



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

Dank der Herausgeber

Die Herausgeber danken den Herrn Prof. J. Erzinger und Dr. U. Harms (beide GFZ) für die kritische Durchsicht des ersten Berichtsmanuskriptes und die entsprechenden Anmerkungen. Weiterhin gilt der Dank Frau E. Kramer sowie den Herrn Dr. M. Zimmer, Dr. G. Schettler und Dipl.-Krist. R. Naumann für die Unterstützung bei der chemischen Analytik der Gesteins- und Thermalwasserproben am GFZ. Frau Ch. Thänert, Frau M. Wandel und Frau I. Heinzel vom GFZ sei für die Hilfe bei der technischen Fertigstellung des Berichtes besonders gedankt. Die Betreiber der geothermischen Heizzentralen und die Firma Geothermie Neubrandenburg GmbH haben durch ihre Hilfe bei Meßarbeiten und durch die Bereitstellung von Daten das Erscheinen des vorliegenden Berichtes wesentlich unterstützt.

Einleitung

Herbert Schneider und Ernst Huenges

Das vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF) geförderte Forschungsprojekt „Evaluierung geowissenschaftlicher und wirtschaftlicher Bedingungen für die Nutzung hydrogeothermaler Ressourcen“ hat seine Wurzeln in der erfolgreichen Nutzung geothermischer Energie an mehreren Standorten im Ostteil des Norddeutschen Beckens. Ein wesentliches Ziel des Forschungsprojektes ist die Optimierung dieses Verfahrens der umweltfreundlichen Wärmeversorgung. Dabei erfordert die Bewertung der geowissenschaftlichen Bedingungen einen verbesserten Zugriff auf im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des Untergrundes stehende geowissenschaftliche Daten und Informationen. Aus diesem Grund haben sich die Bearbeiter in z. T. enger Zusammenarbeit mit Verfassern von Primärdokumentationen vorgenommen, die abgelegten Informationen aufzubereiten, zu bewerten und mit eigenen, neuen Untersuchungsergebnissen zu ergänzen. Dabei sind sowohl Ergebnisse aktueller vom BMBF geförderter Projekte wie z. B. "Geowissenschaftliche, geotechnologische und verfahrenstechnische Forschungsarbeiten zur Vervollkommnung des Verfahrens der Nutzung geothermischer Ressourcen im Hinblick auf das Langzeitverhalten" (Geothermie Neubrandenburg, GmbH), „Spezielle geomikrobiologische Untersuchungen an geothermisch genutzten Tiefenwässern an Standorten in Mecklenburg-Vorpommern“ (Umwelt- und Rohstoff-Technologie GmbH Greifswald), „Geologische Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordostdeutschland“ (Gesellschaft für Umwelt- und Wirtschaftsgeologie mbH Berlin) als auch das von der Europäischen Union im Rahmen des JOULE II Programms geförderte Vorhaben „Improvement of the Injectivity Index of Argillaceous Sandstone“ (Bearbeitung: BRGM- Frankreich, TNO- Niederlande, GTN- Deutschland) einbezogen worden. Der Report ist in zwei Teile unterteilt. Teil A beinhaltet die geowissenschaftlichen Bewertungsgrundlagen zur Geothermienutzung in Norddeutschland. In den Themenkomplex wird mit einer geologischen Übersicht zum Norddeutschen Becken eingeführt. Für die geowissenschaftliche Bewertung hydrogeothermaler Ressourcen sind Kenntnisse über Temperaturverhältnisse, Speicherverbreitung und -ausbildung, Porenraumparameter und das Wissen über die Eigenschaften der Thermalwässer erforderlich. Daher werden die interessierenden Reservoirs eingehend mineralogisch/petrophysikalisch charakterisiert. Zusammen mit der hydrochemischen Charakterisierung der Tiefenwässer sowie der mikrobiologischen Analyse der Thermalwässer wird es möglich, die Ausgangslage und den Ablauf möglicher Prozesse bei der Nutzung der hydrothermalen Ressourcen zu erfassen.

Geowissenschaftliche Erfahrungen, inklusive spezielle Untersuchungen an den Standorten der im Betrieb befindlichen geothermischen Heizzentralen werden im Teil B vorgestellt. Am Ende dieses zweiten Teils erfolgt eine Zusammenstellung wichtiger Daten zur Aquifer- und Thermalwassercharakteristik der geothermischen Heizzentralen Waren/Müritