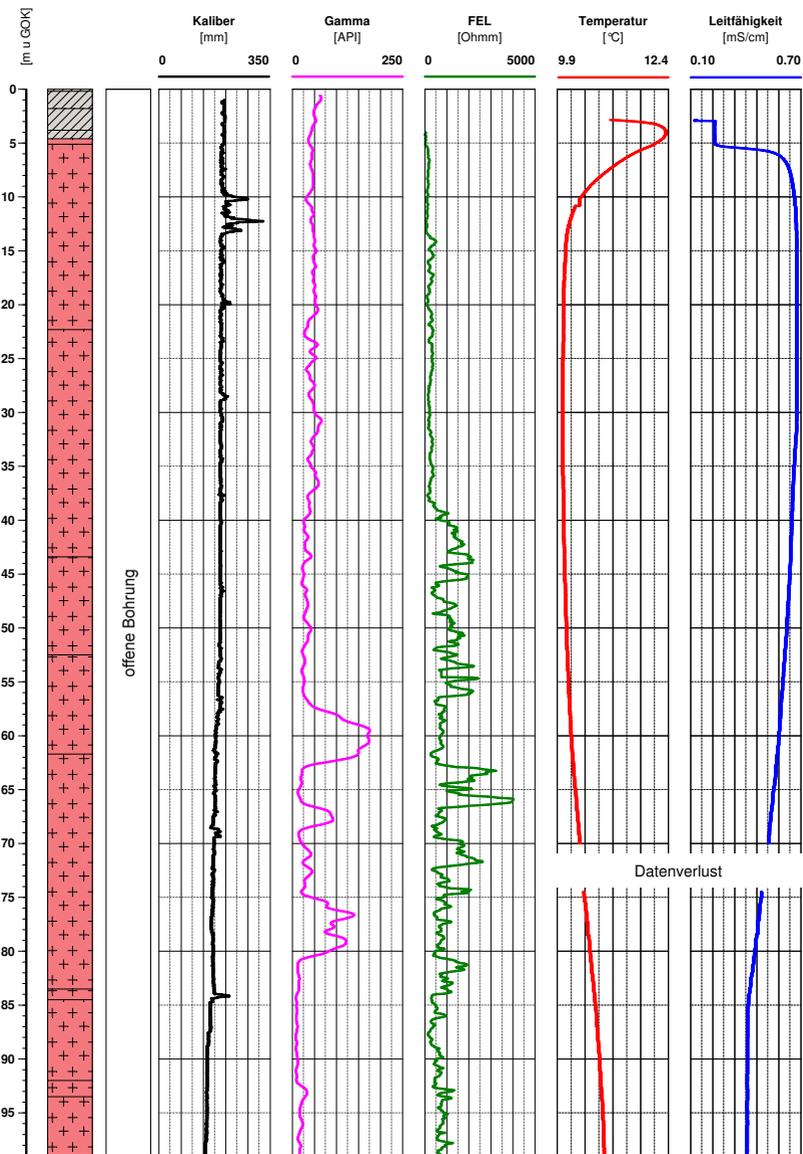


Abb. 7.9: Durchgeführte Bohrlochmessungen in der offenen Geothermie-Erkundungsbohrung

Ab etwa 84 m uGOK nimmt der spezifische elektrische Gesteinswiderstand wieder auf Werte unter 1500 Ohmm ab.

Die Temperaturmessung zeigt im oberen Bereich der Bohrung deutlich den Einfluss der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen, die den Temperaturverlauf zum Zeitpunkt der Messung mindestens in den oberen 15 m der Bohrung prägten (Abb. 7.9). Der Standwasserspiegel lag bei etwa 3 m uGOK. Die Form der Temperaturkurve entspricht den Erwartungen für eine Messung im Spätherbst (vgl. Abb. 2.6). Bis in eine Teufe von ca. 40 m uGOK wurde zum Zeitpunkt der Messung eine nahezu konstante Temperatur entlang der Wassersäule festgestellt. Darunter nahm die Temperatur aufgrund des Erdwärmestroms stetig mit der Teufe zu, wobei der mittlere Temperaturgradient etwa 2 K/100 m betrug. Von 97 m uGOK bis 99 m uGOK war erneut ein Abschnitt mit nur geringem Temperaturgradienten zu verzeichnen.

Das temperaturkorrigierte Leitfähigkeitslog zeigt einen in etwa zum Temperaturlog ziproken Verlauf. In den oberen zwei Metern, d.h. im Bereich des Standrohres hatte sich eine geringleitfähige Schicht mit Leitfähigkeiten von ca. 0,23 mS/cm ausgebildet (Abb. 7.9). Im darunterliegenden Bereich der offenen Bohrung befand sich bis etwa 30 m uGOK ein geringfügig höher mineralisiertes Wasser mit einer Leitfähigkeit von ca. 0,68 mS/cm. Unterhalb dieser Teufe nahm die Wasserleitfähigkeit kontinuierlich ab. Das heißt, der Salzgehalt des Wassers verringert sich mit der Teufe, was zusammen mit der Temperaturzunahme zu einer instabilen Dichteschichtung führte, da das Fluid im unteren Bereich der Wassersäule somit leichter war als das darüberliegende (Abb. 7.10). Ab einer Teufe von etwa 85,5 m uGOK war eine nahezu konstante Leitfähigkeit von etwa 0,41 mS/cm zu verzeichnen. Die Salinität der Wassersäule variierte damit im Bereich von 0,15 bis 0,47 g/l NaCl-Äquivalent.

Die Auswertung bezüglich dichtegetriebener Vertikalströmungen zeigt, dass zum Zeitpunkt der Messung vor allem der tiefere Bereich der Wassersäule von freier Konvektion beeinflusst war. Das Synthetische Konvektionslog bestätigt das Vorhandensein umwälzender Strömungen sowohl in der wirkungsorientierten Auswertung als auch der ursachenorientierten Auswertung ab einer Teufe von etwa 31 m uGOK bis zur Bohrlochssole (Abb. 7.10). Der obere, von der Konvektion betroffene Bereich der Wassersäule wurde dabei von thermosolutaler, d.h. temperatur- und salinitätsgetriebener Strömung (TSK) geprägt. Im Bereich ab etwa 85,5 m uGOK wurde die Strömung von einer schwachen thermischen Konvektion (TK) abgelöst.

Auch in der Auswertung dieser Messung erkennt man klar, dass die Amplituden im Synthetischen Konvektionslog mit steigendem Dichtegradienten zunehmen, also durch die stärkere treibende Kraft starke Oszillationen in der Dichte hervorgerufen werden.

Die zum Zeitpunkt der Messung detektierte Konvektionsströmung führte zu einem ständigen aufwärtsgerichteten Wärmetransport im konvektionsbeeinflussten Abschnitt der Wassersäule. In dem Bereich der Wassersäule, der von thermosolutaler Konvektion geprägt war, fand zusätzlich ein ständiger abwärtsgerichteter Salztransport statt. Der Übergangsbereich zwischen beiden Strömungsformen bei etwa 85 m uGOK fällt grob mit einer im lithologischen Profil ausgehaltenen und im Kaliberlog deutlich sichtbaren Kluftzone zusammen. Das dort ankommende Wasser bestimmte über seine hydrochemische Zusammensetzung anscheinend maßgeblich die konvektive Strömung.

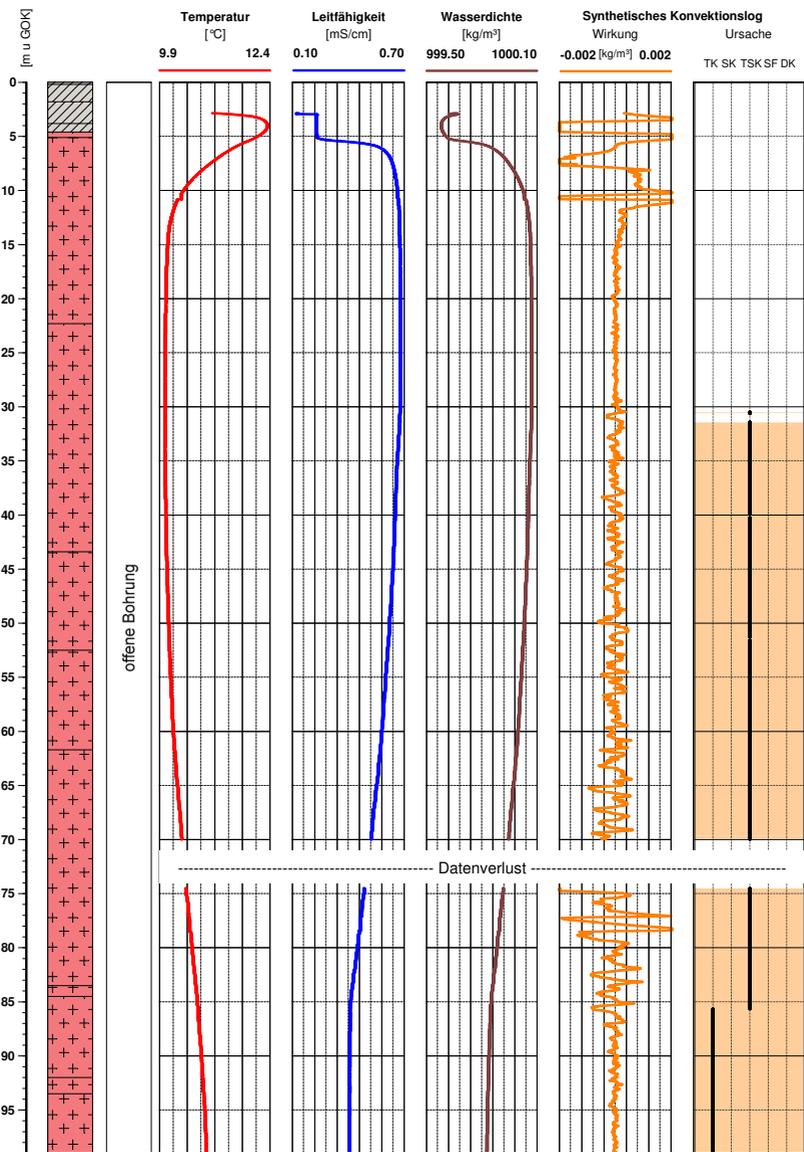


Abb. 7.10: Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die offene Geothermie-Erkundungsbohrung mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt)

### 7.2.3 Testmessung in der KTB-Hauptbohrung

Im Oktober 2008 wurde im Rahmen dieser Arbeit in der KTB-Hauptbohrung (KTB-HB) eine Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung durchgeführt (Abb. 7.11). Die KTB-Bohrung und die Infrastruktur des KTB-Tiefenlabors wurden dazu vom Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ) bereitgestellt. Die Messungen selbst erfolgten mit der in Abschnitt 7.1.2 beschriebenen Bohrlochmesssonde LTS-42, sowie auch mit der Bohrlochmesssonde MMS-60. Die Sonde wurde mit einer Geschwindigkeit von 2 m/min und einer Abtastrate von 1 cm gefahren. Derart hochaufgelöste Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen fanden in der KTB-HB zum ersten Mal statt.



Abb. 7.11: Eigene geophysikalische Bohrlochmessung in der KTB-Hauptbohrung

Die Hauptbohrung des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB) wurde in Windischeschenbach in der Oberpfalz vom Oktober 1990 bis Oktober 1994 mit der größten Landbohranlage der Welt niedergebracht. Ziel der Bohrung war es, den Aufbau und die Entwicklung der Erdkruste bis in eine Tiefe von etwa 10.000 m zu erforschen. Dabei sollten Bereiche mit Temperaturen von etwa 300°C und Gebirgsdrücken bis zu fast 3000 bar erreicht werden. Am 12. Oktober 1994 erreichte man eine Teufe von 9101 m. Heute ist die KTB-Hauptbohrung das tiefste befahrbare Bohrloch der Welt und steht als Testbohrung für Forschungszwecke zur Verfügung.

Die Bohrung befindet sich im Nordteil der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV), die eine charakteristische tektonometamorphe Einheit am Westrand des böhmischen Massivs darstellt (Wöhr, 2003). Sie ist im Festgestein abgeteuft, das vorwiegend aus kristallinen, mehrfach metamorph überprägten Gesteinen einer herzynischen kontinentalen Kollisionszone besteht. Die KTB-HB durchteuft eine Wechselfolge von drei lithologischen

Haupteinheiten: Paragneise, Metabasiteinheiten und Gneis-Amphibolit-Wechselfolgen (Abb. E.7).

Bis in eine Teufe von 9031 m uGOK ist sie mit einem Ausbau aus Stahl versehen. Die unteren 70 m der Bohrung sind offen. Die durchgeführte Testmessung in der KTB-HB erfolgte aufgrund gerätetechnischer Begrenzungen (Kabellänge) bis in eine Teufe von etwa 525 m uGOK (Abb. 7.12). Der Innendurchmesser des Ausbaus beträgt in diesem untersuchten Abschnitt der Bohrung 312 mm. Wegen eines technischen Problems zu Beginn der Bohrlochmessung waren die Daten erst ab einer Teufe von etwa 100 m uGOK zuverlässig auswertbar.

Das gemessene Temperaturlog zeigt im untersuchten Bereich, wie erwartet, eine stetige Zunahme der Temperatur mit der Teufe an. Die Temperaturen reichten dabei von etwa 10,8°C in einer Teufe von 100 m uGOK bis etwa 20,6°C in einer Teufe von 525 m uGOK (Abb. 7.12). Der Temperaturgradient war zum Zeitpunkt der Messung im gesamten Bereich annähernd konstant und betrug etwa 2,3 K/100 m. Dieser Wert stimmt gut mit dem älteren Wert von 2,1 K/100 m überein der für die oberen 1000 m der 200 m entfernten KTB-Vorbohrung angegeben wird (Wöhrl, 2003).

Das temperaturkorrigierte Leitfähigkeitslog zeigt einen zum Temperaturlog reziproken Verlauf, d.h. die Leitfähigkeit der Wassersäule nahm im untersuchten Abschnitt der Bohrung mit der Teufe ab. In einer Teufe von 100 m uGOK betrug die Leitfähigkeit etwa 40,8 mS/cm und verringerte sich dann kontinuierlich bis auf 39,1 mS/cm in einer Teufe von 525 m uGOK (Abb. 7.12). Das entspricht einer Verringerung der Salinität von 38,0 auf 36,1 g/l NaCl-Äquivalent und stellt damit einen bezüglich des Salzgradienten instabilen Zustand der Wassersäule dar.

Der Salzgehalt der Wassersäule war gegenüber den Konzentrationen in den bisher diskutierten Bohrungen und Grundwassermessstellen deutlich erhöht. Durch den hohen Salzgehalt über 0,6 g/l verliert die Formel von Chen und Millero (1986) zur Berechnung der Wasserdichte ihre Gültigkeit. Daher wurde eigens eine zweite Formel in den wirkungsorientierten Algorithmus implementiert und auf die Messungen aus der KTB-Hauptbohrung angewendet. Die „International Equation of State of Seawater 1980“ (s. Anhang F) besitzt auch bei höheren Salzkonzentrationen ihre Gültigkeit (UNESCO, 1981).

Die Auswertung bezüglich der dichtegetriebenen Vertikalströmungen zeigt, dass zum Zeitpunkt der Messung der gesamte untersuchte Bereich der KTB-Hauptbohrung von freier Konvektion geprägt war. Das Vorhandensein umwälzender Strömungen wird sowohl von der wirkungsorientierten Auswertung als auch der ursachenorientierten Auswertung des Synthetischen Konvektionslogs bestätigt (Abb. 7.12). Der größte Teil der untersuchten Wassersäule war dabei von thermosolutaler, d.h. temperatur- und salinitätsgetriebener Strömung (TSK) beeinflusst. Lediglich in einigen kleinen Abschnitten in der Größenordnung von einigen wenigen Metern wird die Strömung als temperaturgetriebene Konvektion (TK) identifiziert. Im Bereich zwischen 476,0 und 496,5 m uGOK wird im ursachenorientierten Teil des Synthetischen Konvektionslogs z.T. Diffuse Konvektion angezeigt. Stufenstrukturen im eigentlichen Sinn sind in diesem Bereich nicht eindeutig erkennbar, jedoch starke Schwankungen insbesondere in der Wasserleitfähigkeit.

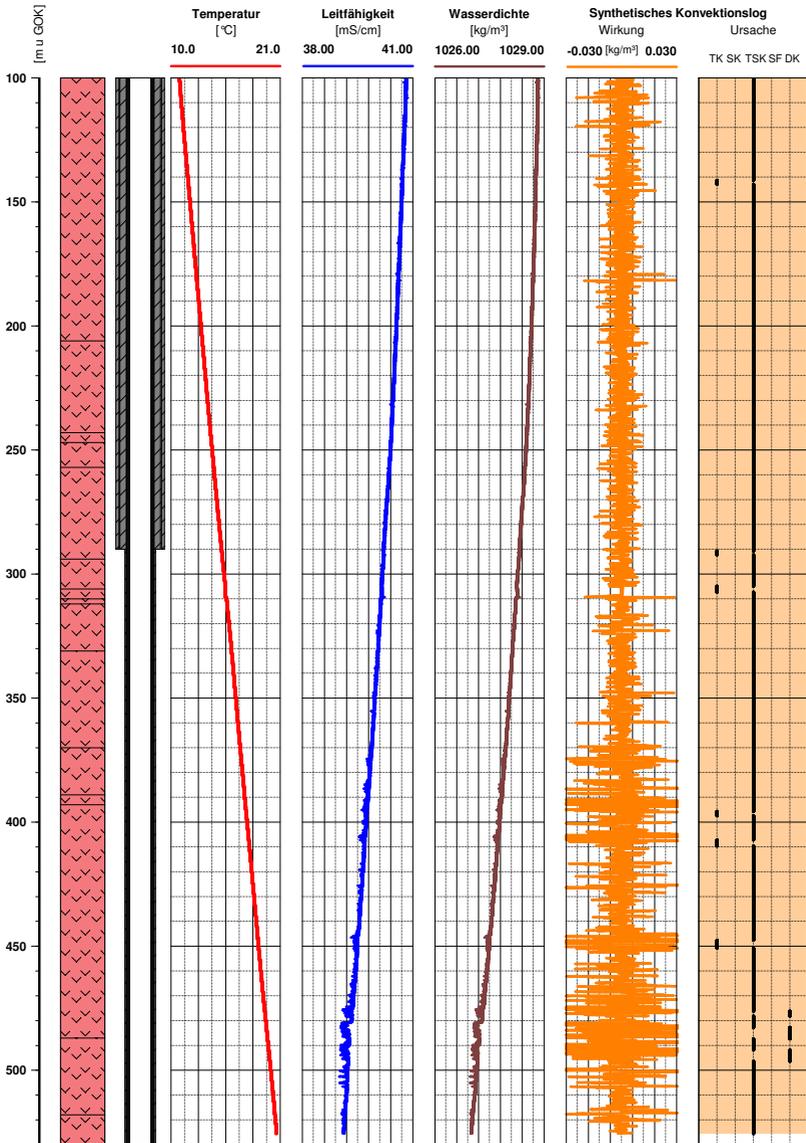


Abb. 7.12: Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die KTB-Hauptbohrung mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Teufenbereich 100 bis 525 m uGOK Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt)

Auffällig ist, dass die Amplituden der Dichteoszillationen in den Konvektionszellen gegenüber den zuvor gezeigten Messbeispielen deutlich erhöht sind (s. wirkungsorientierter Teil des SYNCO-Logs). Dies deutet auf eine sehr ausgeprägte, intensive Strömung hin.

Aufgrund der Auswertungen kann davon ausgegangen werden, dass in der KTB-Hauptbohrung im untersuchten Abschnitt der Wassersäule ständig ein aufwärtsgerichteter Wärmetransport und ein abwärtsgerichteter Salztransport stattfindet. In welchem Maße der in der Bohrung induzierte Wärmestrom z.B. die Bestimmung verlässlicher Wärmestromdichten der umgebenden Gesteinsformation beeinflusst, bleibt noch zu klären. Dies geht jedoch über den Umfang der Arbeit hinaus.

## 7.2.4 Interpretation von Stufenstrukturen

Stufen und Sprünge in den Logs von Temperatur und Wasserleitfähigkeit wurden bisher zumeist als hydraulische Undichtigkeiten von Verrohrungen interpretiert, wenn sie im Vollrohrbereich auftraten. Wenn sie im verfilterten Bereich auftraten, wurden sie als erzwungene vertikale Konvektion (hydraulische Kurzschlussströmung) interpretiert (z.B. LAWA, 1987).

Im Rahmen der Untersuchungen zur freien Konvektion zeigte sich jedoch, dass doppel-diffuse Prozesse zu ganz ähnlichen Signaturen in Temperatur-, Wasserleitfähigkeits- (Abb. 7.13) und auch anderen Wasserbeschaffenheitslogs (Abb. 7.18) führen. Bei der Doppeldiffusion wird ein Dichtekontrast nicht ausgeglichen, sondern noch verstärkt. Innerhalb der konvektiv gut durchmischten Schichten finden sich dabei relativ konstante Werte, während die dazwischenliegenden Übergangsschichten mit diffusivem Austausch durch sprunghafte Änderungen gekennzeichnet sind (siehe auch Abschnitt 3.3.4 und 6.3.4). Durch mehrere solche Schichten und Grenzschichten ergibt sich eine treppenähnliche Struktur (thermohaline staircase).

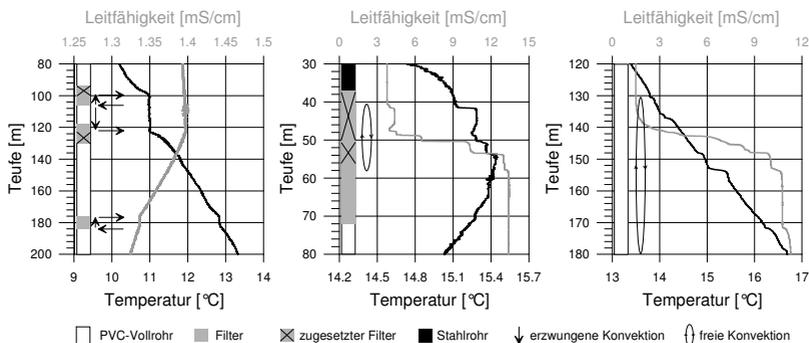


Abb. 7.13: Charakteristische Beispiele für Temperatur- und Wasserleitfähigkeitslogs in Grundwassermessstellen mit erzwungenen Konvektionsströmungen (links) und doppel-diffusen freien Konvektionsströmungen (Mitte und rechts) zur Verdeutlichung der Ähnlichkeiten ihrer Signaturen in geophysikalischen Bohrlochmessungen

Bei geophysikalischen Bohrlochmessungen zur Kontrolle des technischen Ausbaus der Messstelle bedarf es deshalb der zusätzlichen Detektion der Ursachen der Stufen oder Sprünge in den ermittelten Temperatur- und Leitfähigkeitslogs, um eine falsche Interpretation (z.B. Undichtigkeit oder Doppeldiffusion) auszuschließen.

Bezeichnend für die Doppeldiffusion ist, dass sie nur bei einer mit der Tiefe zunehmenden Dichte oder nahezu ausgeglichenem Dichteprofil auftritt und die Gradienten grundsätzlich gleich gerichtet sind (Temperatur und Leitfähigkeiten nehmen entweder beide mit der Tiefe zu oder ab). Bei Zuflüssen aufgrund von hydraulischen Undichtigkeiten von Verrohrungen oder durch erzwungene vertikale Konvektion ist unter Umständen mindestens eines der Kriterien nicht erfüllt. In diesen Fällen ist schon vorab eine Unterscheidung von Doppeldiffusion und z.B. erzwungener Strömung möglich.

Beide Formen der Doppeldiffusion wurden in Grundwassermessstellen detektiert. Sowohl Salzfinger, die sich bilden, wenn sich warmes, salin角度 Wasser über kälterem, geringsalinarem Wasser befindet (Abb. 7.14 rechts) als auch die Diffuse Konvektion, die entsteht, wenn sich kaltes, geringsalinaires Wasser über ausreichend wärmerem, salin角度 Wasser befindet (Abb. 7.14 links).

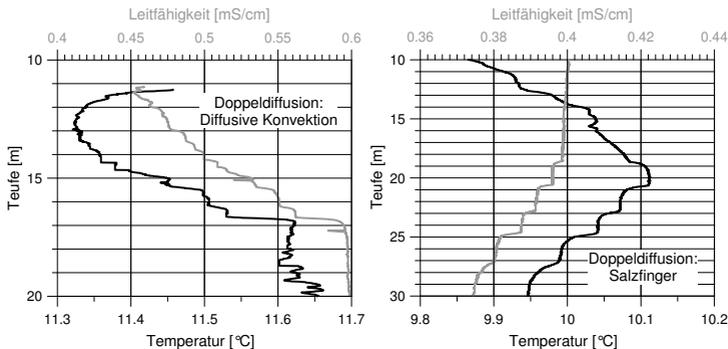


Abb. 7.14: Messbeispiel für charakteristische Stufenstrukturen bei Diffuser Konvektion und Salzfinger in Grundwassermessstellen

Die bei der Doppeldiffusion in Grundwassermessstellen oder Bohrungen entstehenden Schichtungen sind zeitlich sehr stabil, wie wiederholte Bohrlochmessungen belegen (Abb. 7.15).

In dem gezeigten Messbeispiel wurde die Beschaffenheit der Wassersäule in der Messstelle in drei aufeinander folgenden Monaten (August-Oktober) überprüft (Bohrprofil und Ausbau im Anhang in Abb. E.8). In allen Messungen wurde im gleichen Teufenbereich eine charakteristische Dichteschichtung in der Messstelle beobachtet. Die signifikanten Stufenstrukturen in den Temperatur-, Leitfähigkeits-, pH- und Redoxpotentiallogs stellten sich auch nach mehrstündigem Abpumpen der Messstelle im Zuge der zweiten Messkampagne wieder in der Messstelle ein, wie die dritte Messung einen Monat später beweist. Generell ist über die drei Messkampagnen eine Zunahme der Beschaffenheitskontraste aufgrund der Diffusen Konvektion zu beobachten.

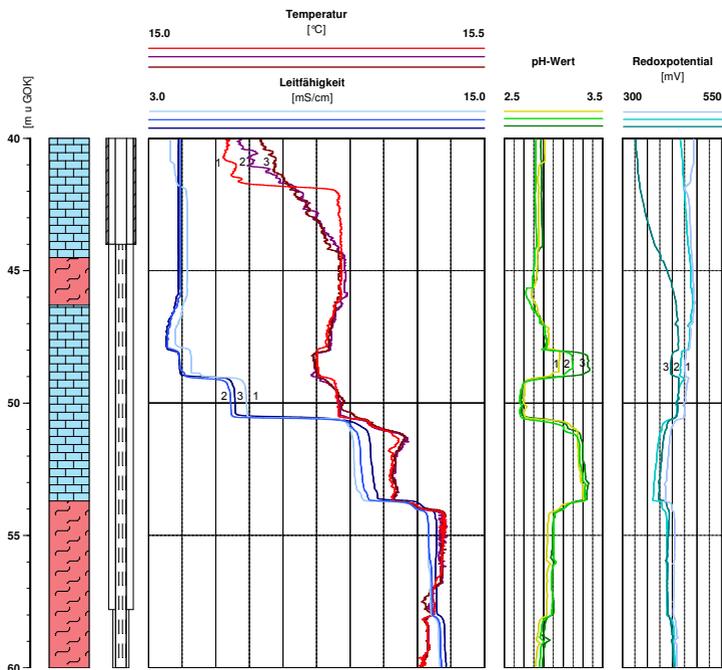


Abb. 7.15: Wiederholte Messungen der Beschaffenheit in drei aufeinander folgenden Monaten (August-Oktober) in einer von Diffuser Konvektion betroffenen Grundwassermessstelle

## 7.2.5 Vertikaler Transport von Sauerstoff und anderen Wasserinhaltsstoffen

Anhand von experimentellen Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, dass dichtegetriebene Konvektion zu einem messbaren vertikalen Transport von Sauerstoff führen kann (Abschnitt 5.2.4). Hochoaufgelöste geophysikalische Bohrlochmessungen mit einer Multiparametersonde belegen, dass ein solcher signifikanter Transport von Sauerstoff auch tatsächlich in Grundwassermessstellen zu beobachten ist (Abb. 7.16).

Die Wasserbeschaffenheit in einer Grundwassermessstelle auf dem Gebiet des Imprägnierwerks Wülknitz, einem Natural Attenuation Sanierungsstandort demonstriert anschaulich wie atmosphärisch eingetragener Sauerstoff durch dichtegetriebene Konvektion entlang der Wassersäule der Messstelle bis hinunter zum verfilterten Bereich transportiert wird (Abb. 7.16). Die Existenz dichtegetriebener Konvektion im Vollrohr der Messstelle ist durch das Synthetische Konvektionslog nachgewiesen. Aufgrund der horizontalen Durchströmung des Filters steht fest, dass sauerstoffangereichertes Wasser im Abstrom der Messstelle in den Grundwasserleiter eingetragen wird (Bohrprofil und Ausbau im Anhang

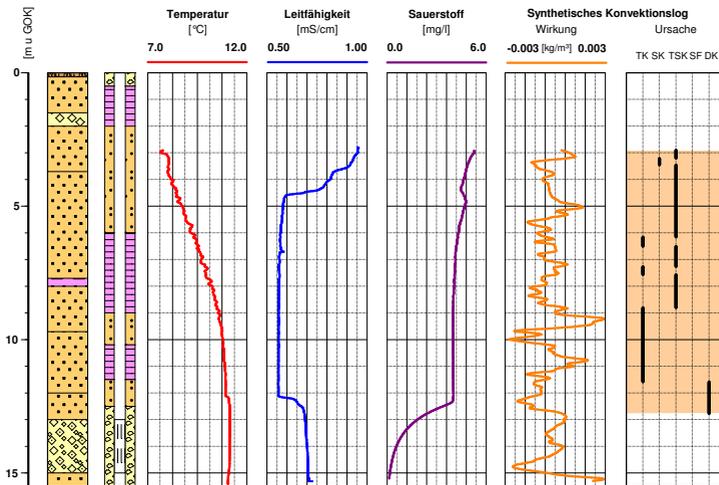


Abb. 7.16: Beispiel für den Sauerstofftransport durch dichtegetriebene vertikale Konvektion in einer Grundwassermessstelle am Natural Attenuation Standort Wülknitz

in Abb. E.9). Der verfilterte Bereich wirkt dabei im Grundwasserleiter als Quelle beschaffenheitsveränderten Wassers.

Der im gesamten Bereich der Wassersäule über dem Filter in etwa gleichmäßig erhöhte Sauerstoffgehalt zeigt an, dass der durch die Konvektionszellen bewirkte Stoffstrom in der Messstelle gegenüber dem Abtransport aus der Messstelle überwiegt. Die Menge des eingetragenen Sauerstoffs richtet sich daher nach der horizontalen Durchströmungsgeschwindigkeit des Filters. Der Rückgang der Sauerstoffkonzentration auf nahe Null am unteren Ende des Filters zeigt, dass im noch unbeeinflussten Grundwasser kaum oder gar kein Sauerstoff vorhanden ist.

Derartige Transportvorgänge wurden in mehreren Grundwassermessstellen beobachtet, wie z.B. auch in einer Messstelle des Messnetzes zur hydrologischen Beweissicherung (Abb. 7.17), die im Lockergestein ausgebaut ist (Bohrprofil und Ausbau im Anhang in Abb. E.10).

In anderen Messstellen kann allerdings die horizontale Durchströmung des Filters stärker sein als der vertikale Stofftransport durch die freie Konvektion (z.B. in hydraulisch sehr gut leitenden oder stark geklüfteten Formationen). Die Menge des ein- bzw. ausgetragenen Stoffs richtet sich in diesem Fall nach der konvektiven Transportgeschwindigkeit.

Kürzlich veröffentlichte Forschungsarbeiten des U.S. Geological Service (Vrobley et al., 2006) bestätigen den konvektiven Transport von gelöstem Sauerstoff aus flachen Bereichen in tiefere Bereiche von Grundwassermessstellen bis hin zum Filter anhand von stationär installierten Messsonden. Sie zeigen ferner, dass nach dem Entfernen des sauerstoffreichen Wassers aus der Messstelle durch Abpumpen, innerhalb weniger Tage die freie Konvektion erneut zu erhöhten Sauerstoffkonzentrationen im verfilterten Bereich führt.

Sauerstoff beeinflusst unter anderem den Oxidationsstatus von Metallen und somit deren Fällung und die Aktivität von Mikroorganismen und somit auch den Abbau von organischem Material und organischen Schadstoffen im Boden und im Grundwasser. Verfälschungen können z.B. die Fehleinschätzung des Anteils an Metallionen und des aeroben oder anaeroben Zustands betreffen. Fällungsprodukte können sich im Sumpfrohr der Messstelle sammeln oder als Inkrustation die Filter bzw. Kiesschüttung und Formation beeinträchtigen.

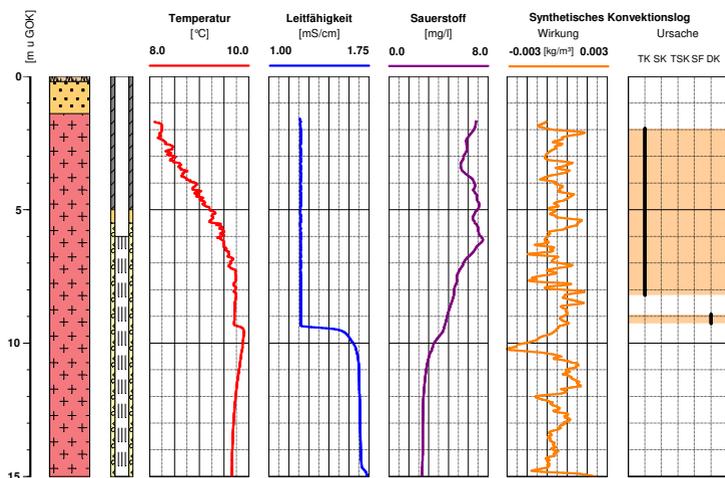


Abb. 7.17: Beispiel für den Sauerstofftransport durch dichtegetriebene vertikale Konvektion in einer Grundwassermessstelle eines Messnetzes zur hydrologischen Beweissicherung

Nicht immer ist jedoch die gesamte Wassersäule von einer konvektiven Strömung betroffen. Nicht in jedem Fall findet auf dem gesamten Weg zwischen dem Grundwasserleiter bzw. der Formation und der Atmosphäre konvektiver Transport statt. Der Transport ist unter Umständen durch diffusive Vorgänge limitiert und damit unterbrochen.

Im Rahmen der Arbeit durchgeführte hochaufgelöste geophysikalische Bohrlochmessungen mit einer Multiparametersonde belegen ferner, dass nicht nur gelöster Sauerstoff, sondern auch andere Wasserinhaltsstoffe durch dichtegetriebene Strömungen transportiert und wichtige Indikatoren der Wasserbeschaffenheit somit verändert werden. So führte z.B. die Doppeldiffusion in untersuchten Grundwassermessstellen (Abb. 7.18) zu Wasserschichten mit voneinander z.T. signifikant abweichender Beschaffenheit (pH-Wert, Redoxpotential, Sauerstoffgehalt und natürlich Temperatur und Wasserleitfähigkeit). Die gemessene Vertikalverteilung der Beschaffenheitsparameter im Standwasser ermöglicht demnach keine sichere Aussage über die Vertikalverteilung im Umfeld der Bohrung im zu untersuchenden Aquifer. Dies gilt sogar im verfilterten und horizontal durchströmten Bereich der Messstelle, wie das Beispiel dokumentiert.

Die Messungen (Abb. 7.18) zeigen den Unterschied der Wasserbeschaffenheit im Filterbereich vor und während der hydraulischen Anregung durch Abpumpen. Man erkennt

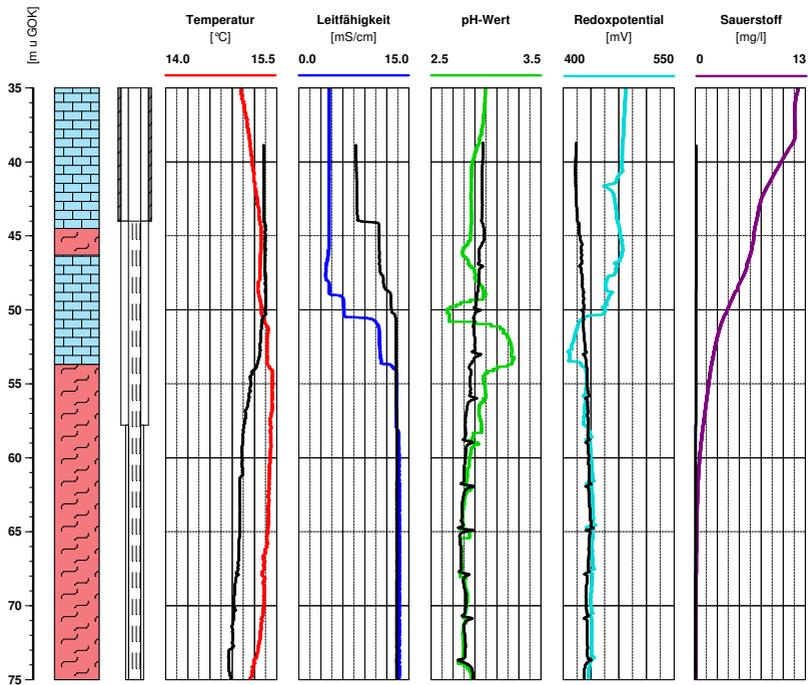


Abb. 7.18: Beispiel für den Sauerstofftransport und die Wasserbeschaffenheitsänderung durch Doppeldiffusion – schwarze Messkurven zeigen Wasserbeschaffenheit während des Abpumpens

deutlich, dass das Formationswasser anaerob ist, d.h. keinen Sauerstoff enthält. Dieser wird nur über die freie Konvektionsströmung in den Filterbereich der Messstelle eingetragen (Bohrprofil und Ausbau im Anhang in Abb. E.8). Möglichkeiten, wie einem derartigen Ein- oder Austrag von Stoffen begegnet werden kann, werden im folgenden Kapitel diskutiert.



# 8 Schlussfolgerungen

## 8.1 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

Ziel der Arbeit war es, die freie vertikale Konvektion in Grundwassermessstellen und Bohrungen

- mit modelltechnischen Methoden zu untersuchen,
- im Technikummaßstab realitätsnah nachzubilden und zu quantifizieren,
- in-situ zu detektieren und ein Verfahren zur Erfassung ihrer Ursachen und Wirkungen zu entwickeln und sie damit
- bezüglich ihre Signifikanz zu analysieren.

Letztendlich sollten Vorschläge für den Umgang mit den messwertverfälschenden Wirkungen bei In-situ-Messungen, wie den geophysikalischen Bohrlochmessungen, und Grundwasser-Probennahmen abgeleitet werden.

In einem ersten Schritt wurden die vertikalen dichtegetriebenen Transportprozesse, die in Grundwassermessstellen und Bohrungen auftreten können, hinsichtlich ihrer notwendigen Existenzbedingungen charakterisiert und klassifiziert. Fünf dichtegetriebene Strömungsprozesse wurden betrachtet (ohne molekulare Diffusion): thermische, solutale und thermosolutale (umwälzende) Konvektion, die zu einem Ausgleich des vertikalen Dichtegradients führen, sowie Salzfingerbildung und Diffuse Konvektion, die zu einer Verstärkung des vertikalen Dichtekontrasts führen.

Anhand von **numerischen Modellierungen** und **experimentellen Untersuchungen** wurde die freie Konvektion in Wassersäulen am Beispiel der thermischen Konvektion untersucht. Numerisches Modell und Technikumversuchsanlage bildeten eine 1 m hohe Wassersäule einer 2-Zoll Bohrung oder Grundwassermessstelle ab. Zur Untersuchung des Temperatureinflusses auf die Bildung und Geometrie von Konvektionszellen, sowie die auftretende Strömungsgeschwindigkeit wurden der Wassersäule verschiedene Temperaturgradienten aufgeprägt.

In dem numerischen Modell wurden für das System „Wassersäule – umgebende Gesteinsformation“ die durch freie Konvektion hervorgerufene Wasserströmung und die damit verbundenen Wärmeströme unter besonderer Berücksichtigung der vollständigen und physikalisch korrekten Kopplung von Wärmetransport- und Strömungsgleichungen ermittelt. In der Technikumversuchsanlage konnte die Entstehung und Temperaturabhängigkeit

von Konvektionszellen experimentell demonstriert und visualisiert werden. Dabei dienten Langzeitbelichtungsufnahmen der Erfassung der verschiedenen Strömungsformen. Zur Quantifizierung der induzierten Wasserströmung wurden PIV-Messungen durchgeführt. Numerische Modellierungen, sowie experimentelle Untersuchungen zur freien Konvektion in Wassersäulen mit einem hohen Seitenverhältnis (Höhe/Radius  $\approx 19$ ) und der kontrollierten Vorgabe derartiger Temperaturgradienten wurden im Rahmen dieser Arbeit erstmals durchgeführt.

Die numerische Simulation und die experimentellen Untersuchungen dieser Arbeit zeigen, dass, ungeachtet des stabilisierenden Effektes der Reibungskräfte entlang der großen Wandungsfläche, thermisch getriebene Konvektion in schlanken Wassersäulen schon bei sehr geringen vertikalen Temperaturgradienten auftritt. Für die Wassersäule mit einem Durchmesser von nur 5 cm (2-Zoll) wurde freie Konvektion bei Temperaturgradienten größer gleich 0,07 K/m numerisch belegt bzw. größer gleich 0,1 K/m experimentell bewiesen. Das Einsetzen der Konvektion erfolgte selbst bei kleinen Dichtegradienten verhältnismäßig schnell, d.h. innerhalb von einigen Minuten bis etwas über eine Stunde. Dies war so nicht erwartet worden.

Bei den untersuchten Temperaturgradienten (0,1 bis 1 K/m) ergaben sich in den Konvektionszellen Strömungsgeschwindigkeiten in der Größenordnung von  $10^{-4}$  m/s, d.h. von einigen Metern bis etwa Hundert Meter pro Tag. Trotz der vereinfachenden Annahmen korrelieren die numerischen Ergebnisse dabei gut mit den Resultaten der experimentellen Untersuchungen. Es wird davon ausgegangen, dass die ermittelten Strömungsgeschwindigkeiten mit Hilfe der Rayleighzahl als Skaliergröße auf freie Konvektion in Wassersäulen mit anderem Durchmesser übertragen werden können. Die Ergebnisse sollten damit auch verallgemeinernd auf thermisch getriebene Konvektion in jeder schlanken hohen Wassersäule anwendbar sein.

Die experimentellen Ergebnisse zeigen eine Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit mit dem Temperaturgradienten. Die Geschwindigkeiten in der Wassersäule mit 5 cm Durchmesser reichen dabei von  $8 \cdot 10^{-5}$  m/s (7 m/d) für einen Temperaturgradienten von 0,1 K/m bis zu  $1,1 \cdot 10^{-3}$  m/s (95 m/d) für einen Temperaturgradienten von 1 K/m. In Bohrungen und Grundwassermessstellen kann demnach die Geschwindigkeit der dichtegetriebenen Konvektion die der natürlichen Grundwasserströmung überschreiten. Sie kann damit auch in naturgemäß gut durchströmten Bereichen wirken.

Bei höheren Temperaturgradienten zeigte sich ein Übergang von einer quasi-stationären Strömung, bei der der Transport überwiegend über eine große Konvektionszelle erfolgt, zu einer zeitabhängigen Strömung, bei der die Konvektionszellen ihre Position in der Wassersäule, ihre Anzahl und Form zeitlich und teilweise innerhalb weniger Minuten änderten (im untersuchten Fall zwischen 1 und 2 K/m).

Es konnte nachgewiesen werden, dass durch die freie Konvektion ein gegenüber der reinen Wärmeleitung wesentlich effektiverer Wärmetransport entstand (100.000-fach). Solange ein strömungsinduzierender Temperaturgradient in den Wassersäulen von Bohrungen und Grundwassermessstellen durch die umgebende Gesteinsformation aufrecht erhalten wird, existiert somit ein ständiger Wärmestrom entlang der Wassersäule. Ferner konnte gezeigt werden, dass die durch die Konvektionszellen veränderte Temperaturverteilung in der Wassersäule auf das umgebende Gestein rückwirkt. Damit existiert auch ein ständiger

Wärmestrom zwischen Gesteinsformation und Bohrloch. Diese Ergebnisse sind vor allem für die Interpretation geothermischer Untersuchungen relevant.

Um ein besseres Verständnis zum Transport von gelösten Stoffen aufgrund freier Konvektionsströmungen zu erlangen, wurde die Versuchsanlage anschließend zur Detektion und Quantifizierung vertikaler Stoffströme am Beispiel von Sauerstoff umgebaut. Wie erwartet transportierte die dichtegetriebene Strömung den am oberen Ende eingetragenen Sauerstoff entlang der Wassersäule. Es zeigte sich ein stetiger Anstieg der Sauerstoffkonzentration, der in der gesamten Wassersäule nahezu gleichmäßig verlief, verursacht durch eine effektive Durchmischung. In Abhängigkeit vom Temperaturgradienten ergab sich ein unterschiedliches Transportverhalten. Der Anstieg der Sauerstoffkonzentration vollzog sich bei höheren Temperaturgradienten und damit höheren Strömungsgeschwindigkeiten schneller, auch war die Durchmischung der Wassersäule effektiver.

Die quasi-stationäre Strömung bei Temperaturgradienten bis  $1\text{ K/m}$  führte bei kurzen Zeiten nach Beginn der Sauerstoffeingabe (etwa innerhalb der ersten 30 Stunden) zu einem linearen Anstieg der Konzentration mit der Zeit. Dies weist auf einen konstanten Stoffstrom von der Sauerstoffquelle zur Wassersäule hin. Bei größeren Zeiten strebte die Sauerstoffkonzentration in dem geschlossenen System mit der Zeit asymptotisch einer Maximalkonzentration (Sättigungskonzentration) zu. Da in Bohrungen oder Grundwassermessstellen ein stetiger Abtransport des Sauerstoffs aufgrund der natürlichen horizontalen Durchströmung erfolgt, ist die Beschränkung der Auswertung auf den anfänglich linearen Anstieg gerechtfertigt. Im Ergebnis betrug die eingetragene Sauerstoffmenge in der 2-Zoll-Wassersäule für Temperaturgradienten von  $0,1$  bis zu  $1\text{ K/m}$  zwischen  $0,08$  und  $0,17\text{ mg/h}$ . Das sind etwa  $2 - 4\text{ mg}$  Sauerstoff pro Tag, die durch die freie Konvektion stetig in die Wassersäule eingetragen und dort verteilt werden. Beim Übergang zu zeitabhängigen Strömungen (im vorliegenden Fall zwischen  $1$  und  $2\text{ K/m}$ ) zeigte sich ein noch höherer Anstieg der Sauerstoffkonzentration mit der Zeit. Der induzierte Sauerstofftransport betrug hier  $0,31\text{ mg/h}$  bzw. etwa  $7\text{ mg/d}$ .

Der kontinuierliche Eintrag von einigen Milligramm Sauerstoff pro Tag in ein sonst anaerobes Milieu kann infolge von Redoxreaktionen, Sorption/Desorption und mikrobiellen Aktivitäten bereits zu signifikanten Änderungen der Wasserbeschaffenheit und/oder Fällungsreaktionen führen. Der gelöste Sauerstoff bzw. die durch ihn erzeugten geochemischen Umwandlungsprodukte werden gegebenenfalls mit der Grundwasserströmung in die umgebende Gesteinsformation transportiert, wo sich in Abhängigkeit von der Fließgeschwindigkeit in Abstromrichtung eine weiträumige Aureole mit beschaffenheitsverändertem Wasser bilden kann.

Die Transportwirkung der freien Konvektion erstreckt sich auf alle im Wasser gelösten Stoffe und Gase. Das Besondere an der freien Konvektion ist, dass der Transport sowohl auf- als auch abwärts erfolgt. Wasserinhaltsstoffe können folglich kontinuierlich über die Wasser-Luft-Grenzfläche entweichen, über die Luft-Wasser-Grenzfläche eingetragen oder zwischen verschiedenen Grundwasserhorizonten verfrachtet werden. Die Wassersäule wirkt dabei als Mischungsreaktor mit Stoffquellen und -senken an der Grenzfläche zur Atmosphäre und den Grenzflächen zu dem/den Grundwasserleiter(n). Die Konsequenzen und Vorschläge, die sich daraus z.B. für Bohrlochmessungen und die Grundwasserprobennahme ergeben, werden im Abschnitt 8.2 beschrieben.

Insgesamt haben die numerische Modellierung und die experimentellen Untersuchungen gezeigt, dass in den meisten Grundwassermessstellen und wassergefüllten Bohrungen bei normalen Bedingungen freie Konvektionsströmungen zu erwarten sind. Auch konnte gezeigt werden, dass die durch die freie Konvektion verursachten Stoffströme signifikant sind.

Ein weiteres wichtiges Ziel bestand im In-situ-Nachweis der dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesse. Für die Ermittlung der freien dichtegetriebenen Strömungen stand bisher kein geophysikalisches Log bzw. keine Auswertungsmethode für geophysikalische Bohrlochmessungen zur Verfügung. Basierend auf geophysikalischen Bohrlochmessungen wurde daher im Rahmen der Arbeit eine **Auswertungsmethode für die In-situ-Detektion und Identifizierung von freien Konvektions- und Doppeldiffusionsströmen in Grundwassermessstellen und Bohrungen** entwickelt. Grundlage für den messtechnischen Nachweis einer freien Konvektion in deren Wassersäule ist die hochaufgelöste und teufenexakte Erfassung kleinster Schwankungen der Beschaffenheitsparameter. Dabei ist zu beachten, dass diese Forderung nur mit genauen Temperatur-Leitfähigkeits- bzw. Multiparametersonden in Verbindung mit einer steuerbaren geophysikalischen Bohrlochmessapparatur erfüllt werden kann. Messungen mit handgeführten hydrogeologischen Grundwassersonden sind für diese Aufgabe nicht geeignet.

Eingangswerte für den als Synthetisches Konvektionslog (SYNCO-Log) bezeichneten Auswertungsalgorithmus sind simultan gemessene, hochaufgelöste Temperatur-, Wasserleitfähigkeits- und Druck- (oder Teufen-) Daten. Der neu entwickelte Algorithmus berücksichtigt nicht nur die numerisch und experimentell untersuchte thermische Konvektion. Er erfasst alle Arten der dichtegetriebenen freien Konvektion die in Grundwassermessstellen und Bohrungen auftreten können: thermische, solutale und thermosolutale (umwälzende) Konvektion, sowie die Salzfingerbildung und Diffuse Konvektion. Der Vorteil des Algorithmus liegt darin, dass gleichzeitig Ursachen und Wirkungen identifiziert werden können, d.h. die treibenden Kräfte und der resultierende konvektive Stofftransport werden erfasst und ausgewertet.

Der ursachenorientierte Teil wurde auf der Tatsache begründet, dass dichtegetriebene vertikale Transportprozesse unter verschiedenen Bedingungen (Richtung des Temperatur- und Salinitätsgradienten) auftreten und somit eine Identifizierung und Abgrenzung der unterschiedlichen Formen möglich ist.

Der wirkungsorientierte Teil wurde auf der Idee aufgebaut, dass die aus der freien Konvektion resultierenden Phänomene, wie Konvektionszellen und „Stufenstrukturen“, direkt in den primären Messkurven identifiziert werden können.

Die Auswertung in den zwei Teilen erfolgt unabhängig voneinander. Eine Gegenüberstellung belegt, dass die Ergebnisse beider Ansätze in den meisten Fällen gut miteinander übereinstimmen. Bei sehr geringen Temperaturgradienten ist jedoch besonders bei Daten mit einem vergleichsweise hohen Rauschpegel zu erwarten, dass die wirkungsorientierte Auswertung gegenüber der ursachenorientierten weniger zuverlässige Ergebnisse produziert. Um derartige Schwierigkeiten zu vermeiden, wird empfohlen, das Synthetische Konvektionslog in seiner Gesamtheit anzuwenden, also jeweils beide Teile der Auswertungsmethode gegenüberstellend zu betrachten. Die kombinierte Auswertung verbessert entscheidend die Verlässlichkeit der Interpretation.

Mit **bohrlochgeophysikalischen Untersuchungen und Anwendung des Synthetischen Konvektionslogs** konnte das Auftreten von freier Konvektion und Doppeldiffusion in zahlreichen Grundwassermessstellen und Bohrungen nachgewiesen werden. Amplitude und Dimension der in-situ detektierten Effekte stimmten gut mit den Ergebnissen der experimentellen Untersuchungen und der numerischen Modellierungen überein. Die geophysikalischen Bohrlochmessungen zeigten, dass vielfach mehrere konvektionsbeeinflusste Abschnitte in einer Grundwassermessstelle oder Bohrung gleichzeitig existieren. Diese Abschnitte können auch verschiedene Formen von dichtegetriebenen vertikalen Strömungen aufweisen.

Messstellenübergreifend wurde festgestellt, dass Bohrungen und Messstellen mit geringen Grundwasserflurabständen jahreszeitabhängig durch die hohen Temperaturgradienten im oberflächennahen Untergrund besonders ausgeprägte freie Konvektionsströmungen aufweisen. Dieser Effekt wird durch Aufsatzrohre aus Metall noch verstärkt. Tiefe Grundwassermessstellen und Bohrungen können, bedingt durch den geothermischen Gradienten, jahreszeitunabhängige, vergleichsweise schwächere freie Konvektionsströmungen aufweisen. Die Messungen zeigten, dass zusätzliche Konzentrationsgradienten (z.B. durch Unterschiede in der Salinität) auch hier zu ausgeprägten freien Konvektionsströmungen führen können. Generell gilt, dass die Anfälligkeit von Wassersäulen für das Auftreten von freier Konvektion mit ihrem Durchmesser steigt und sogar proportional zu dessen vierter Potenz ist.

Anhand geophysikalischer Bohrlochmessungen konnte auch die beschaffenheitsverändernde Wirkung der freien Konvektion nachgewiesen werden. So wurde z.B. in mehreren Messstellen der Eintrag von aus der Atmosphäre stammendem Sauerstoff in den Aquifer belegt. Detektiert wurden auch Änderungen im pH-Wert und Redoxpotential.

Es zeigte sich ferner, dass doppelldiffusive Strömungen zu ähnlichen Signaturen (Stufenstrukturen) in Temperatur- und Wasserleitfähigkeitslogs führen, wie erzwungene Konvektion. Eine Ausbaukontrollmessung bedarf deshalb einer zusätzlichen Detektion der Ursachen von Stufen oder Sprüngen in den Temperatur- und Leitfähigkeitslogs, um eine Fehlinterpretation vermeiden zu können. Solche Stufenstrukturen und Sprünge wurden auch in Logs anderer Beschaffenheitsparameter detektiert.

## 8.2 Vorschläge zum Umgang mit Bohrlochmessungen und Grundwasserprobennahmen

Die beschaffenheitsverändernde Wirkung der freien Konvektion beeinträchtigt die Repräsentativität von Bohrlochmessungen und Grundwasserproben. Aus dem Vorhandensein von freien Konvektionsströmungen in zahlreichen Bohrungen und Grundwassermessstellen, darunter auch viele regelgerecht ausgebaute, ergeben sich damit wesentliche Konsequenzen für alle In-situ-Messungen und die Grundwasserprobennahme.

Aufgrund der verfälschenden Wirkung freier Konvektionen gilt für **geophysikalische Bohrlochlogs und passive Messsysteme**, dass aus den in der Wassersäule gemessenen

Vertikalverteilungen von Beschaffenheits- und Zustandsparametern nicht uneingeschränkt auf die Vertikalverteilungen im Umfeld (Aquifer, Formation) geschlossen werden kann.

Daher sollte insbesondere bei der Interpretation von

- hydrogeologischen Untersuchungen (z.B. bei der Bestimmung von Zu- und Abflüssen von Grundwasser in Grundwassermessstellen),
- hydrogeochemischen Untersuchungen (insbesondere wenn geringe Konzentrationen oder geringe Änderungen in den Konzentrationen untersucht werden sollen),
- geothermischen Untersuchungen (z.B. bei der Bestimmung von verlässlichen Wärmestromdichten und thermischen Gesteinseigenschaften, basierend auf Temperaturlogs) und
- Ausbaukontrollmessungen (z.B. beim Auffinden von Leckagen in Verrohrungen)

die Wassersäule von Bohrungen und Grundwassermessstellen auf das Auftreten von beschaffenheitsverändernden vertikalen Transportprozessen hin untersucht werden. Dafür können die Temperatur-Leitfähigkeits- oder Multiparametermessungen selbst genutzt werden: als Eingangsparameter für das Synthetische Konvektionslog.

Stationär eingebaute, passive Messsysteme sollten für eine tiefendifferenzierte Bewertung von Grundwasserleitern anhand von Beschaffenheitsmessungen in einer Grundwassermessstelle nur genutzt werden, wenn folgende Voraussetzungen erfüllt sind:

1. die Messungen werden im verfilterten Bereich durchgeführt,
2. der Filter wird horizontal gut durchströmt und
3. es treten weder vertikale hydraulische Gradienten, noch die hier untersuchten freien Konvektionsströmungen auf.

Da praktisch in nahezu allen Bohrungen und Messstellen zumindest zeitweise freie Vertikalströmungen wirksam sind, können In-situ-Messungen in konventionellen Messstellen nur sehr eingeschränkt zur Ableitung von Informationen über das Messstellenumfeld eingesetzt werden. So zeigten z.B. Vroblesky et al. (2007), dass Passivsammler in Bohrlöchern ohne strömungsverhindernde Maßnahmen unter Umständen im Vergleich zu den wahren Grundwasserparametern zu niedrige Metallionenkonzentrationen und zu hohe Sauerstoffkonzentrationen anzeigen.

Für alle Grundwassermessstellen und Bohrungen wird daher empfohlen, zunächst eine konkrete Bewertung der Repräsentativität auf der Basis eines bohrlochgeophysikalischen Nachweises der Strömungen und der modellgestützten Abschätzung potenzieller, hierdurch bewirkter Stoffverfrachtungen unter den gegebenen hydraulischen und klimatischen Randbedingungen vorzunehmen.

Das neu entwickelte Synthetische Konvektionslog mit zugehöriger Strömungsanalyse ermöglicht in Verbindung mit bekannten Kontrollmethoden für den technischen Ausbau eine

### qualifizierte **Prüfung der Repräsentativität einer Grundwassermessstelle oder Bohrung.**

Folgende Vorgehensweise wird dazu vorgeschlagen (Abb. 8.1): Ausgangspunkt für die Prüfung ist das Synthetische Konvektionslog, wobei für die zeitliche Planung der Kontrollmessung die Existenz jahreszeitabhängiger destabilisierender Temperaturgradienten nahe der Erdoberfläche zu berücksichtigen ist. Zeigt das Synthetische Konvektionslog generell die Abwesenheit von Vertikalströmungen an, besteht kein Handlungsbedarf. Wurden Vertikalströmungen detektiert, wird eine technische Ausbauprüfung empfohlen (Abb. 8.1). Eine Sanierung oder ein Rückbau ist bei defektem Ausbau unumgänglich, um ggf. eine negative Beeinflussung von Messstellen im Umfeld auszuschließen. Nach erfolgter Sanierung liefert eine erneute geophysikalische Bohrlochmessung und Ableitung des Synthetischen Konvektionslogs Informationen zum geänderten Zustand der Messstelle. Ist der Ausbau in technisch einwandfreiem Zustand, entscheiden die Ergebnisse einer detaillierten Strömungsanalyse über das weitere Vorgehen. In Abhängigkeit von der Strömungsart und damit der ermittelten Schädigung des Grundwasserleiters bzw. der Intensität der Zu- und Abflüsse wird ein Rückbau oder eine Sanierung, eine Nachrüstung mit Spezialtechnik, eine Modifizierung der Probennahme oder eine unveränderte Weiternutzung der Messstelle empfohlen. Eine Modifizierung der Probennahme kann beispielsweise eine zielgerichtete Entnahme von Schöpfproben in gut angekoppelt und durchströmten Filterbereichen umfassen (Börner et al., 2007).

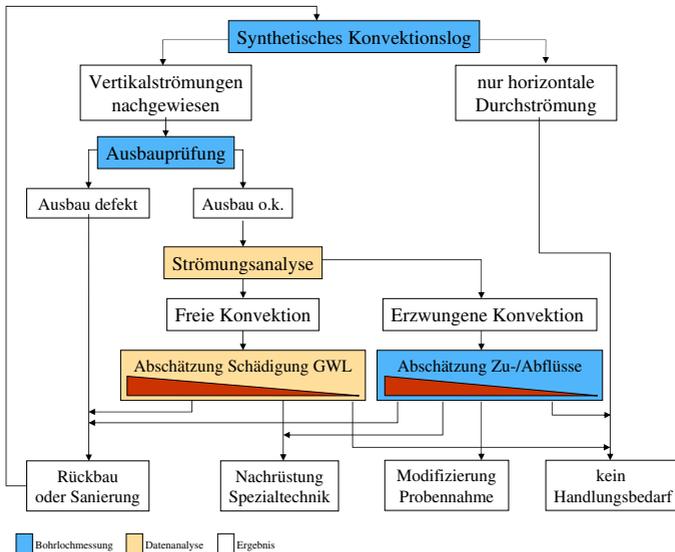


Abb. 8.1: Vorschlag für die Einbeziehung der Ergebnisse des Synthetischen Konvektionslogs in die Prüfung der Repräsentativität von Grundwassermessstellen

Bei einer **Grundwasserprobennahme** ohne vorherigen Austausch des Standwassers der Grundwassermessstelle (Schöpfprobennahme) gelten grundsätzlich die gleichen Einschränkungen, wie beim Einsatz von Passivsammlern oder In-situ-Messungen. Dass es durch freie

Konvektion zur Verfälschung bei der Probennahme kommen kann, ist jedoch in geltenden Regelwerken für eine tiefengerechte repräsentative Grundwasserprobennahme noch nicht berücksichtigt.

In Messstellen mit hohen Stoffkonzentrationen sind diese verfahrensbedingten Verfälschungen zumeist vernachlässigbar. Im Falle des Monitorings von Natural Attenuation Prozessen (NA-Prozessen – natürlicherweise im Untergrund ablaufende Abbau- und Rückhalteprozesse) sind die insbesondere den Redox-Zustand betreffenden Verfälschungen (z.B. Sauerstoffeintrag in einen anaeroben Grundwasserleiter) aber voraussichtlich nicht tolerabel (Barczewski und Nitsche, 2002). Treten während einer langzeitlichen Beprobung in einer Messstelle Verfälschungen der Wasserbeschaffenheit durch eine sich ausbildende Aureole auf, kann dies unter Umständen einen NA-Prozess vortäuschen.

Mit einer regelgerecht ausgeführten Pumpprobennahme ist in einer Messstelle mit einem durch freie Konvektion hydrogeochemisch veränderten Umfeld eine repräsentative Grundwasserprobe nicht sicher gewinnbar. Auch Vroblesky et al. (2007) zeigten, dass freie Konvektion die Repräsentativität von Probenahmen mit geringer Förderleistung (low-flow sampling) beeinflusst. Das betrifft vor allem die Salinität, das Redoxpotential, die mikrobiologischen Prozesse und das Abbruchkriterium. Sie vermuten, dass freie Konvektionsströmungen selbst bei üblicher Pumpprobennahme zu einem falschen Einschätzen des Abbruchkriteriums führen können.

In Abhängigkeit des Umfangs und der Konzentration in der verursachten Aureole, ist diese selbst beim Abpumpen großer Volumina nicht zu beseitigen. Martin-Hayden (2000a) fand selbst nach dem Abpumpen des fünffachen Messstelleninhalts noch fünf Prozent Standwasser in der mit möglichst geringer Pumprate (220 mL/min) geförderten Probe. Mit der heute praktizierten Methodik wird deshalb möglicherweise nur das im Nahfeld der Messstelle veränderte Wasser vor der Probennahme zuverlässig entfernt. Schon Dermietzel et al. (2004) merkten an, dass Beprobungsverfahren, die nur das Grundwasser aus dem Nahbereich des Filters erfassen, voraussichtlich nur eingeschränkt brauchbare Ergebnisse zum Nachweis von NA-Prozessen liefern können, sofern der vertikale Stofftransport im Messstellenrohr nicht zusätzlich unterbunden ist.

Eine Probennahme nach dem gegenwärtigen Stand der Technik kann in einer geschädigten Grundwassermessstelle, bzw. in einem aufgrund ähnlicher Ausbauten insgesamt geschädigten Messnetz demnach zu falschen Schlussfolgerungen bezüglich des geochemischen Zustandes des Grundwasserleiters und den gegebenenfalls erforderlichen Sanierungsmaßnahmen führen. Demzufolge sollten Grundwassermessstellen, bei denen eine Probennahme mit hoher Genauigkeit erforderlich ist, nicht mit den klassischen Methoden beprobt werden.

Eine Lösungsmöglichkeit stellt die nachträgliche **Installation verfälschungsfreier Probennahmesysteme** in geprüfte Messstellen dar. Um vorhandene, regelgerecht ausgebaute Grundwassermessstellen nicht aufwändig erneuern zu müssen, wurde im Rahmen der Forschungsarbeiten die Idee eines Verfahrens zur verfälschungsfreien Entnahme von Grundwasserproben entwickelt (Patent Nr. DE 102004041334 ).

Eine detaillierte Beschreibung des Probennahmesystems geben Berthold und Börner (2008c). Das Probennahmesystem besteht aus zwei Hauptkomponenten (Abb. 8.2):

- einer Probennahmestation, die in einem Permanentpacker im Filterbereich einer Messstelle fest installiert ist und
- einem mobilen sogenannten Probennahme-Shuttle, das wiederholt in Messstellen an der Probennahmestation andockt, eine Grundwasserprobe entnimmt und diese nach Übertage transportiert.

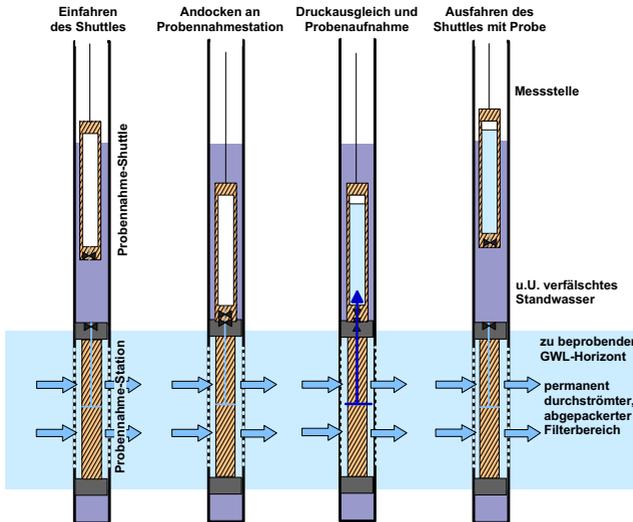


Abb. 8.2: Ablauf der Probennahme mit dem Shuttle-System

Das Probennahmesystem zeichnet sich durch folgende Vorteile gegenüber herkömmlichen Probennahmen bei Auftreten von freier Konvektion aus:

1. Der Luft-Wasser-Kontakt im Messstellenrohr wird ausgeschlossen.
2. Vertikale Konvektion wird verhindert, so dass am Ort der Probennahme unverfälschtes, d.h. aus der an dieser Stelle das Filterrohr schneidenden Strombahn entstammendes, Grundwasser ansteht.
3. Die Aureolenbildung im Grundwasserleiter im Umfeld der Messstelle wird verhindert.
4. Es wird eine in ihrer Beschaffenheit unverfälschte Grundwasserprobe mit Erhalt wesentlicher Zustandsparameter gewonnen und nach Übertage transportiert.
5. Die Nachrüstung regelgerecht erstellter und geprüfter Grundwassermessstellen ist möglich.

## 8.3 Ausblick

Weiterführende Arbeiten könnten die Entwicklung eines kombinierten mess- und modelltechnischen Verfahrens zur Einschätzung der Auswirkungen der dichtegetriebenen Strömung umfassen. Reale Messdaten könnten dann in ein Modell eingefügt werden, um unter Berücksichtigung jahreszeitlicher Schwankungen die Situation für beliebige Messzeiten abzuschätzen.

Auch sollte die Optimierung von Sensorkonfigurationen bohrlochgeophysikalischer Sonden angestrebt werden, um insbesondere die Intensität freier Konvektionen messen zu können.

Die in der Arbeit beschriebene bohrlochgeophysikalische Auswertungsmethode wurde an Grundwassermessstellen und wassergefüllten Bohrungen mit Teufen bis etwa 300 m unter Geländeoberkante getestet und auf die dort vorherrschenden Verhältnisse ausgerichtet. Weiterer Forschungsbedarf wird in der Anpassung und Weiterentwicklung des Interpretationsalgorithmus für den Nachweis und die Quantifizierung von Vertikalströmungen in deutlich tieferen Bohrungen (unter Umständen auch spülungsgefüllt) gesehen. Ein Forschungsprojekt mit einer solchen Ausrichtung ist vor kurzem am Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V. angelaufen (Berthold und Börner, 2008b). Im Zentrum der Arbeiten wird insbesondere die Anpassung an die neuen mess- und bohrtechnischen Bedingungen stehen, wie z.B. die höhere Sondenfahrgeschwindigkeit, die geringere vertikale Auflösung (Messintervall), die geringere Genauigkeit der Messwerte und die höhere Fluidviskosität (Spülung).

# Glossar

## **adiabatisch**

ohne Wärmeaustausch mit der Umgebung

## **aerob/anaerob**

unter Einfluss von Luft bzw. Sauerstoff ablaufend/  
ohne Luft bzw. Sauerstoff ablaufend

## **Aquifer**

Grundwasserleiter, d.h. wasserführende Schichten im Untergrund bzw. Gesteinskörper, der Hohlräume enthält und in der Lage ist Grundwasser weiterzuleiten

## **Aureole**

hier: Bereich mit gegenüber den tatsächlichen geochemischen Verhältnissen im Grundwasserleiter verfälschten Eigenschaften (s. auch Abschnitt 2.3)

## **axialsymmetrisch**

symmetrisch zu einer geometrischen Achse

## **Doppeldiffusion**

Form der freien Konvektion

Doppeldiffusion tritt dann auf, wenn eine Komponente stabilisierend und eine andere destabilisierend auf die Dichte wirkt und diese Komponenten verschiedene molekulare Diffusivitäten besitzen. Zumeist bezieht sich die Doppeldiffusion auf die unterschiedlichen Diffusivitäten von Temperatur und Salzgehalt im Wasser (s. auch Abschnitt 3.3.5).

## **Filterrohr**

Rohr, das durch kleine Öffnungen (z.B. Schlitz, Rund- oder Langlöcher) perforiert ist und das Einströmen des Grundwassers in die Messstelle ermöglicht aber dabei gleichzeitig die Bohrlochwand stabilisiert

### **Finite-Differenzen-Methode**

numerisches Verfahren zur Lösung von Differentialgleichungen bei dem das Berechnungsgebiet in eine endliche (finite) Anzahl von Gitterpunkten zerlegt wird

### **Finite-Elemente-Methode**

numerisches Verfahren zur Lösung von Differentialgleichungen bei dem das Berechnungsgebiet in eine endliche (finite) Anzahl von Elementen zerlegt wird

### **Formation, Gesteinsformation**

hier: allgemein für die Bohrlochumgebung verwendet, sonst: Gesteinskörper, die einen genetisch zusammenhängenden Verband bilden

### **Formationswasser**

im Porenraum oder in den Klüften der Gesteinsformation vorkommendes Wasser

### **in-situ**

Bezeichnung für Methoden, Reaktionen oder Verfahren, die vor Ort angewendet werden oder stattfinden

### **isentropisch**

Volumenänderung bei gleichbleibender Entropie (z.B. vollständig reversibler Kreisprozess)

### **isothermisch**

bei konstanter Temperatur ablaufend

### **Konvektion**

Mechanismus der Wärme- und/oder Stoffübertragung in Form einer Strömung  
Diese Strömung kann durch unterschiedliche Kräfte hervorgerufen werden (z.B. Druck- oder Dichteunterschiede) und transportiert Teilchen, die ihre thermische Energie mitführen.

### **Konvektionszellen**

Strömungszellen, die sich z.B. in Form rollenförmiger oder sechseckiger Strukturen ausbilden

### **laminare Strömung**

Bewegung von Flüssigkeiten und Gasen, bei der keine Turbulenzen auftreten, d.h. keine Quervermischung stattfindet

**Log**

zumeist kontinuierliche Aufzeichnung der Messparameter während der Fahrt von geophysikalischen Messsonden im Bohrloch (z.B. Temperaturlog, Leitfähigkeitslog)

**Logging (Bohrlochmessung)**

Durchführung von geophysikalischen Untersuchungen in Bohrungen und Messstellen, im allgemeinen kontinuierliche Messungen mit speziellen Messsonden

**NaCl-Äquivalent**

gibt die Menge Natriumchlorid (NaCl) an, die im Wasser gelöst die gleiche elektrische Leitfähigkeit wie die untersuchte Lösung besitzt

**Natural Attenuation (NA)**

natürlicherweise im Untergrund ablaufende Abbau- und Rückhalteprozesse von Schadstoffen

**Particle Image Velocimetry (PIV)**

optisches Verfahren zur Bestimmung des Geschwindigkeitsfeldes einer Strömung. Dem Fluid (z.B. Wasser oder Gas) werden Tracerpartikel zugegeben und mit Hilfe eines Lasers sichtbar gemacht. Ihre Bewegung wird in einzelnen Zeitschritten von einer Digitalkamera erfasst und später über eine Korrelationsanalyse in Geschwindigkeitsvektoren umgerechnet.

**Passivsammler**

passive Probennahmemethode bei der die zu untersuchenden Stoffe aus der Wasser- oder Gasphase in eine feste sorptionsaktive Wirkstoffphase übergehen und so ins Labor transportiert werden können

**pH-Wert**

Maß für die Stärke der sauren bzw. basischen Wirkung einer Lösung, d.h. negativer dekadischer Logarithmus der Wasserstoffionenkonzentration

**quasiperiodisch**

annähernd regelmäßig wiederholend, sich nur wenig von einem periodischen Vorgang oder einer periodischen Größe unterscheidend

**Redoxpotential**

Maß für die Reduktionskraft eines Systems, d.h. Bereitschaft, bei einer chemischen Reaktion Elektronen aufzunehmen, um in die reduzierte Form überzugehen oder Elektronen abzugeben und damit in die oxidierte Form überzugehen

### **Ringraum**

Ringspalt zwischen der Verrohrung (z.B. Voll- oder Filterrohr) und der umgebenden Gesteinsformation

### **Salinität**

Salzgehalt eines Wassers

### **solotal**

den Salzgehalt betreffend

### **Standwasser**

in der Bohrung oder Grundwassermessstelle befindliches Wasser, zumeist wird nur das Wasser im Vollrohr als solches bezeichnet

### **Sumpfrohr**

Vollrohr, welches an der Unterseite mit einem Deckel verschlossen ist

### **Technikummaßstab**

Bindeglied zwischen Labor- und Feldmaßstab  
Maßstäblich verkleinerte Anlagen oder Ausschnitte aus dem Realmaßstab werden benutzt um im Labor gefundene Parameter auf den Realmaßstab zu übertragen.

### **Teufe**

bergmännische Bezeichnung für Tiefe, in der Tiefbohrtechnik i.A. Länge der Bohrung (bei Krümmung oder Ablenkung der Bohrung daher größer als die vertikale Tiefe)

### **thermosolotal**

die kombinierte Wirkung von Temperatur (thermo-) und Salzgehalt (-solotal) betreffend

### **Tracer**

natürlich vorhandener Spurenstoff oder künstlich zugegebene Substanz die mit einer anderen gemischt oder an diese gekoppelt wird, um deren Verteilung oder Lokalität verfolgen und untersuchen zu können

### **Vollrohr**

Vollwandrohr zum Ausbau von Grundwassermessstellen oder Bohrungen zur Verhinderung des Wasserzutritts aus nicht zu untersuchenden Schichten und zum Stabilisieren der Bohrlochwand

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Regelausbau einer Grundwassermessstelle (entnommen aus Schreiner und Kreysing (1998)) . . . . .	8
2.2	Überblick über Strömungen in Bohrungen und Grundwassermessstellen (GWM) . . . . .	9
2.3	Erzwungene Konvektion in Grundwassermessstellen und offenen Bohrungen ( $p = \text{Druck}$ ) . . . . .	9
2.4	Freie Konvektion in Grundwassermessstellen und offenen Bohrungen am Beispiel von temperaturgetriebener Konvektion ( $T = \text{Temperatur}$ ) . . . . .	10
2.5	Den Stoffeintrag und den Stoffaustausch bestimmende Teilsysteme des geohydraulisch-geothermisch-geochemischen Komplexsystems am Beispiel einer Grundwassermessstelle (systembestimmende Prozesse) . . . . .	15
2.6	Temperaturverlauf im Untergrund zu verschiedenen Zeitpunkten des Jahres (entnommen aus LAWA (1987)) . . . . .	17
2.7	Eigene Messung des Temperaturverlaufs in den Wülknitzer Messstellen Hy WükRi13/01 MP (links) und Hy WükRi13/01 UP (rechts) in Abhängigkeit von der Jahreszeit . . . . .	17
2.8	Temperaturverlauf in einer die Wassersäule überlagernden Luftsäule in Abhängigkeit von der Teufe und der Jahreszeit (Forschungsbohrung LGB 1) . . . . .	19
2.9	Tageszeitlich bedingte Temperaturschwankungen in der Luftsäule einer Überflur-Grundwassermessstelle (Forschungsbohrung LGB 1) . . . . .	20
2.10	Jahreszeitlich bedingte Temperaturschwankungen in der Luftsäule einer Überflur-Grundwassermessstelle (Die Messkette wurde aufgrund anderer Messungen mehrfach aus der Messstelle entfernt, wodurch Unstetigkeiten in den Messwerten entstanden.) . . . . .	20
2.11	Abbildung 2.10 mit veränderter Skalierung der Temperatur: Jahreszeitlich bedingte Temperaturschwankungen in der Luftsäule einer Überflur-Grundwassermessstelle (Forschungsbohrung LGB 1) . . . . .	21
2.12	Vom geothermischen Gradienten beeinflusstes Temperaturprofil . . . . .	22
2.13	Hinweise auf Änderungen der Beschaffenheit des die Messstelle anströmenden Grundwassers – Messungen im Filterbereich der Grundwassermessstelle LGB 1 mit einer MSS1.2-Sonde der BGR . . . . .	23
2.14	Kondenswasserspuren im Vollrohr zweier Grundwassermessstellen (Blick von oben in die Messstelle) . . . . .	24
2.15	Auflagernde geringleitfähige Wasserschicht im Vollrohrbereich einer Messstelle . . . . .	25

3.1	Dichtegetriebene vertikale Transportprozesse in einem System mit variierender Temperatur ( $T$ ) und Salzkonzentration ( $S$ ) – Pfeile zeigen Zu- ( $\uparrow$ ) bzw. Abnahme ( $\downarrow$ ) mit der Teufe an . . . . .	32
3.2	Konvektionszellen in einer von unten beheizten Fluidschicht ( $T_u > T_o$ ) – Pfeile zeigen die Strömungsrichtung an (entnommen aus Müller und Erhardt (1999)) . . . . .	34
3.3	Abhängigkeit der Stabilität des Systems (graue Kugel) vom Verhältnis zwischen Rayleighzahl ( $Ra$ ) und kritischer Rayleighzahl ( $Ra_{krit}$ ) – stabiles Gleichgewicht: nach oben offene Schale, indifferentes Gleichgewicht: gerade Linie, instabiles Gleichgewicht: nach unten offene Schale . . . . .	35
3.4	Temperaturverlauf (links) und Temperaturgradient (rechts) bei reiner Wärmeleitung (oben) und bei freier Konvektion (unten) für von unten beheizte Fluide (links) ( $T_u > T_o$ ) – Pfeile zeigen die Strömungsrichtung an (entnommen aus Müller und Erhardt (1999)) . . . . .	36
3.5	Abhängigkeit der thermischen Rayleighzahl vom Durchmesser der Wassersäule (berechnet mit Glg. 3.20 für einen Temperaturgradienten von 0,03 K/m) . . . . .	37
3.6	Verschiedene Strömungsmodi der Konvektionszellen in Wassersäulen: erste, zweite und dritte diametral antisymmetrische (a-c) und erste diametral symmetrische Mode (d) . . . . .	38
3.7	Profil der vertikalen Geschwindigkeitskomponente der ersten diametral antisymmetrischen (links) und diametral symmetrischen Mode (rechts) (entnommen aus Neumann (1990)) . . . . .	38
3.8	Treppenstruktur im Lake Nyos, Kamerun (entnommen aus Schmid et al. (2004)) – dünne Linie: Temperatur, dicke Linie: Summe der gelösten Stoffe (TDS – total dissolved solids) . . . . .	43
3.9	Schematische Darstellung des Salzfingerregimes . . . . .	43
3.10	Wärme- ( $T$ ), Salz- ( $S$ ) und Dichtestrom ( $\rho$ ) im Salzfingerregime – die Pfeilstärke deutet die Amplitude an (in Anlehnung an Ruddick und Gargett (2003)) . . . . .	44
3.11	Schematische Darstellung der Diffusen Konvektion . . . . .	45
3.12	Wärme- ( $T$ ), Salz- ( $S$ ) und Dichtestrom ( $\rho$ ) bei der Diffusen Konvektion – die Pfeilstärke deutet die Amplitude an (in Anlehnung an Ruddick und Gargett (2003)) . . . . .	45
4.1	Geometrie und Materialparameter des numerischen Modells . . . . .	49
4.2	Anfangs- und Randbedingungen des numerischen Modells: thermisch (links) und Strömung in der Wassersäule (rechts) . . . . .	51
4.3	Geometrie der Gitterelemente im numerischen Modell (links) und Gitternetzqualität des Modells (rechts) . . . . .	54
4.4	Temperaturverlauf und Strömungsfeld für einen Temperaturgradienten von 0,1 K/m in einer 2-Zoll GW-Messstelle oder Bohrung – Pfeile zeigen die Strömungsrichtung an . . . . .	55
4.5	Strömungsgeschwindigkeit in der Wassersäule bei einem Temperaturgradienten von 0,1 K/m . . . . .	56
4.6	Gesamte (oben), diffusive (unten links) und konvektive Wärmestromdichte (unten rechts) bei einem Temperaturgradienten von 0,1 K/m . . . . .	57
4.7	Temperatur-, Geschwindigkeits- und Wärmestromdichteverlauf entlang einer horizontalen Transsekte in der Mitte des Modells ( $y=0$ ) . . . . .	58

4.8	Schnittachse entlang derer die Temperaturprofile extrahiert wurden (links) und extrahierte Temperaturprofile, sowie deren Differenzkurve (rechts) . . .	58
4.9	Modellierte Zeit bis zur Ausbildung von Konvektionszellen in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten in der umgebenden Gesteinsformation – schattiert: Zone ohne thermische Konvektion (analytische Approximation) .	60
4.10	Modellierte Amplitude der Temperatur- (a) bzw. Dichteoszillationen (b) in der Wassersäule in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten in der umgebenden Gesteinsformation – schattiert: Zone ohne thermische Konvektion (analytische Approximation) . . . . .	61
5.1	Versuchsanlage für die Vorversuche: Foto (links) und schematisch (rechts) – rote Punkte markieren die Lage der Temperatursensoren . . . . .	64
5.2	Strömungsaufnahmen aus der Versuchsanlage: (a) Temperatur konstant und damit Teilchen in Ruhe, (b-c) verschiedene Konvektionszellen, tlw. über-/nebeneinander . . . . .	65
5.3	Versuchssäule der Technikumversuchsanlage: Foto (links) und schematische Darstellung (rechts) . . . . .	66
5.4	Teilansicht der Versuchssäule der Technikumsanlage: Foto (links) und schematisch (rechts) . . . . .	66
5.5	Versuchssäule eingehaust in die zusätzliche Holzbox mit Temperierung (links) und geschlossene Holzbox mit eingelassenen Glasscheiben für Laser und Kamera (Mitte und rechts) . . . . .	68
5.6	Begehbare Box und periphere Geräte der Versuchsanlage . . . . .	69
5.7	Temperaturen im Zu- und Ablauf des oberen Wasserbads . . . . .	70
5.8	Temperaturen im Technikumsraum, der begehbaren Box und der Wassersäule nach Installation der Holzbox (Daten nicht über einheitlichen Zeitraum erfasst) . . . . .	70
5.9	Schematische Darstellung des Versuchsaufbaus zum Wärmetransport . . . .	71
5.10	PIV-Lasersystem (rechts im Bild) und hochempfindliche Digitalkamera (links im Bild) vor der eingehausten Versuchssäule . . . . .	72
5.11	Gitter im Inneren eines vereinfachten Modells der Versuchssäule zur Einschätzung möglicher Verzerrungen (links, Aufnahme TU Ilmenau) und Beispiel einer Tageslichtaufnahme eines PIV-Messbereichs mit Lineal zur räumlichen Kalibrierung (rechts) . . . . .	72
5.12	Schematische Darstellung der PIV-Messungen und der Berechnung der Geschwindigkeitsvektoren . . . . .	74
5.13	Bearbeitungsschritte der PIV-Daten . . . . .	76
5.14	Langzeitbelichtungsaufnahmen der Tracerteilchen in der Versuchsanlage – dargestellter Ausschnitt etwa $5 \times 10$ cm: ohne Temperaturgradient (links), bei einem Temperaturgradienten von $0,4 \text{ K/m}$ (Mitte) und bei einem Temperaturgradienten von $2 \text{ K/m}$ (rechts) . . . . .	77
5.15	Aus 5 PIV-Messungen zusammengesetztes, real gemessenes Geschwindigkeitsfeld in der unteren Hälfte der Versuchsanlage bei einem Temperaturgradienten von $1 \text{ K/m}$ (links) und daraus abgeleitetes schematisches Strömungsbild in der Wassersäule (Mitte/rechts) . . . . .	79

5.16	Vektorplot der Strömungsgeschwindigkeiten im mittleren Bereich der Wassersäule (Längsachse zeigt relative Längenmaße an, keine reale Position) bei folgenden Temperaturgradienten (von links nach rechts): 0 K/m, 0,1 K/m, 0,2 K/m und 0,4 K/m – Randgebiete tlw. durch überstrahlende Reflexionen an den zylindrischen Glaswänden beeinflusst, Vektoren in allen Plots einheitlich skaliert . . . . .	80
5.17	Vektorplot der Strömungsgeschwindigkeiten im mittleren Bereich der Wassersäule (Längsachse zeigt relative Längenmaße an, keine reale Position) bei folgenden Temperaturgradienten (von links nach rechts): 0,6 K/m, 0,8 K/m, 1 K/m und 2 K/m – Randgebiete tlw. durch überstrahlende Reflexionen an den zylindrischen Glaswänden beeinflusst, Vektoren in allen Plots einheitlich skaliert . . . . .	81
5.18	Vektorplots der zeitlich veränderlichen Strömung in der Nähe der temperierten Kupferkammern am Beispiel des Temperaturgradienten von 1 K/m	82
5.19	Mittlere Strömungsgeschwindigkeiten aus den PIV-Messungen in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten (0 bis 1 K/m) – schattiert: Zone ohne thermische Konvektion (analytische Approximation mit Glg. 3.20) . . . . .	83
5.20	Beispiele für die zeitabhängigen Strömungsmuster und Strömungsgeschwindigkeiten bei einem Temperaturgradienten von 2 K/m – Aufnahmen erfolgten im Abstand von etwa 5 min . . . . .	84
5.21	Foto der modifizierten Versuchssäule (links oben) und schematische Darstellung des Versuchsaufbaus zum Sauerstofftransport (rechts und unten) – Sauerstoffsensoren sind stark überhöht dargestellt . . . . .	87
5.22	Teflonschlauch (in 10 Windungen auf Tragekonstruktion gewickelt) zum diffusiven Sauerstoffeintrag am oberen Rand der Wassersäule . . . . .	88
5.23	Prinzip der optischen Sauerstoffmessung in der Versuchsanlage . . . . .	90
5.24	Installation der Sauerstoffsensoren und Lichtleiterkabel in der Versuchssäule	90
5.25	Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,1 K/m (Messausfälle in Ebene O) . . . . .	94
5.26	Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,1 K/m . . . . .	94
5.27	Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,2 K/m (Messausfälle in Ebene O) . . . . .	95
5.28	Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,2 K/m . . . . .	95
5.29	Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,4 K/m (Messausfälle in Ebene O) . . . . .	96
5.30	Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,4 K/m . . . . .	96
5.31	Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,6 K/m (Messausfälle in Ebene O) . . . . .	97
5.32	Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,6 K/m . . . . .	97
5.33	Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 0,8 K/m (Messausfälle in Ebene O) . . . . .	98
5.34	Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,8 K/m . . . . .	98

5.35	Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m (Messausfälle in Ebene O) . . .	99
5.36	Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m – Messwerte der ersten Stunde fehlen . . . . .	99
5.37	Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 2 K/m (Messausfälle in Ebene O) . . .	100
5.38	Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 2 K/m . . . . .	100
5.39	Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m und Verwendung von Luft als Gasphase . . . . .	102
5.40	Rührkesselmodell mit Sauerstoffeintrag in eine Wasserphase aus der darüber befindlichen Gasphase . . . . .	103
5.41	Zeitliche Änderung des Transportverhaltens am Beispiel des Temperaturgradienten von 1 K/m über einen Zeitraum von etwa fünf Tagen . . . . .	104
5.42	Anstieg der Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten bzw. der entsprechenden thermischen Rayleighzahl – schattiert: Zone ohne thermische Konvektion (analytische Approximation mit Glg. 3.20)	105
6.1	Hydraulischer Zustand der Wassersäule in Abhängigkeit von ihrem Durchmesser, dem destabilisierenden Temperaturgradienten und der Wärmeleitfähigkeit der Umgebung (Gesteinsformation) . . . . .	108
6.2	Kritische thermische Rayleighzahl in Abhängigkeit des Verhältnisses zwischen den Wärmeleitfähigkeiten von Wassersäule und Umgebung . . . . .	109
6.3	Kritischer Temperaturgradient in einer Wassersäule in Abhängigkeit der Wassertemperatur, des Durchmessers und der Wärmeleitfähigkeit der Formation . . . . .	111
6.4	Kritischer Temperaturgradient in einer Wassersäule in Abhängigkeit des hydrostatischen Drucks, des Durchmessers und der Wärmeleitfähigkeit der Formation . . . . .	111
6.5	Schematische Darstellung der beiden unabhängigen Auswertungsverfahren zur Erstellung des Synthetischen Konvektionslogs (SYNCO-Log) . . . . .	113
6.6	Gemessene physikalische Parameter (grau hinterlegt) und daraus berechnete Größen – schwarze Punkte symbolisieren eine Verknüpfung der Größen	114
6.7	Notwendige Bedingungen für die dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesse bzgl. Temperatur (T) und Salzkonzentration (S) – Pfeile zeigen Zu- (↑) bzw. Abnahme (↓) mit der Teufe an . . . . .	118
6.8	Ablaufplan für den ursachenorientierten Auswertungsalgorithmus: Bestimmung der instabilen Abschnitte der Wassersäule und Klassifizierung hinsichtlich des dichtegetriebenen vertikalen Transportprozesses, der durch Temperatur- (GradT) und Salinitätsgradienten (GradS) hervorgerufen wird (> 0 bedeutet mit der Teufe zunehmend, < 0 bedeutet mit der Teufe abnehmend) – schwarze Punkte symbolisieren eine Verknüpfungsoperation	119
6.9	Schichtungsphänomen der Doppeldiffusion – charakteristische Stufenstrukturen in Temperatur- und Leitfähigkeitslogs zweier Messstellen . . . . .	121
6.10	Ablaufplan für den wirkungsorientierten Auswertungsalgorithmus . . . . .	122

6.11	Beispiel zum Vergleich der Ergebnisse des wirkungs- und ursachenorientierten Algorithmus mit Temperatur- und Leitfähigkeitslogs von zwei Abschnitten einer Bohrung: (a) dichtegetriebene vertikale Strömung, (b) Übergang zum Bereich ohne dichtegetriebene Strömung . . . . .	123
6.12	Temperatur- und Wasserleitfähigkeitslogs gemessen im Abstand von einem Monat, sowie daraus berechnetes Synthetisches Konvektionslog, das die Zeitabhängigkeit der Oszillationen in der Wasserdichte aufgrund der freien Konvektionsströmung hervorhebt . . . . .	125
7.1	Foto von einem Feldeinsatz (links) und Hauptbestandteile der Bohrlochmessanlage (entnommen aus Fricke und Schön (1999))(rechts) . . . . .	127
7.2	Leitfähigkeits-Temperatur-Sonde (LTS-42) und Milieu-Monitoring-Sonde (MMS-60) . . . . .	128
7.3	Detaildarstellung der Sensoranordnung der Sonde LTS-42 (Anströmkammer abgenommen) . . . . .	129
7.4	Detaildarstellung der Sensoranordnung der Sonde MMS-60 im Foto und schematisch (Anströmkammer für das Foto abgenommen) . . . . .	130
7.5	Wiederholungsmessungen in der LGB 2 im Abstand von je einer Woche . . . . .	131
7.6	Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die Grundwassermessstelle 10/2 mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt) . . . . .	140
7.7	Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die Grundwassermessstelle 2/4 mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt) . . . . .	141
7.8	Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die Grundwassermessstelle 2/2 im Juni (links) und Juli 2004 (rechts) mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt) . . . . .	143
7.9	Durchgeführte Bohrlochmessungen in der offenen Geothermie-Erkundungsbohrung . . . . .	146
7.10	Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die offene Geothermie-Erkundungsbohrung mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt) . . . . .	148
7.11	Eigene geophysikalische Bohrlochmessung in der KTB-Hauptbohrung . . . . .	149
7.12	Konvektionsbezogene Auswertung der Bohrlochmesskurven für die KTB-Hauptbohrung mit Synthetischem Wasserdichte- und Konvektionslog (Teufenbereich 100 bis 525 m uGOK Bereiche mit freier Konvektion sind orange hinterlegt) . . . . .	151
7.13	Charakteristische Beispiele für Temperatur- und Wasserleitfähigkeitslogs in Grundwassermessstellen mit erzwungenen Konvektionsströmungen (links) und doppeldiffusen freien Konvektionsströmungen (Mitte und rechts) zur Verdeutlichung der Ähnlichkeiten ihrer Signaturen in geophysikalischen Bohrlochmessungen . . . . .	152
7.14	Messbeispiel für charakteristische Stufenstrukturen bei Diffuser Konvektion und Salz fingern in Grundwassermessstellen . . . . .	153
7.15	Wiederholte Messungen der Beschaffenheit in drei aufeinander folgenden Monaten (August-Oktober) in einer von Diffuser Konvektion betroffenen Grundwassermessstelle . . . . .	154

7.16	Beispiel für den Sauerstofftransport durch dichtegetriebene vertikale Konvektion in einer Grundwassermessstelle am Natural Attenuation Standort Wülknitz . . . . .	155
7.17	Beispiel für den Sauerstofftransport durch dichtegetriebene vertikale Konvektion in einer Grundwassermessstelle eines Messnetzes zur hydrologischen Beweissicherung . . . . .	156
7.18	Beispiel für den Sauerstofftransport und die Wasserbeschaffenheitsänderung durch Doppeldiffusion – schwarze Messkurven zeigen Wasserbeschaffenheit während des Abpumpens . . . . .	157
8.1	Vorschlag für die Einbeziehung der Ergebnisse des Synthetischen Konvektionslogs in die Prüfung der Repräsentativität von Grundwassermessstellen	165
8.2	Ablauf der Probennahme mit dem Shuttle-System . . . . .	167
A.1	Monatlicher Temperaturverlauf in einer die Wassersäule überlagernden Luftsäule . . . . .	197
B.1	Fließbild der Technikumversuchsanlage zur Visualisierung und Quantifizierung freier Konvektion (entnommen aus der Belegarbeit von Ravanal (2008))	201
B.2	Fließbild der Technikumversuchsanlage zur Ermittlung von Stoffströmen infolge freier Konvektion (entnommen aus der Belegarbeit von Ravanal (2008)) . . . . .	201
C.1	Wiederholungsmessung zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit – Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 0,8 K/m . . . . .	206
C.2	Wiederholungsmessung zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit – Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m . . . . .	206
C.3	Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m und Verwendung von Luft als Gasphase (Messausfälle in Ebene O und bei den rechten Sensoren) . . . . .	207
E.1	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der Forschungsbohrung LGB 1 . . . . .	217
E.2	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der Forschungsbohrung LGB 2 . . . . .	218
E.3	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der Grundwassermessstelle 10/2 . . . . .	219
E.4	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der Grundwassermessstelle 2/4 . . . . .	220
E.5	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der Grundwassermessstelle 2/2 . . . . .	221
E.6	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der offenen Geothermie-Erkundungsbohrung . . . . .	222
E.7	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der KTB-Hauptbohrung (Ausschnitt von 0 bis 550 m uGOK) . . . . .	223
E.8	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der Grundwassermessstelle 11/2 . . . . .	224

E.9	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der Grundwassermessstelle Hy WükRi13/01 MP . . . . .	225
E.10	Lithologisches Bohrprofil und Ausbauzeichnung der Grundwassermessstelle 10/4 . . . . .	226

# Tabellenverzeichnis

4.1	Im Modell verwendete Parameter, Anfangs- und Randbedingungen . . . . .	52
4.2	Mit verschiedenen Temperaturgradienten durchgeführte numerische Modellierungen . . . . .	59
4.3	Ergebnisse der Modellierungen mit verschiedenen Temperaturgradienten . .	60
5.1	Mit verschiedenen Temperaturgradienten durchgeführte Experimente zur Quantifizierung der Strömung . . . . .	73
5.2	Strömungsgeschwindigkeiten in der Wassersäule der Versuchsanlage in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten . . . . .	82
5.3	Eingangsparameter zur Berechnung des kritischen Temperaturgradienten in der Versuchssäule mit Glg. 3.17 und 3.20 . . . . .	85
5.4	Zur Ermittlung des kritischen Temperaturgradienten berechnete Parameter der Wassersäule in der Versuchssäule . . . . .	85
5.5	Messgrößen bei der Sauerstoffmessung . . . . .	89
5.6	Durchgeführte Experimente zum Sauerstofftransport . . . . .	91
5.7	Anstieg der Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten . . . . .	104
5.8	Anstieg der Sauerstoffkonzentration in der Wassersäule in Abhängigkeit der Sauerstoffkonzentration in der Gasphase . . . . .	106
6.1	Wärmeleitfähigkeiten verbreiteter natürlicher Gesteine und wassergesättigter Grundwasserleitermaterialien (entnommen aus VDI-Richtlinie 4640) . .	110
7.1	Wesentliche Merkmale der verwendeten Messsonden . . . . .	129
7.2	Überblick über die befahrenen Messstellen und Bohrungen . . . . .	135
7.3	Grundwassermessstellen und Bohrungen mit detektierter thermischer Konvektion: Beispiele aus den geophysikalischen Bohrlochmessungen . . . . .	136
7.4	Grundwassermessstellen und Bohrungen mit detektierter thermosolutaler Konvektion: Beispiele aus den geophysikalischen Bohrlochmessungen . . . .	137
7.5	Grundwassermessstellen und Bohrungen mit detektierter Doppeldiffusion: Beispiele aus den geophysikalischen Bohrlochmessungen . . . . .	138
C.1	Durchschnittliche Sauerstoffkonzentration in den vier horizontalen Messebenen in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten und der Zeit . . . . .	205
D.1	Detailangaben zu den befahrenen Messstellen und Bohrungen . . . . .	211



# Literaturverzeichnis

- AHLERS G., GROSSMANN S., LOHSE D. (2002): Hochpräzision im Kochtopf. *Physik Journal*, **1**(2), 31–37.
- APELLO C.A.J., POSTMA D. (1993): *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. A. A. Balkema, Rotterdam-Brookfield.
- AZOUNI M.A. (1979): Survey of thermoconvective instabilities of confined fluids. *J. Non-Equilib. Thermodyn.*, **4**, 321–348.
- AZOUNI M.A. (1987): Evolution of non linear flow structure with aspect ratio. *Int. Comm. Heat Mass Transfer*, **14**, 447–456.
- AZOUNI M.A., NORMAND C. (1983a): Thermoconvective instabilities in a vertical cylinder of water with maximum density effects - Part 1. Experiments. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **23**, 209–222.
- AZOUNI M.A., NORMAND C. (1983b): Thermoconvective instabilities in a vertical cylinder of water with maximum density effects - Part 2. Theory: Onset of convection. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **23**, 223–245.
- BAINES P.G., GILL A.E. (1969): On thermohaline convection with linear gradients. *J. Fluid Mech.*, **37**, 289–306.
- BARCZEWSKI B., GRIMM-STRELE J., BISCH G. (1993): Überprüfung der Eignung von Grundwasserbeschaffenheitsmeßstellen. *Wasserwirtschaft*, **83**(2), 72–78.
- BARCZEWSKI B., NITSCHKE C. (2002): Monitoring und Analysetechnik: Neue Ansätze im Rahmen des BMBF-Förderschwerpunkts KORA. In: *BMBF-Förderschwerpunkt „Kontrollierter natürlicher Rückhalt und Abbau von Schadstoffen bei der Sanierung kontaminierter Grundwässer und Böden“*, Beiträge aus dem ersten Fachgespräch, 41–47.
- BAYLA (2001): Grundwassertemperatur-Tiefenprofilmessungen der bayrischen Wasserwirtschaftsverwaltung. Zusammenfassender Bericht 103, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft.
- BENARD H. (1900): Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide. *Rev. Gen. Sci. Pures. Appl.*, **11**, 1261–1271, 1309–1328.

- BENARD H. (1901): Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide transportant de la chaleur par convection en regime permanent. *Ann. Chim. Phys.*, **23**, 62–144.
- BERTHOLD S., BÖRNER F. (2006): Untersuchung der verfälschenden Wirkung vertikaler Konvektion in Grundwassermessstellen auf in-situ-Messungen oder entnommene Grundwasserproben. In: *Modellierung und Prognose von Natural Attenuation-Prozessen im Untergrund - Statusseminar des KORA-TV7*, Bd. 3/2006 von *Gemeinsame Mitteilungen des DGFZ e.V. und seiner Partner (ISSN 1611-5627)*, 175–191. DGFZ.
- BERTHOLD S., BÖRNER F. (2008a): Detection of free vertical convection and double-diffusion in groundwater monitoring wells with geophysical borehole measurements. *Environ. Geol.*, **54**(7), 1547–1566.
- BERTHOLD S., BÖRNER F. (2008b): Identification and analysis of vertical convection in boreholes. In: *IODP-ICDP Kolloquium 2008*, 23–24.
- BERTHOLD S., BÖRNER F. (2008c): Untersuchung der verfälschenden Wirkung vertikaler Konvektion in Grundwassermessstellen auf in-situ-Messungen oder entnommene Grundwasserproben. In: *KORA-Synopse „Systemanalyse, Modellierung und Prognose der Wirkungen natürlicher Schadstoffminderungsprozesse - eine rezente Synopse“ (KORA-TV7 „Modellierung, Prognose“)*, Bd. 5/2008 von *Gemeinsame Mitteilungen des DGFZ e.V. und seiner Partner (ISSN 1611-5627)*, 235–258. DGFZ.
- BMU (Hg.) (2008): *Grundwasser in Deutschland*. BMU - Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- BOLDRIN A., RABITTI S. (1990): Hydrography of the brines in the Bannock and Tyro anoxic basins (eastern Mediterranean). *Mar. Chem.*, **31**, 21–33.
- BOUSSINESQ J. (1903): *Théorie analytique de la chaleur*, Bd. 2. Gauthier-Villars.
- BOY S., HÄFNER F., HOTH N., WILSNACK Th. (2001): Numerische Simulation dichtebeeinflusster und reaktiver Stofftransportprozesse im Grundwasser. *Grundwasser*, **6**(1), 15–22.
- BRITT S.L. (2005): Testing the in-well horizontal laminar flow assumption with a sand-tank well model. *Ground Water Mon. Remed.*, **25**(3), 73–81.
- BÖRNER F., BERTHOLD S. (2009): *Groundwater Geophysics - A Tool for Hydrogeology*, Beitrag: Vertical flows in groundwater monitoring wells, 367–389. ISBN 978-3-540-88404-0. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2. Aufl.
- BÖRNER F., BERTHOLD S., KREYSSIG E. (2007): Grundwassermonitoring in Problem-messstellen. In: *Proceedings des Internationalen Bergbausymposiums Wismut 2007*, 423–428.

- CASTAING B., GUNARATNE G., HESLOT F., KADANOFF L., LIBCHABER A., THOMAE S., WU X.-Z., ZALESKI S., ZANETTI G. (1989): Scaling of hard thermal turbulence in Rayleigh-Benard convection. *J. Fluid Mech.*, **204**, 1–30.
- CATTON I. (1966): Natural Convection in Horizontal Liquid Layers. *Physics of Fluids*, **9**, 2521–2522.
- CAWLEY M.F., MCBRIDE P. (2004): Flow visualization of free convection in a vertical cylinder of water in the vicinity of the density maximum. *Int. J. Heat Mass Transfer*, **47**, 1175–1186.
- CHANDRASEKHAR S. (1981): *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*. Dover Publications.
- CHARLSON G.S., SANI R.L. (1971): On thermoconvective instability in a bounded cylindrical fluid layer. *Int. J. Heat Mass Transfer*, **14**, 2157–2160.
- CHEN C.-T., MILLERO Frank J. (1986): Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnol. Oceanogr.*, **31**(3), 657–662.
- CHEN C.H., HORNG J.H. (1999): Natural convection from a vertical cylinder in a thermally stratified porous medium. *Heat and Mass Transfer*, **34**, 423–428.
- CHU T.Y., GOLDSTEIN R.J. (1973): Turbulent convection in a horizontal layer of water. *J. Fluid Mech.*, **60**, 141–159.
- CHUNG T.J., KIM M.C., CHOI C.K. (2004): The temporal evolution of thermal instability in fluid layers isothermally heated from below. *Korean J. Chem. Eng.*, **21**(1), 41–47.
- CHURCH E.P., GRANATO E.G. (1996): Bias in ground-water data caused by well-bore flow in long-screen wells. *Ground Water*, **34**(2), 262–273.
- CLAUSER C., MARESCHAL J.-C. (1995): Ground temperature history in Central Europe from borehole temperature data. *Geophys. J. Int.*, **121**, 805–817.
- COMSOL (2005): *COMSOL Multiphysics User's Guide*, COMSOL AB.
- COWEN E.A., SVEEN J.K. (2004): Quantitative imaging techniques and their application to wavy flows.
- DAVIS T. (2004): Algorithm 832: UMFPACK V4.3 - an unsymmetric-pattern multifrontal method. *TOMS*, **30**(2), 196–199.
- DE 102004041334 (Patent) (2006): Vorrichtung zur verfälschungsfreien teufenbezogenen isobaren Entnahme von Grundwasserproben, F. Börner, L. Luckner.

- DERMIETZEL J., STRENGE G., STRAUCH G., SCHLOSSER D., BITTKAU A. (2004): Die Grundwassermessstelle als Mikrokosmos - ein Ansatz zur Insitu-Abschätzung des NA-Potenzials. *Grundwasser*, **2**, 89–97.
- DIGUB (2006): Digitaler Umweltatlas Berlin: 02.14 Grundwassertemperatur. Online ([www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/d214\\_02.htm](http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/d214_02.htm)), Letzte Änderung: 25.07.2006.
- DIMENT W.H. (1967): Thermal regime of a large diameter borehole: instability of the water column and comparison of air- and water-filled conditions. *Geophysics*, **32**(4), 720–726.
- DIN 18130 (1989): *Teil 1 - Baugrund, Versuche und Versuchsgeräte; Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts - Laborversuche*. DIN Deutsches Institut für Normung e.V.
- DIN 4023 (2006): *Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Zeichnerische Darstellung der Ergebnisse von Bohrungen und sonstigen direkten Aufschlüssen*. DIN Deutsches Institut für Normung e.V.
- DRURY M. J. (1984): Borehole temperature logging for the detection of water flow. *Geoprospection*, **22**, 231–243.
- ELCI A., FLACH G.P., MOLZ J.F. (2003): Detrimental effects of natural vertical head gradients on chemical and water level measurements in observation wells : identification and control. *J. Hydrol.*, **281**(1-2), 70–81.
- ELDER J.W. (1967): Transient convection in porous media. *J. Fluid Mech.*, **27**(3), 609–623.
- FEDERICO I., FORABOSCHI F.P. (1966): A contribution to the study of free convection in a fluid layer heated from below. *Int. J. Heat Mass Transfer*, **9**, 1351–1360.
- FEDOROV K.N. (1988): Layer thickness and effective diffusivities in „diffusive“ thermohaline convection in the ocean. In: J.C.J. Nihoul, B.M. Jamart (Hg.), *Small-scale turbulence and mixing in the ocean*, 471–479. Elsevier.
- FRICKE S., SCHÖN J. (1999): *Praktische Bohrlochgeophysik*. Enke im Thieme Verlag, Stuttgart.
- FROLKOVIC P., DE SCHEPPER H. (2001): Numerical modelling of convection dominated transport coupled with density driven flow in porous media. *Adv. Water Resour.*, **24**, 63–72.
- GERSHUNI G.Z., ZHUKHOVITSKII E.M. (1976): *Convective stability of incompressible fluids*. Keter Publishing House Jerusalem Ltd.

- GIBBS J., BROWN G.A., TURNER K.S., MACLEOD C.L., JELINSKI J.C., KOEHNLEIN S.A. (1993): Effects of small-scale vertical variations in well-screen inflow rates and concentrations of organic compounds on the collection of representative ground-water-quality samples. *Ground Water*, **31**(2), 201–208.
- GRETENER P.E. (1967): On the thermal instability of large diameter wells - an observational report. *Geophysics*, **32**(4), 727–738.
- GROSSMANN S., LOHSE D. (2000): Scaling in thermal convection: A unifying theory. *J. Fluid Mech.*, **407**, 27–56.
- HALES A.L. (1937): Convection currents in geysers. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, **4**, 122–131.
- HAYASHI M. (2004): Temperature-electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. *Env. Monit. Assess.*, **96**(1-3), 119–128.
- HOLLANDS K.G.T., RAITHBY G.D., L. KONICEK L. (1975): Correlation equations for free convection heat transfer in horizontal layers of air and water. *Int. J. Heat Mass Transfer*, **18**, 879–884.
- HORNE R.N. (1975): Transient effects in geothermal convective systems. Dissertation, University of Auckland.
- HOWLE L.E. (1997): Control of Rayleigh-Benard convection in a small aspect ratio container. *Int. J. Heat Mass Transfer*, **40**, 817–822.
- HÜSERS N., WERNER P., SCHÖNEKERL S., LORBEER H., BÖRKE P., LEIBENATH C. (2008): Teeröle im Untergrund. Untersuchung und Bewertung des NA-Potenzials im Holzimprägnierwerk Wülknitz. *wlb*, **52**(4/5), TT14–TT17.
- HUTCHINS S.R., ACREE S.D. (2000): Ground water sampling bias observed in shallow, conventional wells. *Ground Water Mon. Remed.*, **20**(1), 86–93.
- IDRONAUT (2002): *Operator's manual - Ocean Seven 303 CTD Multiparameter Probe*. Idronaut Srl, Brugherio, Italien.
- JACKETT D.R., MCDUGALL T.J., FEISTEL R., WRIGHT D.G., GRIFFIES S.M. (2006): Algorithms for density, potential temperature, conservative temperature, and the freezing temperature of seawater. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 1709–1728.
- JEFFREYS H. (1926): The rigidity of the earth's central. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, **1**, 371–383.
- JEFFREYS H. (1929): *The Earth*. Cambridge University Press.
- JENSEN K.D. (2004): Flow measurements. *J. Braz. Soc. Mech. Sci. Eng.*, **26**(4), 400–419.

- JERSCHOW A. (2000): Thermal convection currents in NMR: Flow profiles and implications for coherence pathway selection. *J. Magn. Reson.*, **145**, 125–131.
- JESSOP A.M. (1990): Thermal Geophysics. *Dev. Solid Earth Geophys.*, **17**, 38–257.
- JESSOP A.M., HOBART M.A., SCLATER J.G. (1976): The world heat flow data collection - 1975. Technischer Bericht, Geothermal Service of Canada, Geothermal Series: N5, Ottawa, Canada.
- JEVONS W.S. (1857): On the cirrous form of cloud. *London, Edinburgh and Dublin Phil. Mag. and Journal of Science*, **4**(14), 22–35.
- KAYS W., CRAWFORD M., WEIGAND B. (2004): *Convective heat and mass transfer*. McGraw-Hill Professional.
- KELLEY D.E. (1988): Explaining effective diffusivities within diffusive oceanic staircases. In: J.C.J. Nihoul, B.M. Jamart (Hg.), *Small-scale turbulence and mixing in the ocean*, 481–502. Elsevier.
- KELLEY D.E. (1990): Fluxes through diffusive staircases: a new formulation. *J. Geophys. Res.*, **95**(C3), 3365–3371.
- KELLEY D.E., FERNANDO H.J.S., GARGETT A.E., TANNY J., ÖZSOY E. (2003): The diffusive regime of double-diffusive convection. *Progr. Ocean.*, **56**, 461–481.
- KELLY W.E., MARES S. (Hg.) (1993): *Applied geophysics in hydrogeological and engineering practice*. Elsevier, Amsterdam.
- KERR R.M. (1996): Rayleigh number scaling in numerical convection. *J. Fluid Mech.*, **310**, 139–179.
- KORA-Handlungsempfehlungen (2008): Kapitel 5: Erkundung und Monitoring. In: J. Michels, M. Stuhmann, C. Frey, H.-P. Koschitzky (Hg.), *Handlungsempfehlungen mit Methodensammlung, Natürliche Schadstoffminderung bei der Sanierung von Altlasten*, 44–66. VEGAS, Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, DECHEMA e.V. Frankfurt.
- KORIES H., RÜTERKAMP P., SIPPEL M. (2004): Field and numerical studies of water stratification in flooded shafts. In: A.P. Jarvis, B.A. Dudgeon, P.L. Younger (Hg.), *mine water 2004 - Proceedings International Mine Water Association Symposium 1*, 149–159. Newcastle upon Tyne (University of Newcastle).
- KRIGE L.J. (1939): Borehole temperatures in the Transvaal and Orange Free State. *Proc. R. Soc. Lond., Series A*, **173**(955), 450–474.
- LACOMBE S., SUDICKY E.A., FRAPE S.K., UNGER A.J.A. (1995): Influence of leaky boreholes on cross-formational groundwater flow and contaminant transport. *Water Resour. Res.*, **31**, 1871–1882.

- LAMBERT R.B., STURGES W. (1977): A thermohaline staircase and vertical mixing in the thermocline. *Deep-Sea Res.*, **24**, 211–222.
- LAWA (1987): *Grundwassertemperatur, Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser*, Bd. 2 von *Grundwasserrichtlinie*. Woeste, Essen.
- LIANG S.F., VIDAL A., ACRIVOS A. (1969): Buoyancy-driven convection in cylindrical geometries. *J. Fluid Mech.*, **36**(2), 239–256.
- LOVE A.J., SIMMONS C.T., NIELD D.A. (2007): Double-diffusive convection in groundwater wells. *Water Resour. Res.*, **43**, W08428.
- LOW A.R., BRUNT D. (1925): Instability of viscous fluid motion. *Nature*, **115**, 299–301.
- MALKUS W.V.R., VERONIS G. (1958): Finite amplitude cellular convection. *J. Fluid Mech.*, **4**, 225–260.
- MARTIENSSSEN M., WEISS H., HASSELWANDER E., SCHMID J., SCHIRMER M. (2003): Natürlicher Abbau von MTBE im Grundwasser - Großversuch am Standort Leuna. *Altlasten Spektrum*, **4**, 173–178.
- MARTIN-HAYDEN J.M. (2000a): Controlled laboratory investigations of wellbore concentration response to pumping. *Ground Water*, **38**, 121–128.
- MARTIN-HAYDEN J.M. (2000b): A novel view of wellbore flow and partial mixing: digital image analyses. *GWMR*, **20**(4), 96–103.
- MARTIN-HAYDEN J.M. (2001): Characteristics of thermal instability and mixing within groundwater monitoring wells. In: *Geological Society of America Annual Meeting, Boston, Massachusetts*.
- MARTIN-HAYDEN J.M., ROBBINS G.A. (1997): Plume distortion and apparent attenuation due to concentration averaging in monitoring wells. *Ground Water*, **35**(2), 339–346.
- MC DOUGALL T.J., TAYLOR J.R. (1984): Flux measurements across a finger interface at low values of the stability ratio. *J. Marine Res.*, **42**, 1–14.
- MICHALSKI A. (1989): Application of temperature and electrical-conductivity logging in ground water monitoring. *GWMR*, **9**, 112–118.
- MÜLLER U. (1965): Untersuchungen an rotationssymmetrischen Zellularkonvektionsströmungen II. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, **38**, 9–22.
- MÜLLER U., ERHARDT P. (1999): *Freie Konvektion und Wärmeübertragung*. C.F. Müller-Verlag, Heidelberg.
- NEUMANN G. (1990): Three-dimensional numerical simulation of buoyancy-driven convection in vertical cylinders heated from below. *J. Fluid Mech.*, **214**, 559–578.

- OBERBECK A. (1879): Über die Wärmeleitung der Flüssigkeiten bei Berücksichtigung der Strömungen infolge von Temperaturdifferenzen. *Ann. Phys. Chem.*, **7**, 271–292.
- OSTROUMOV G.A. (1958): *Free convection under the conditions of the internal problem*. NACA Tech. Mem. 1407 (engl. Übersetzung aus dem Russischen).
- PADMAN L. (1994): Momentum fluxes through sheared oceanic thermohaline steps. *J. Geophys. Res.*, **99**(C11), 22491–22500.
- PEETERS F., PIEPKE G., KIPFER R., HOHMANN R., IMBODEN D.M. (1996): Description of stability and neutrally buoyant transport in freshwater lakes. *Limnol. Oceanogr.*, **41**(8), 1711–1724.
- PELLEW A., SOUTHWELL R.V. (1940): On maintained convective motion in a fluid heated from below. *Proc. R. Soc. Lond., Series A*, **176**, 312–343.
- PERKIN R.G., LEWIS E.L. (1980): The Practical Salinity Scale 1978: Fitting the data. *IEEE J. Ocean. eng.*, **OE-5**, 9–16.
- PFISTER M., RYBACH L. (1995): High-resolution digital temperature logging in areas with significant convective heat transfer. *Geothermics*, **24**(1), 95–100.
- PLAWSKY J.L. (2001): *Transport phenomena fundamentals*. Marcel Dekker Inc.
- PRESENS (2004): *Instruction Manual OXY-4 Software Version OXY-4 v2.04*. PreSens Precision Sensing GmbH.
- RAFFEL M., WILLERT C., KOMPENHANS J. (1998): *Particle Image Velocimetry: A Practical Guide*. Springer Verlag - Berlin Heidelberg NewYork.
- RAFFENSBERGER J.P., VLASSOPOULOS D. (1999): The potential for free and mixed convection in sedimentary basins. *Hydrogeol. J.*, **7**, 505–520.
- RAJAGOPAL K.R., RUZICKA M., SRINIVASA A.R. (1996): On the Oberbeck-Boussinesq approximation. *Math. Meth. Appl. Sci.*, **6**, 1157–1167.
- RAMEY H.J. (1962): Wellbore heat transmission. *J. Petrol. Tech.*, **225**, 427–435.
- RAVANAL C.A.M. (2008): Aufbau einer Versuchsanlage zur Untersuchung von Konvektionszellen am Modell einer Grundwassermessstelle. Kleiner Beleg. Technische Universität Dresden und GFI Grundwasserforschungsinstitut GmbH Dresden.
- RAYLEIGH L. (1916): On convection currents in a horizontal layer of fluid, when the higher temperature is on the under side. *Philos. Mag.*, **32**, 529–546.
- REYNOLDS O. (1883): An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. *Phil. Trans.*, **174**, 935–982.

- ROSENBLAT S. (1982): Thermal convection in a vertical circular cylinder. *J. Fluid. Mech.*, **122**, 395–410.
- RUDDICK B., GARGETT A.E. (2003): Oceanic double-diffusion: introduction. *Progr. Ocean.*, **56**, 381–393.
- SAIKI E.M., KERR R.M., LARGE W. (2000): Three-dimensional initiation of thermohaline fingering. In: *Proceedings of the IUTAM Symposium on Developments in Geophysical Turbulence*. Bolder, USA, 1998.
- SAMMEL E.A. (1968): Convective flow and its effect on temperature logging in small-diameter wells. *Geophysics*, **33**(6), 1004–1012.
- SCHINCARIOL R.A., SCHWARTZ F.W. (1990): An experimental investigation of variable density flow and mixing in homogeneous and heterogeneous media. *Water Resour. Res.*, **26**, 2317–2329.
- SCHIRMER M., DAHMKE A., DIETRICH P., DIETZE M., GÖDEKE S., RICHNOW H.-H., SCHIRMER K., WEISS H., TEUTSCH G. (2006): Natural attenuation research at the contaminated megasite Zeitz. *J.Hydrol.*, **328**(3-4), 393–407.
- SCHMID M., LORKE A., DINKEL Ch., TANYILEKE G., WÜEST A. (2004): Double-diffusive convection in Lakes Nyos, Cameroon. *Deep-Sea Res.*, **51**, 1097–1111.
- SCHMITT R.W. (2003): Observational and laboratory insights into salt finger convection. *Progr. Ocean.*, **56**(3-4), 419–433.
- SCHREINER M., KREYSING K. (Hg.) (1998): *Geotechnik, Hydrogeologie*. In: *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Bd.4*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe - Springer, Berlin.
- SHEN Y., TONG P., XIA K. (1996): Turbulent convection over rough surfaces. *Phys. Rev. Lett.*, **76**, 908–911.
- SILVESTON P.L. (1958): Wärmedurchgang in waagerechten Flüssigkeitsschichten. *Fortschr. Ing. Wes.*, **24**, 29–32 und 59–69.
- SIMMONS C.T., FENSTEMAKER T.R., SHARP Jr.J.M. (2001): Variable-density groundwater flow and solute transport in heterogeneous porous media: approaches, resolutions and future challenges. *J. Contam. Hydrol.*, **52**, 245–275.
- SMITH R.L., HOWES B.L., GARABEDIAN S.P. (1991): In situ measurement of methane oxidation in groundwater by using natural-gradient tracer tests. *Appl. Environ. Microbiol.*, **57**(7), 1997–2004.
- SOLODOV I.N., MALKOVSKY V.I., PEK A.A., BENSON S.M. (2002): New evidence for the combined influence of vapor condensation and thermal convection on groundwater monitoring wells. *Environ. Geol.*, **42**, 145–150.

- STERN M.E. (1960): The 'salt fountain' and thermohaline convection. *Tellus*, **12**, 172–175.
- STERN M.E. (1976): Maximum buoyancy flux across a salt finger interface. *J. Marine Res.*, **34**, 95–110.
- STERN O., VOLMER M. (1919): Über die Abklingzeit der Fluoreszenz. *Phys. Z.*, **20**, 183–188.
- STRAUB J., MERKER G., KÜBLBECK K., STAUDT A., GRIGULL U. (1977): Untersuchung der Konvektion in Jahreswärmespeichern. *VDI-Berichte*, **288**, 39–46.
- STRAUS J.M, SCHUBERT G. (1979): Effect of CO<sub>2</sub> on the buoyancy of geothermal fluids. *Geophys. Res. Lett.*, **6**(1), 5–8.
- TANNY J., GOTLIB V.A., TSINOBER A. (1995): *Double-Diffusive Convection*, Beitrag: The onset of double-diffusive instability in a layer with temperature-dependent fluid properties, 41–47. American Geophysical Union.
- TRITTON D.J. (1998): *Physical fluid dynamics*. 2nd edn., Clarendon Press, Oxford.
- TURNER J.S. (1965): The coupled turbulent transports of salt and heat across a sharp density interface. *Int. J. Heat Mass Transfer*, **8**, 759–767.
- TURNER J.S. (1967): Salt fingers across a density interface. *Deep-Sea Res.*, **14**, 599–611.
- TURNER J.S. (1969): A physical interpretation of hot brine layers in the Red Sea. In: E.T. Degens, D.A. Ross (Hg.), *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*, 164–172. Springer Press.
- TURNER J.S. (1973): *Buoyancy Effects in Fluids*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- TURNER J.S. (1974): Double-diffusive phenomena. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **6**, 37–56.
- TURNER J.S. (1985): Multicomponent Convection. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **17**, 11–44.
- UNESCO (1981): The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980. Tenth report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards 36, Unesco Tech. Pap. Mar. Sci., Unesco, Paris.
- VAN ORSTRAND C.E. (1924): Temperatures in some springs and geysers in Yellowstone National Park. *J. Geol.*, **32**, 194–225.
- VDI (2000): *VDI 4640: Thermische Nutzung des Untergrundes: Grundlagen, Genehmigungen, Umweltaspekte, Blatt 1*.
- VERONIS G. (1968): Effect of a stabilizing gradient of solute on thermal convection. *J. Fluid Mech.*, **34**(2), 315–336.

- VIDPIV (1999a): *VidPIV3.0 Rowan - Interrogation Nodes, Optical Flow Systems LTD.*
- VIDPIV (1999b): *VidPIV3.0 Rowan - Introduction to VidPIV3, Optical Flow Systems LTD.*
- VIDPIV (1999c): *VidPIV3.0 Rowan - Node Library, Optical Flow Systems LTD.*
- VIDPIV (1999d): *VidPIV3.0 Rowan - Vector Filters, Optical Flow Systems LTD.*
- VROBLESKY D.A., CASEY C.C., LOWERY M.A. (2006): Influence of in-well convection on well sampling. Technischer Bericht, USGS Scientific Investigations Report 2006-5247.
- VROBLESKY D.A., CASEY C.C., LOWERY M.A. (2007): Influence of dissolved oxygen convection on well sampling. *Ground Water Mon. Remed.*, **27**(3), 49–58.
- WEATHERILL D., SIMMONS C.T., VOSS C.I., ROBINSON N.I. (2004): Testing density-dependent groundwater models: two-dimensional steady state unstable convection in infinite, finite and inclined porous layers. *Adv. Water Resour.*, **27**, 547–562.
- WÜEST A., PIEPKE G., HALFMAN J.D. (1996): *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*, Beitrag: Combined effects of dissolved solids and temperature on the density stratification of Lake Malawi, 183–202. Gordon and Breach Scientific.
- WÖHRL T. (2003): Ziele und Ergebnisse der KTB-Tiefbohrung in Windischeschenbach, KTB. Technischer Bericht, GFZ Potsdam.
- WISIAN K.W., BLACKWELL D.D., BELLANI S., HENFLING J.A., NORMANN R.A., LYSNE P.C., FÖRSTER A., SCHRÖTTER J. (1996): How hot is it? (A comparison of advanced technology temperature logging systems). *Geoth. Res. Coun. Trans.*, **20**, 427–434.
- YOSHIDA J., NAGASHIMA H. (2003): Numerical experiments on salt-finger convection. *Progr. Ocean.*, **56**(3), 435–459.



# **A Monatlicher Temperaturverlauf in der Luftsäule**



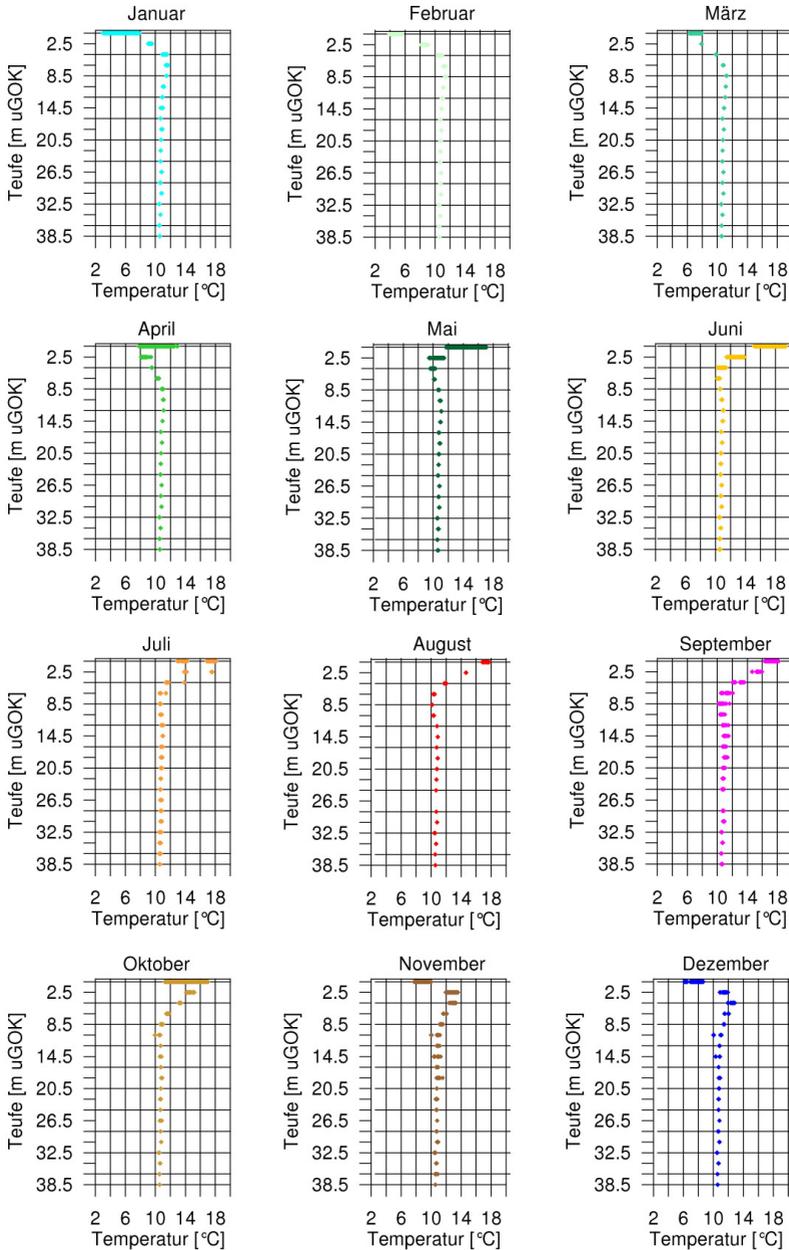


Abb. A.1: Monatlicher Temperaturverlauf in einer die Wassersäule überlagernden Luftsäule



# **B Technische Zeichnungen der Technikumversuchsanlagen**



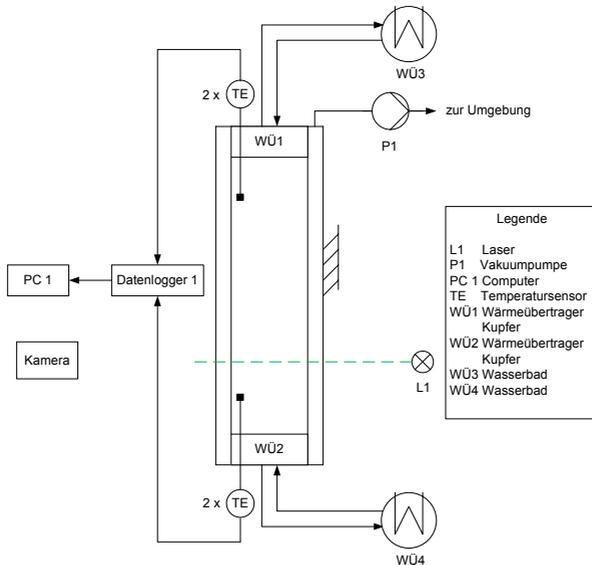


Abb. B.1: Fließbild der Technikumversuchsanlage zur Visualisierung und Quantifizierung freier Konvektion (entnommen aus der Belegarbeit von Ravanal (2008))

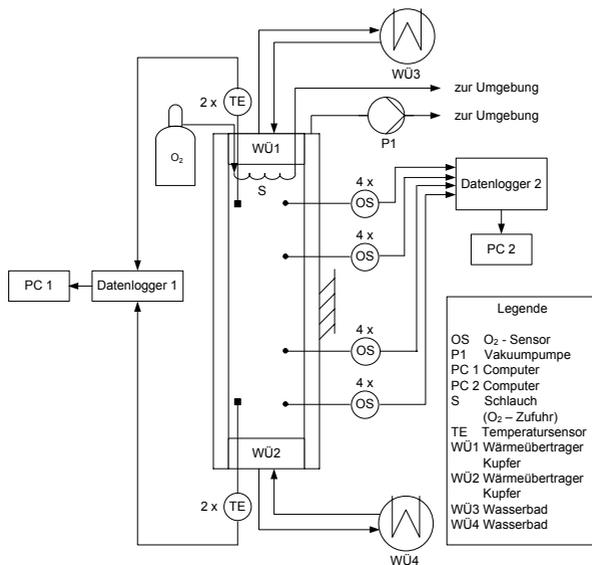


Abb. B.2: Fließbild der Technikumversuchsanlage zur Ermittlung von Stoffströmen infolge freier Konvektion (entnommen aus der Belegarbeit von Ravanal (2008))



# **C Sauerstoffkonzentrationen in der Versuchsanlage**



Tab. C.1: Durchschnittliche Sauerstoffkonzentration in den vier horizontalen Messebenen in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten und der Zeit

Temperaturgradient	Position	Durchschnittskonzentration in mg/l	Durchschnittskonzentration in mg/l	Durchschnittskonzentration in mg/l	Durchschnittskonzentration in mg/l
0,1 K/m	Ebene O	7,7	15,9	13,5	
	Ebene M1	0,4	2,0	1,9	
	Ebene M2	0,3	1,0	1,1	
	Ebene U	0,0	0,9	1,1	
	<i>Zeit [h]</i>	<i>4,7</i>	<i>22,1</i>	<i>29,1</i>	
0,2 K/m	Ebene O	6,5	9,2	12,1	11,2
	Ebene M1	0,3	0,5	2,1	2,3
	Ebene M2	0,2	0,4	1,5	2,0
	Ebene U	0,3	0,4	1,5	2,1
	<i>Zeit [h]</i>	<i>4,4</i>	<i>6,6</i>	<i>24,3</i>	<i>30,6</i>
0,4 K/m	Ebene O	8,9	11,2	11,9	
	Ebene M1	0,5	1,9	2,4	2,6
	Ebene M2	0,4	1,8	2,3	2,4
	Ebene U	0,3	1,8	2,3	2,4
	<i>Zeit [h]</i>	<i>5,1</i>	<i>21,8</i>	<i>27,2</i>	<i>28,9</i>
0,6 K/m	Ebene O	8,0	8,0	9,3	10,1
	Ebene M1	0,6	0,8	2,2	2,7
	Ebene M2	0,5	0,7	2,0	2,6
	Ebene U	0,4	0,6	2,0	2,6
	<i>Zeit [h]</i>	<i>5,1</i>	<i>7,6</i>	<i>23,0</i>	<i>29,7</i>
0,8 K/m	Ebene O	6,3	8,4	9,3	
	Ebene M1	0,4	1,8	2,2	
	Ebene M2	0,3	1,7	2,1	
	Ebene U	0,2	1,6	2,0	
	<i>Zeit [h]</i>	<i>5,6</i>	<i>21,6</i>	<i>26,6</i>	
1,0 K/m	Ebene O	7,5	9,3	10,0	11,3
	Ebene M1	0,6	2,2	2,8	4,3
	Ebene M2	0,5	2,0	2,7	4,1
	Ebene U	0,5	2,0	2,6	4,1
	<i>Zeit [h]</i>	<i>4,7</i>	<i>21,7</i>	<i>28,8</i>	<i>45,6</i>
2,0 K/m	Ebene O	7,0	9,4	9,6	9,0
	Ebene M1	0,6	2,9	3,6	4,4
	Ebene M2	0,4	2,8	3,5	4,2
	Ebene U	0,4	2,7	3,4	4,3
	<i>Zeit [h]</i>	<i>3,9</i>	<i>19,7</i>	<i>23,1</i>	<i>27,6</i>
1,0 K/m - Luft	Ebene O	1,3	1,4	1,5	1,6
	Ebene M1	0,1	0,1	0,2	0,3
	Ebene M2	0,0	0,1	0,2	0,3
	Ebene U	0,0	0,1	0,2	0,3
	<i>Zeit [h]</i>	<i>4,4</i>	<i>7,2</i>	<i>23,1</i>	<i>31,2</i>

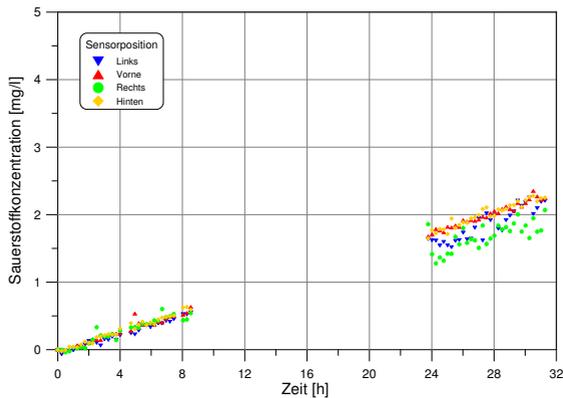


Abb. C.1: Wiederholungsmessung zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit – Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von  $0,8\text{K/m}$

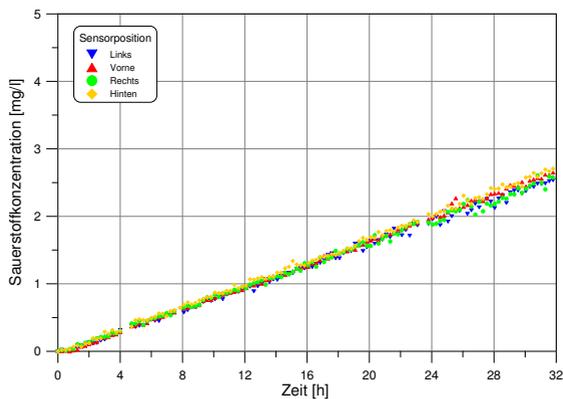


Abb. C.2: Wiederholungsmessung zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit – Zeitlicher Verlauf der Sauerstoffkonzentration in der Messebene M2 bei einem Temperaturgradienten von  $1\text{K/m}$

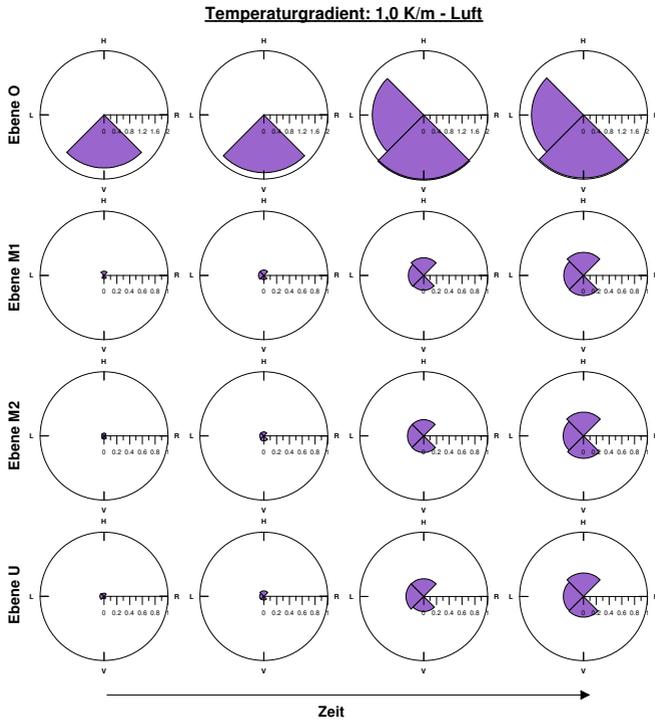


Abb. C.3: Sauerstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Zeit für alle Messebenen bei einem Temperaturgradienten von 1 K/m und Verwendung von Luft als Gasphase (Messausfälle in Ebene O und bei den rechten Sensoren)



# **D Befahrene Grundwassermessstellen und Bohrungen**



Tab. D.1: Detailangaben zu den befahrenen Messstellen und Bohrungen

Mess- gebiet	Messstelle	Zweck	Gesteinsart	Ausbauerdurchmesser und -material	Endteufe	GW-Flurabstand		
1	LGB 1	Forschungsbohrungen	Festgestein	DN 78 (PVC-U)	91,00 m	36 m		
	LGB 2		Festgestein	DN 78 (PVC-U)	56,00 m	45 m		
2	1	Trinkwasser- gewinnungsgebiet	Lockergestein	DN108 (Stahl)	99,00 m	37 m		
	2		Lockergestein	DN108 (Stahl)	135,00 m	37 m		
	3		Lockergestein	DN 200 (PVC)	43,50 m	7 m		
	4		Lockergestein	DN108 (Stahl)	13,00 m	4 m		
	5		Lockergestein	DN108 (Stahl)	36,00 m	5 m		
	6		Lockergestein	DN 50 (Stahl)	71,00 m	5 m		
3	SafLeu 32	(E)NA-Standort (METLEN-KORA)	Lockergestein	DN160 (HDPE)	7,00 m	4 m		
	SafLeu 33		Lockergestein	DN160 (HDPE)	6,30 m	4 m		
	SafLeu 34		Lockergestein	DN160 (HDPE)	6,30 m	4 m		
	SafLeu 35		Lockergestein	DN160 (HDPE)	6,70 m	4 m		
	SafLeu 64		Lockergestein	DN 90 (HDPE)	8,50 m	4 m		
	SafLeu 65		Lockergestein	DN 90 (HDPE)	8,00 m	3 m		
	4		IW 5	NA-Standort (KORA)	Lockergestein	DN125 (HDPE)	15,50 m	3 m
			Alt WükRi18/03		Lockergestein	DN125 (HDPE)	10,00 m	2 m
Hy WükRi19/**		Lockergestein	DN125 (HDPE)		12,60 m	2 m		
Hy WükRi13/01 OP		Lockergestein	DN100 (HDPE)		7,50 m	3 m		
Hy WükRi13/01 MP		Lockergestein	DN100 (HDPE)		15,50 m	3 m		
Hy WükRi13/01 UP		Lockergestein	DN100 (HDPE)		30,00 m	3 m		
5		GWMS 5/99	Gefährdungs- abschätzung (SAFIRA)		Lockergestein	DN110 (HDPE)	35,50 m	8 m
	GWMS 5A/99	Lockergestein		DN110 (HDPE)	10,10 m	8 m		
	SafZ 3A/99	Lockergestein		DN110 (HDPE)	52,50 m	9 m		

Fortgesetzt auf nächster Seite...

Tab. D.1 – Fortgesetzt von vorheriger Seite

Mess- gebiet	Messstelle	Zweck	Gesteinsart	Ausbauerdurchmesser und -material	Endteufe	GW-Flurabstand
5	SafZz1B/99 SafZz18A/99		Lockergestein	DN110 (HDPE)	52,00 m	9 m
			Lockergestein	DN110 (HDPE)	34,80 m	9 m
6	1 2	Sanierungs- standort	Festgestein	DN140 (PVC)	189,50 m	54 m
			Festgestein	DN113 (PVC)	241,00 m	77 m
7	1 2	Sanierungs- standort	Festgestein	DN125 (PVC)	129,00 m	22 m
			Festgestein	DN125 (PVC)	127,00 m	35 m
8	1 2 3 4 5	Sanierungs- standort	Lockergestein	DN100 (PVC)	3,50 m	1 m
			Lockergestein	DN100 (PVC)	7,05 m	1 m
			Lockergestein	DN100 (PVC)	11,20 m	1 m
			Lockergestein	DN100 (PVC)	3,50 m	1 m
			Lockergestein	DN100 (PVC)	8,20 m	1 m
9	1 2 3 4 5	Bautechnische Vorerkundung	Festgestein	unverroht	72,00 m	5 m
			Festgestein	unverroht	62,00 m	6 m
			Festgestein	unverroht	55,00 m	4 m
			Festgestein	unverroht	64,00 m	14 m
			Festgestein	unverroht	75,00 m	11 m
10	1 2 3 4 5	Hydrolog. Beweis- sicherung	Festgestein	DN125 (PVC)	17,00 m	12 m
			Festgestein	DN125 (PVC)	21,00 m	7 m
			Festgestein	DN125 (PVC)	21,00 m	8 m
			Festgestein	DN125 (PVC)	15,00 m	2 m
			Festgestein	DN125 (PVC)	22,50 m	7 m
11	1	Flutungs-	Festgestein	DN125 (PVC)	200,00 m	15 m

Fortgesetzt auf nächster Seite...

Tab. D.1 – Fortgesetzt von vorheriger Seite

Mess- gebiet	Messtelle	Zweck	Gesteinsart	Ausbauerdurchmesser und -material	Endtiefe	GW-Flurabstand
11	2	überwachung	Festgestein	DN100 (PVC)	120,00 m	21 m
	3		Festgestein	DN100 (PVC)	130,00 m	23 m
	4		Festgestein	DN125 (PVC)	310,00 m	25 m
	12		Beschaffenhheits- messnetz nach EU-WRRRL	Lockergestein	DN125 (PVC)	29,00 m
2	Lockergestein	DN125 (PVC)		55,00 m	32 m	
3	Lockergestein	DN125 (PVC)		18,00 m	16 m	
4	Lockergestein	DN150 (PVC)		14,50 m	2 m	
5	Lockergestein	DN115 (PVC)		19,84 m	11 m	
6	Lockergestein	DN115 (PVC)		29,02 m	18 m	
7	Lockergestein	DN125 (PVC)		14,90 m	7 m	
8	Lockergestein	DN125 (PVC)		17,30 m	5 m	
9	Lockergestein	DN100 (PVC)		9,37 m	2 m	
10	Lockergestein	DN100 (PVC)		28,50 m	10 m	
11	Lockergestein	DN125 (PVC)		13,60 m	1 m	
12	Lockergestein	DN100 (PVC)		35,00 m	6 m	
13	Lockergestein	DN128 (PVC)		50,00 m	12 m	
14	Lockergestein	DN 50 (PVC)		35,00 m	8 m	
15	Lockergestein	DN112 (PVC)		25,60 m	11 m	
16	Festgestein	DN 52 (PVC)		13,00 m	4 m	
17	Lockergestein	DN125 (PVC)		12,00 m	9 m	
18	Lockergestein	DN125 (PVC)		22,00 m	14 m	
19	Festgestein	DN125 (PVC)		20,00 m	2 m	
20	Lockergestein	DN 300 (PVC)		27,50 m	7 m	
21	Lockergestein	DN100 (PVC)		26,50 m	14 m	

Fortgesetzt auf nächster Seite...

Tab. D.1 – Fortgesetzt von vorheriger Seite

Mess- gebiet	Messstelle	Zweck	Gesteinsart	Ausbauerdurchmesser und -material	Endteufe	GW-Flurabstand
12	22	Beschaffenheits- messnetz nach EU-WRRL	Lockergestein	DN100 (PVC)	33,00 m	18 m
	23		Lockergestein	DN100 (PVC)	57,00 m	19 m
	24		Lockergestein	DN 50 (PVC)	7,50 m	2 m
	25		Festgestein	DN100 (PVC)	14,00 m	3 m
	26		Lockergestein	DN102 (PVC)	15,70 m	8 m
	27		Lockergestein	DN 50 (PVC)	6,00 m	4 m
	28		Festgestein	DN125 (PVC)	20,00 m	10 m
	29		Festgestein	DN125 (PVC)	118,06 m	57 m
	30		Festgestein	DN140 (PVC)	11,00 m	4 m
	31		Festgestein	DN145 (PVC)	41,00 m	19 m
	32		Festgestein	DN127 (PVC)	9,90 m	4 m
	33		Festgestein	DN125 (PVC)	22,00 m	13 m
-	1	Geothermie	Festgestein	unverrohrt	100,00 m	3 m
-	1	Krustenforschung	Festgestein	verrohrt	9101,00 m	16 m

HDPE – Polyethylen hoher Dichte

# **E Lithologische Bohrprofile und Ausbauzeichnungen der ausführlich behandelten Grundwassermessstellen und Bohrungen nach DIN 4023**



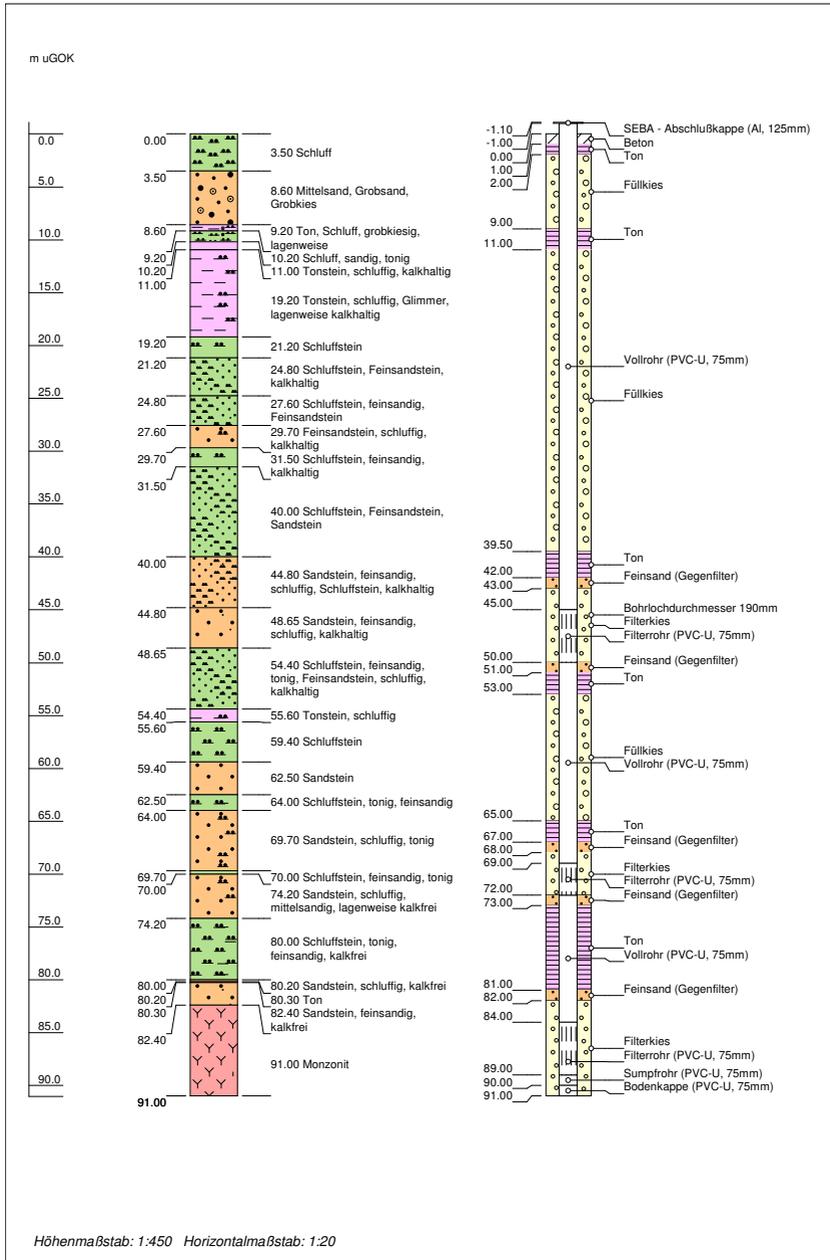


Abb. E.1: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der Forschungsbohrung LGB 1

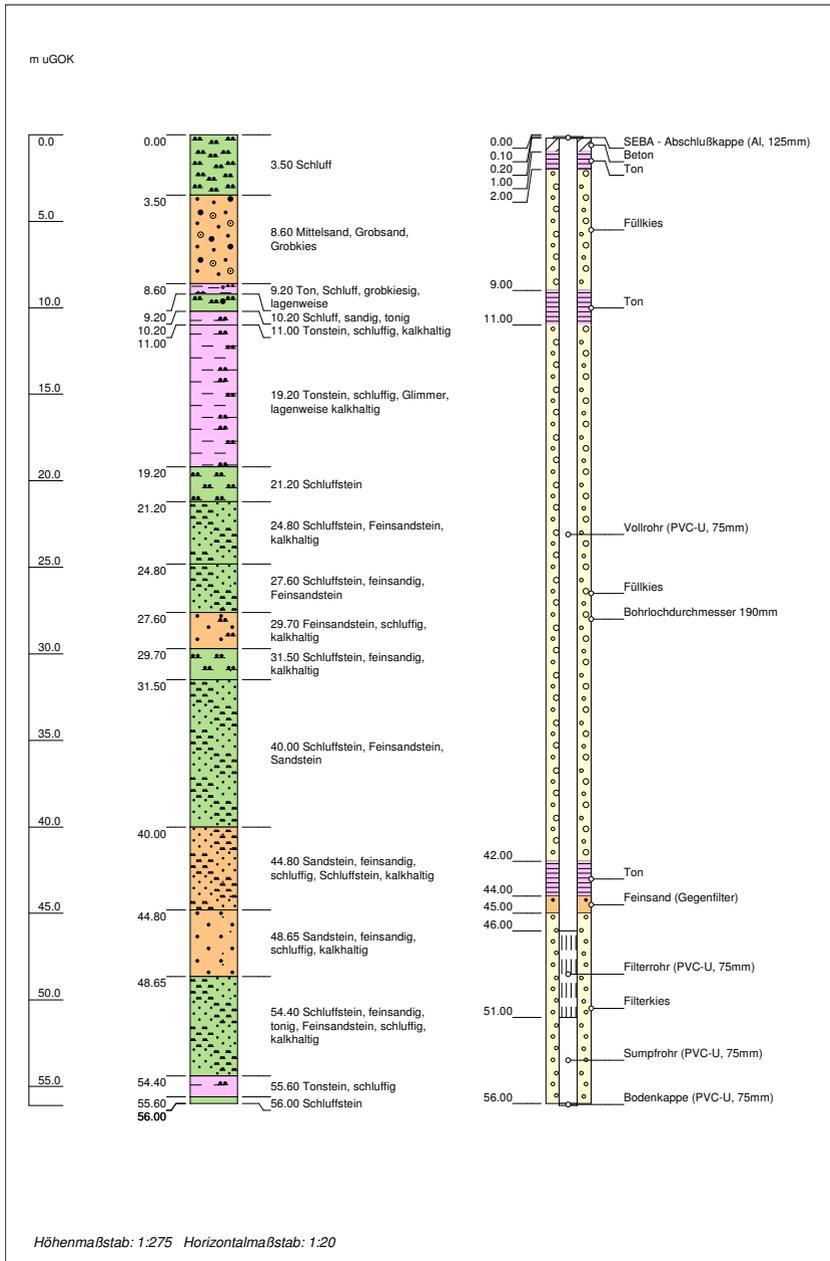


Abb. E.2: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der Forschungsbohrung LGB 2

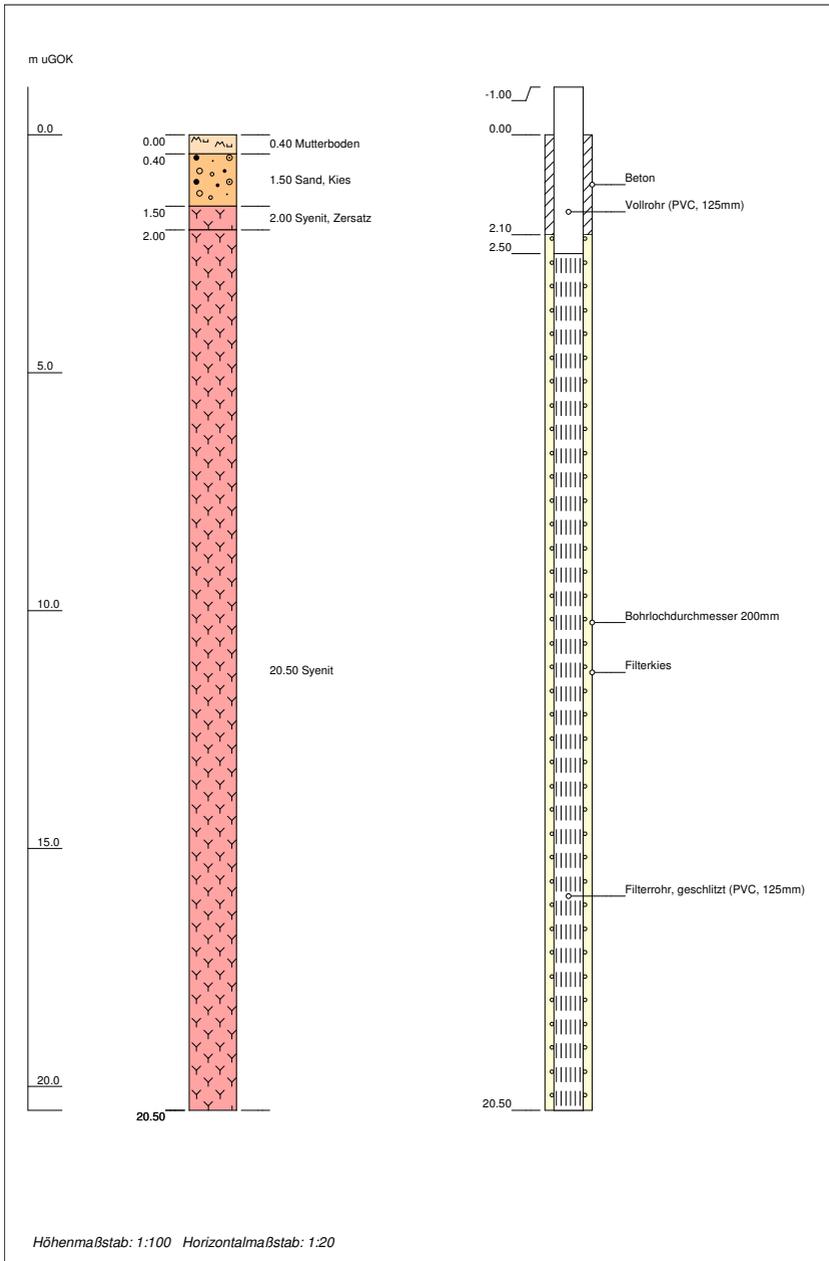


Abb. E.3: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der Grundwassermessstelle 10/2

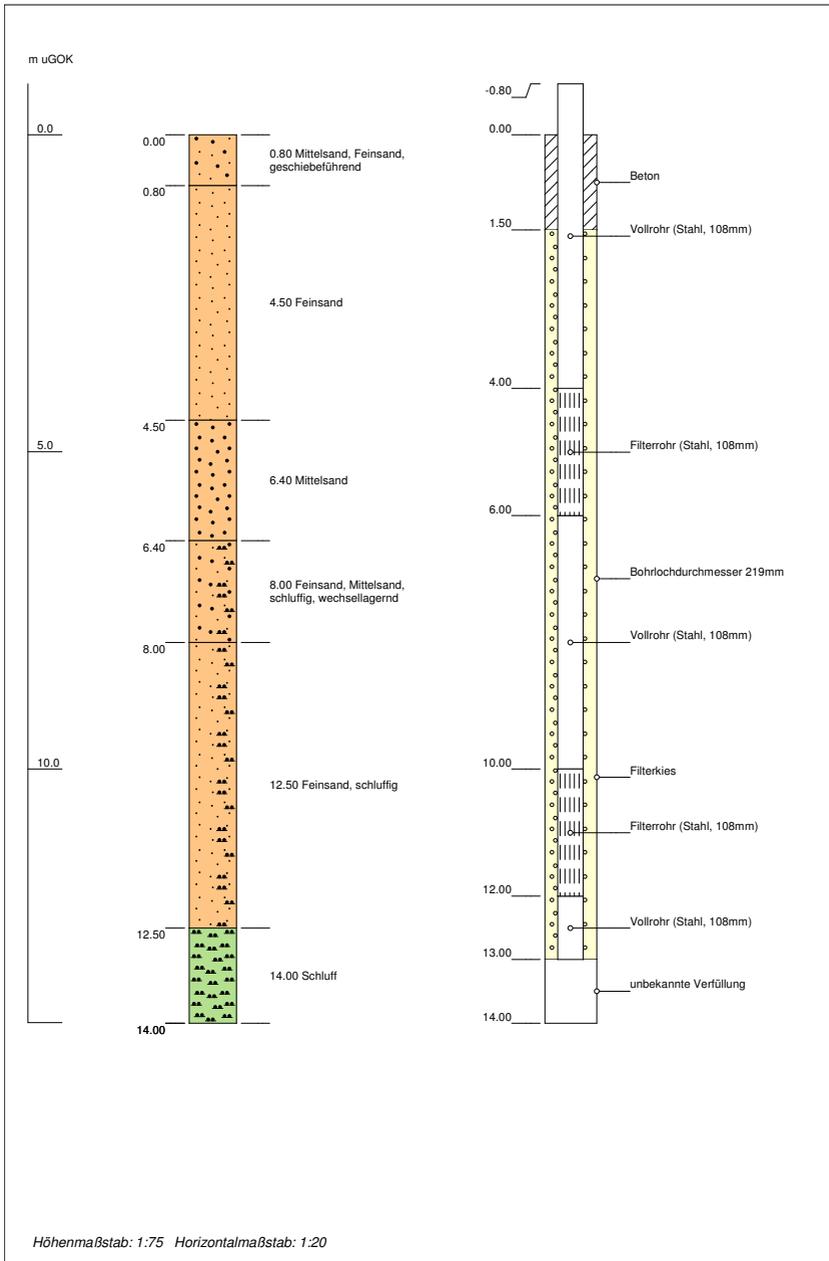


Abb. E.4: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der Grundwassermessstelle 2/4

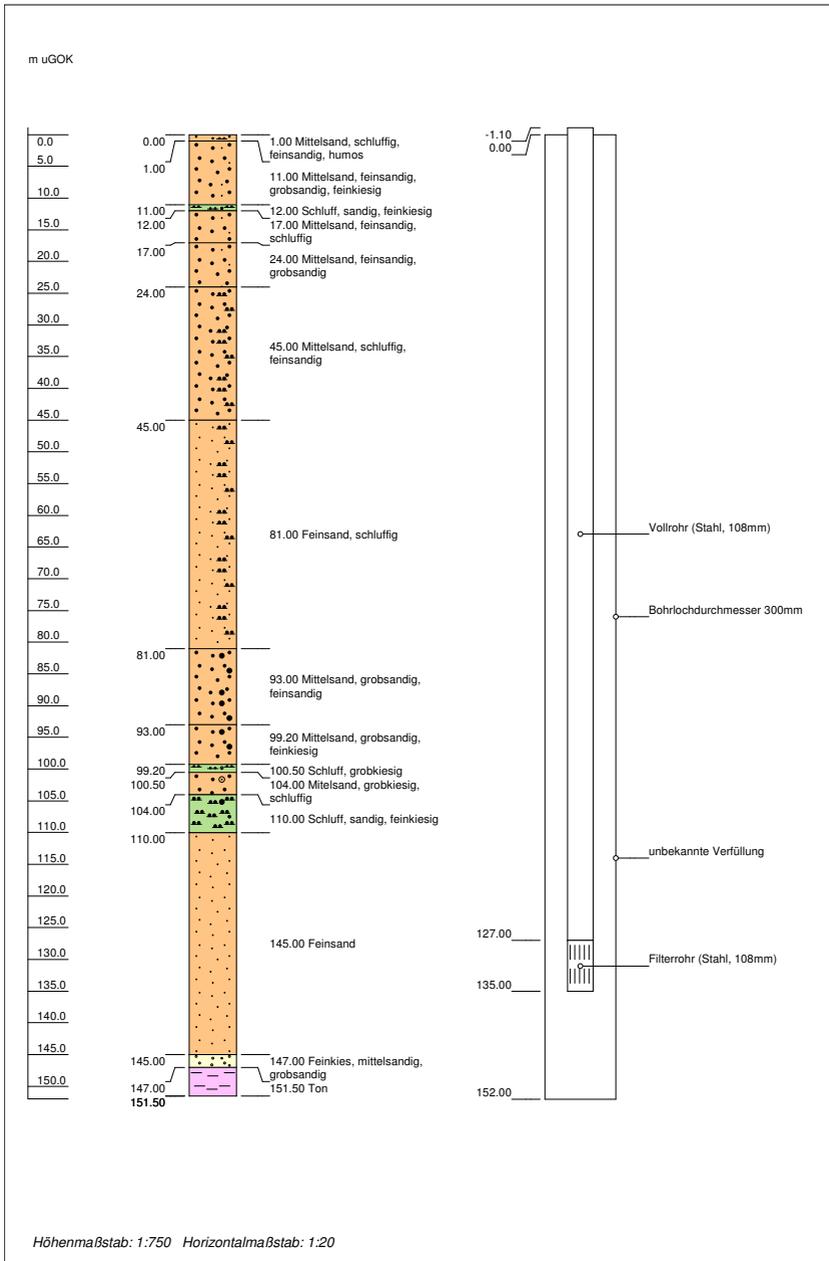


Abb. E.5: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der Grundwassermessstelle 2/2

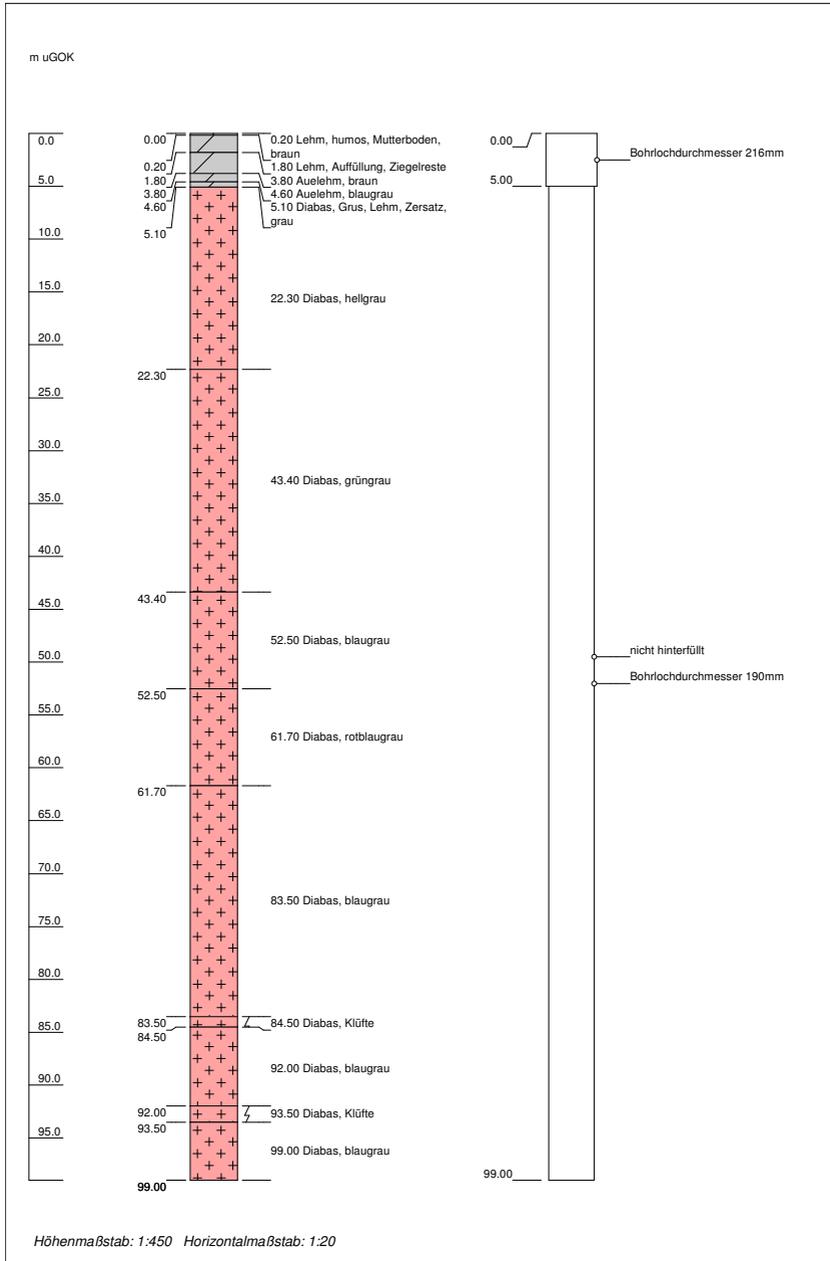


Abb. E.6: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der offenen Geothermie-Erkundungsbohrung

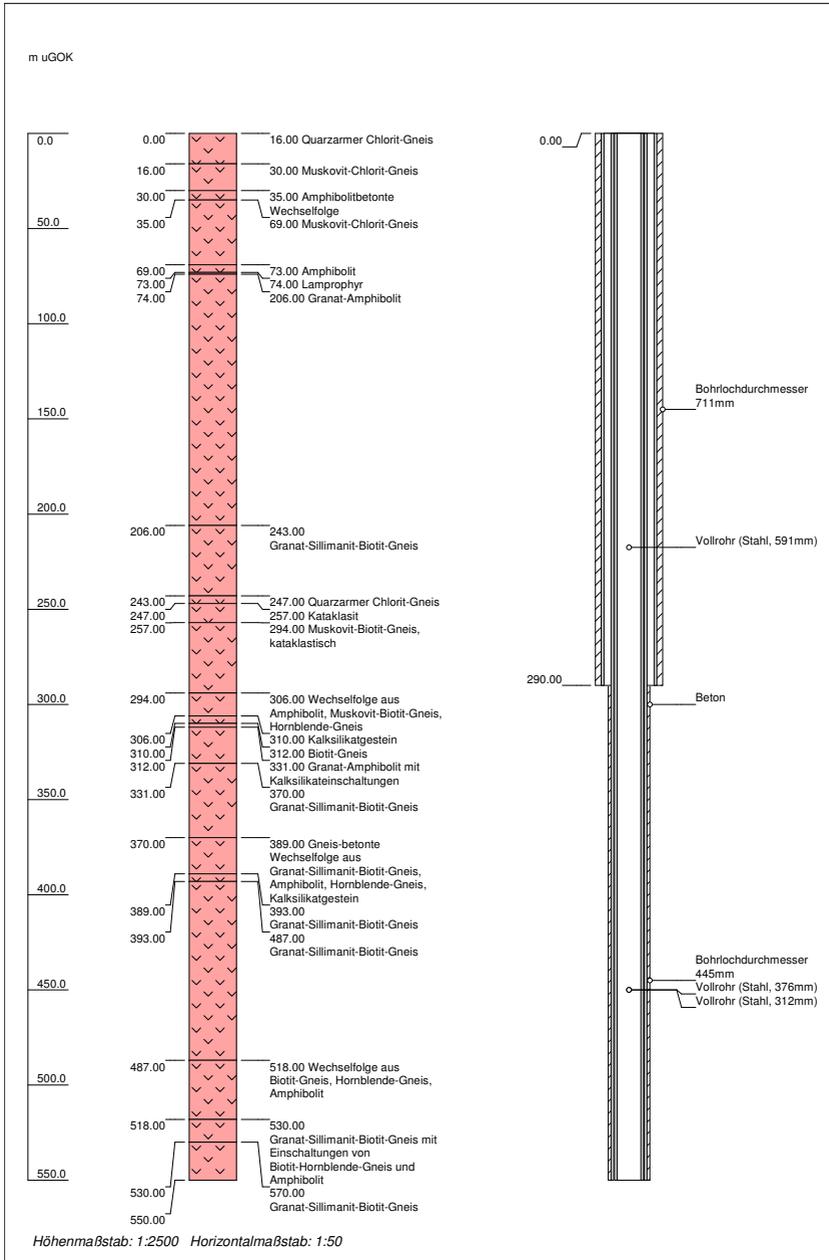


Abb. E.7: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der KTB-Hauptbohrung (Ausschnitt von 0 bis 550 m uGOK)

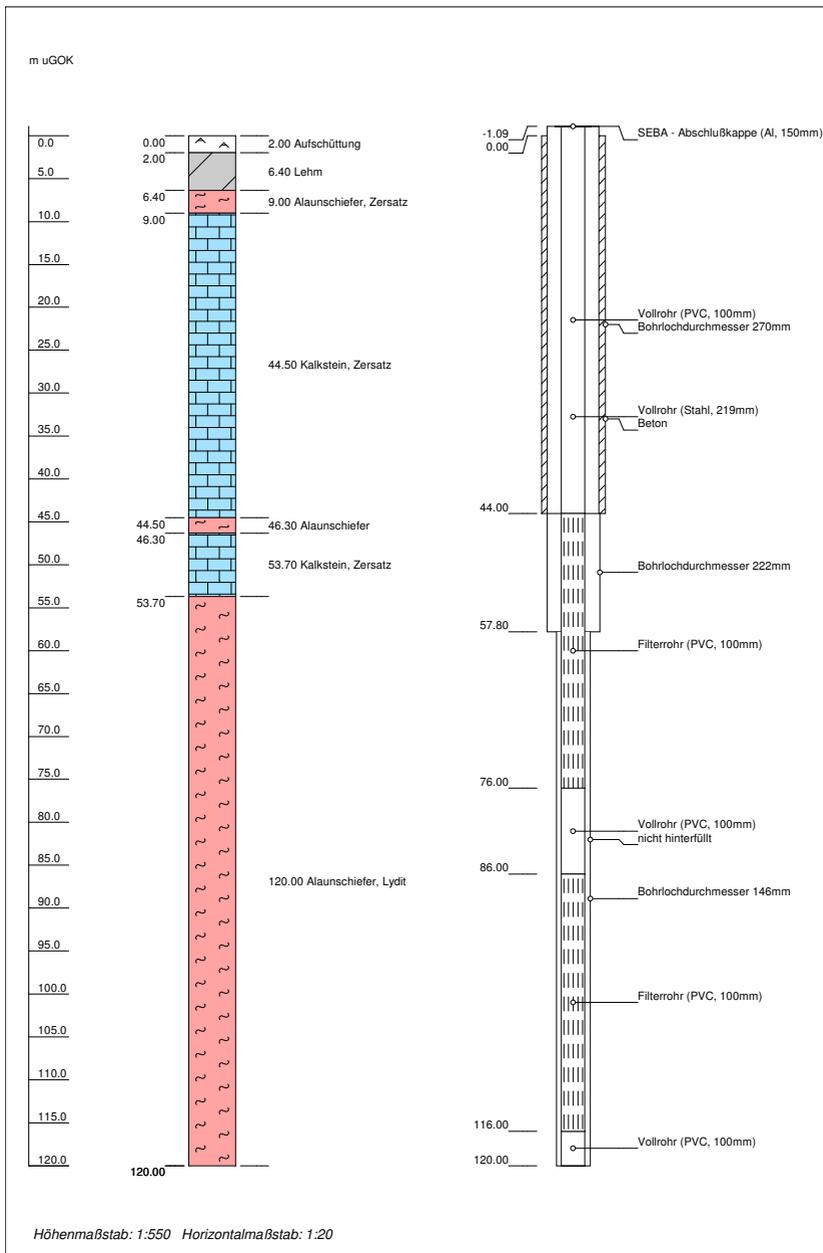


Abb. E.8: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der Grundwassermessstelle 11/2

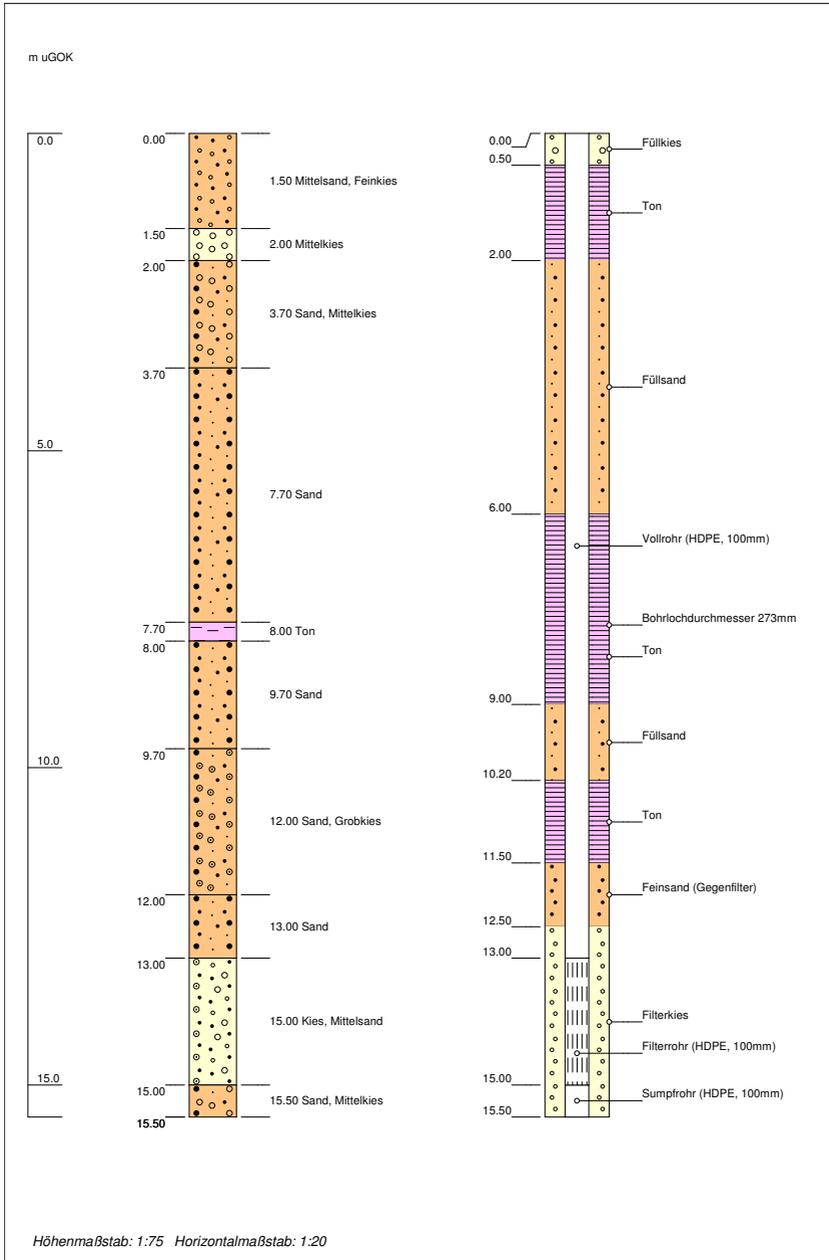


Abb. E.9: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der Grundwassermessstelle Hy WükRi13/01 MP

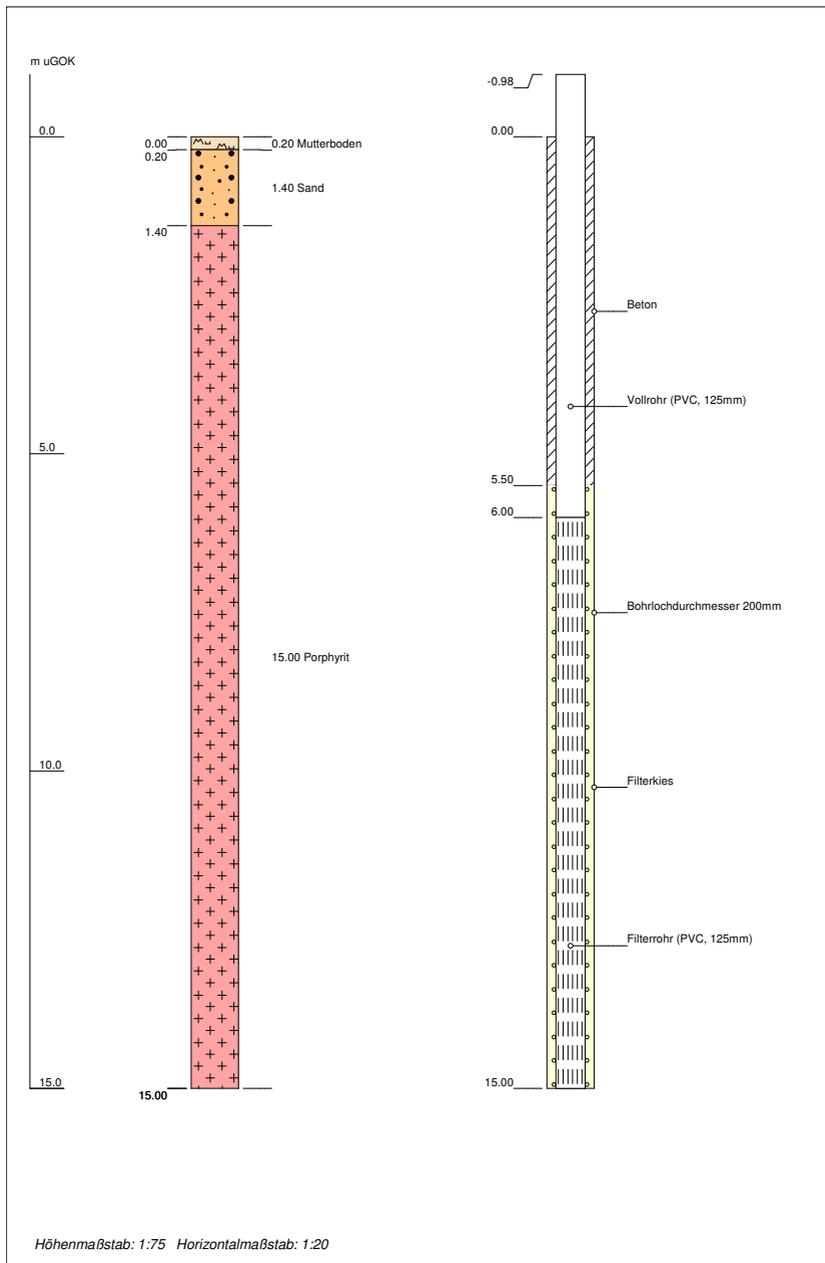


Abb. E.10: Lithologisches Bohrprofil und Ausbauezeichnung der Grundwassermessstelle 10/4

# **F International Equation of State of Seawater 1980**



Die Wasserdichte  $\rho_{\text{IES-80}}$  kann über die Zustandsgleichung „International Equation of State of Seawater 1980“ (UNESCO, 1981) wie folgt aus der Salinität der Limnologie  $S_L$  (in g/l) der Temperatur  $T$  und dem Druck  $p$  berechnet werden:

$$\rho_{\text{IES-80}} = \rho_d \left( 1 - \frac{p}{K_{\text{IES-80}}} \right)^{-1}. \quad (\text{F.1})$$

Die Wasserdichte  $\rho_d$  (in g/cm<sup>3</sup>) unter Vernachlässigung des Drucks ergibt sich dabei aus:

$$\begin{aligned} \rho_d = & 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} \cdot T - 9.095290 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 \\ & + 1.001685 \cdot 10^{-4} \cdot T^3 - 1.120083 \cdot 10^{-6} \cdot T^4 \\ & + 6.536332 \cdot 10^{-9} \cdot T^5 + 8.24493 \cdot 10^{-1} \cdot S_L \\ & - 4.0899 \cdot 10^{-3} \cdot T \cdot S_L + 7.6438 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 \cdot S_L \\ & - 8.2467 \cdot 10^{-7} \cdot T^3 \cdot S_L + 5.3875 \cdot 10^{-9} \cdot T^4 \cdot S_L \\ & - 5.72466 \cdot 10^{-3} \cdot S_L^{3/2} + 1.0227 \cdot 10^{-4} \cdot T \cdot S_L^{3/2} \\ & - 1.6546 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 \cdot S_L^{3/2} + 4.8314 \cdot 10^{-4} \cdot S_L^{1/2} \end{aligned} \quad (\text{F.2})$$

und der druckabhängige Term  $K_{\text{IES-80}}$  ergibt sich aus ( $p$  in bar):

$$\begin{aligned} K_{\text{IES-80}} = & 19652.21 + 148.4206 \cdot T - 2.327105 \cdot T^2 + 1.360447 \cdot 10^{-2} \cdot T^3 \\ & - 5.155288 \cdot 10^{-5} \cdot T^4 + 3.239908 \cdot p \\ & + 1.43713 \cdot 10^{-3} \cdot T \cdot p + 1.16092 \cdot 10^{-4} \cdot T^2 \cdot p \\ & - 5.77905 \cdot 10^{-7} \cdot T^3 \cdot p + 8.50935 \cdot 10^{-5} \cdot p^2 \\ & - 6.12293 \cdot 10^{-6} \cdot T \cdot p^2 + 5.2787 \cdot 10^{-8} \cdot T^2 \cdot p^2 \\ & + 54.6746 \cdot S_L - 0.603459 \cdot T \cdot S_L \\ & + 1.09987 \cdot 10^{-2} \cdot T^2 \cdot S_L - 6.1670 \cdot 10^{-5} \cdot T^3 \cdot S_L \\ & + 7.944 \cdot 10^{-2} \cdot S_L^{3/2} + 1.6483 \cdot 10^{-2} \cdot T \cdot S_L^{3/2} \\ & - 5.3009 \cdot 10^{-4} \cdot T^2 \cdot S_L^{3/2} + 2.2838 \cdot 10^{-3} \cdot p \cdot S_L \\ & - 1.0981 \cdot 10^{-5} \cdot T \cdot p \cdot S_L - 1.6078 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 \cdot p \cdot S_L \\ & + 1.91075 \cdot 10^{-4} \cdot p \cdot S_L^{3/2} - 9.9348 \cdot 10^{-7} \cdot p^2 \cdot S_L \\ & + 2.0816 \cdot 10^{-8} \cdot T \cdot p^2 \cdot S_L + 9.1697 \cdot 10^{-10} \cdot T^2 \cdot p^2 \cdot S_L. \end{aligned} \quad (\text{F.3})$$



# Lebenslauf

Susann Berthold

## Persönliche Daten

Geburtsdatum: 02.12.1979  
Geburtsort: Dresden  
Familienstand: ledig, keine Kinder

## Ausbildung und Berufstätigkeit

1986 - 1998 Schulbesuch in Dresden mit Abschluss Abitur  
1998 - 2003 Geophysikstudium an der TU Bergakademie Freiberg  
2002 - 2003 1-jähriger Auslandsaufenthalt an der University of Calgary, Kanada zum Anfertigen der Diplomarbeit  
12/2003 Verteidigung der Diplomarbeit  
seit 04/2004 wiss. Mitarbeiterin und Bearbeitung der Promotionsarbeit am DGFZ Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V. und der GFI Grundwasserforschungsinstitut GmbH Dresden  
seit 04/2009 Leiterin der AG Bohrlochgeophysik / Monitoring am GWZ Grundwasser-Zentrum Dresden  
13.12.2009 Promotion zum Dr. rer. nat. an der TU Berlin



## Schriftenreihe Proceedings des DGFZ e.V.

Das Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V. gibt in loser Folge die Schriftenreihe Proceedings des DGFZ e.V. (ISSN 1430-0176) heraus. Publiziert werden insbesondere die Vorträge der Dresdner Grundwasserforschungstage, Beiträge von durch das DGFZ organisierten Kolloquien sowie die am Grundwasserforschungszentrum erarbeiteten Dissertationen. Bisher sind erschienenen:

- Heft 1      1. Dresdner Grundwasserforschungstage zu rezenten Themen der applikativen Grundwasserforschung und -entwicklung, 1991 (nicht mehr lieferbar)
- Heft 2      Ehrenkolloquium zu rezenten Problemen der Wasserwirtschaft in Deutschland anlässlich des 75. Geburtstages von Karl-Franz Busch, 1992 (nicht mehr lieferbar)
- Heft 3      2. Dresdner Grundwasserforschungstage zu rezenten Problemen der Grundwasserbewirtschaftung und des Grundwasserschutzes im Freistaat Sachsen, 1993
- Heft 4      Positionspapiere zur Nutzung von Uferfiltrat und künstlichem Infiltrat zur Trinkwasserversorgung im Großraum Dresden, 1994 (nicht mehr lieferbar)
- Heft 5      3. Dresdner Grundwasserforschungstage zu aktuellen Dresdner und Leipziger Grundwasserproblemen, 1994
- Heft 6      Ehrenkolloquium zur Wasserbewirtschaftung als komplexe Aufgabe anlässlich des 65. Geburtstages von Dieter Lauterbach, 1995 (nicht mehr lieferbar)
- Heft 7      **Kemmesies, O.:** Prozessmodellierung und Parameteridentifikation von Mehrphasenströmungsprozessen in porösen Medien, Dissertation, 1995, (nicht mehr lieferbar)
- Heft 8      4. Dresdner Grundwasserforschungstage zu rezenten Flutungsproblemen mitteldeutscher und Lausitzer Tagebaurestlöcher (Block I bis III), 1996
- Heft 9      4. Dresdner Grundwasserforschungstage zu rezenten Flutungsproblemen mitteldeutscher und Lausitzer Tagebaurestlöcher (Block IV und V), 1996
- Heft 10     **Rößner, U.:** Kinetik mikrobieller Stoffwandlungsprozesse im Grundwasserleiter mit Hilfe von Labormodellen, Dissertation, 1996
- Heft 11     5. Dresdner Grundwasserforschungstage zur Forschung im DGFZ e.V., Ergebnisse und Entwicklungstrends, Teil 1, 1996
- Heft 12     5. Dresdner Grundwasserforschungstage zur Forschung im DGFZ e.V., Ergebnisse und Entwicklungstrends, Teil 2, 1996
- Heft 13     6. Dresdner Grundwasserforschungstage zu aktuellen Arbeiten der Grundwasserforschung und -applikation, 1998
- Heft 14     **Werner, F.:** Modellgestützte Untersuchungen zur Genese der Wasserbeschaffenheit in Folgelandschaften des Braunkohlebergbaus, Dissertation, 1999

- Heft 15 **Hildenbrand, M.:** Akkumulation und Remobilisierung von Schadstoffen im Untergrund am Beispiel nitroaromatischer Verbindungen, Dissertation, 1999 (nicht mehr lieferbar)
- Heft 16 **Gruhne, M.:** Überwachung von Untergrundkontaminationen mit Messungen der komplexen elektrischen Leitfähigkeit, Dissertation, 1999
- Heft 17 7. Dresdner Grundwasserforschungstage zu Grundwasser-Monitoring 1999, Anforderungen, Probleme und Lösungen
- Heft 18 **Berger, W.:** Stoffinventar und Stoffänderungen durch Redoxreaktionen in Sedimenten des Lausitzer Braunkohlereviere, Dissertation, 1999
- Heft 19 **Fechner, T.:** Bestimmung von Qualitätsparametern in Kalkstein auf der Basis von Bohrlochradarmessungen, Dissertation, 1999
- Heft 20 **Sommer, T.:** Grundwasserdynamik und Grundwasserbeschaffenheit in der anthropogen überprägten Flußaue der Unstrut, Dissertation, 1999
- Heft 21 8. Dresdner Grundwasserforschungstage „Nachsorgender Grundwasserschutz - Prospektion und Grenzen“, 2001
- Heft 22 **Giese, R.:** Zur Hydraulik dreier nichtmischbarer Fluide in porösen Medien, Dissertation, 2001
- Heft 23 9. Dresdner Grundwasserforschungstage „Innovative Verfahren und Techniken zur In-situ-Grundwasserreinigung“, 2004
- Heft 24 **Tränckner, S.:** Laborative Untersuchungen natürliche Selbstreinigungsprozesse sprengstofftypischer Verbindungen im Grundwasserleiter und deren Quantifizierung, Dissertation, 2004
- Heft 25 **Müller, M.:** Modellierung von Stofftransport und Reaktionen mit einem neu-entwickelten, gekoppelten Grund- und Oberflächenwassermodell am Beispiel eines Tagebaurestsees, Dissertation, 2004
- Heft 26 **Bilek, F.:** Beschaffenheitsprognose für den Grundwasserabstrom aus Braunkohle-Tagebaukippen, Dissertation, 2004
- Heft 27 10. Dresdner Grundwasserforschungstage „Nachsorge betriebsbedingter Boden- und GW-Schäden des Bergbaus nach der endgültigen Betriebsstilllegung“ 2005
- Heft 28 **Morgenstern, A.:** Entwicklung einer Einbohrloch-Messsonde zur Bestimmung der horizontalen Fließparameter ohne Störung des Strömungsfeldes, Dissertation, 2005
- Heft 29 **Burghardt, D.:** Ermittlung geochemischer, geomikrobieller und geotechnischer Grundlagen zur In-Situ-Immobilisierung von Arsen, Uran und Radium durch eine „Reaktive-Zonen“-Technologie, Dissertation, 2006
- Heft 30 **Weber, L.:** Untersuchungen zur Direktgasinjektion im Aquifer in Technikum- und Feldmaßstab, Dissertation, 2007

- Heft 31 11. Dresdner Grundwasserforschungstage „Pilot- und Demonstrationsanlagen zur In-situ-Grundwasserreinigung“ 2007
- Heft 32 **Swaboda, D.:** Kalibrierung prozessbasierter Kontinuummodelle zur Abbildung der Wasser- und Stoffdynamik in variabel gesättigten porösen Medien, Dissertation, 2008
- Heft 33 **Weber, A.:** Randbedingungen für Sorption und Abbau sprengstofftypischer Verbindungen am Beispiel der Rüstungsaltnast Elsnig/Torgau, Dissertation, 2008
- Heft 34 **Schinke, R.:** Untersuchungen zum Gaseintrag in Grundwasserschäden von Abfallablagerungen unter Berücksichtigung natürlicher und stimulierter Schadstoffminderungsprozesse, Dissertation, 2008
- Heft 35 **Graupner, B.:** Beitrag zur Prognose der Grundwasserbeschaffenheit im Lausitzer Bergbaurevier auf der Grundlage eines großräumigen prozessorientierten Geoinformationssystems, Dissertation, 2008
- Heft 36 **Weihnacht, B.:** Untersuchungen zur Ableitung geohydraulischer Parameter aus geophysikalischen Messungen, Dissertation, 2009
- Heft 37 **Börner, F.:** Porenraum- und Grenzflächeneigenschaften - ihr Einfluss auf petrophysikalische Parameter und deren Verknüpfung mit hydraulischen Vorgängen, Habilitation, 2009
- Heft 38 12. Dresdner Grundwasserforschungstage „Feststoffablagerungen und -verfüllungen erfordern angemessenen vor- und nachsorgenden Gewässerschutz“ 2009
- Heft 39 **Berthold, S.:** Geophysikalischer Nachweis freier Konvektion in Grundwasser-messstellen und Bohrungen, Dissertation, 2009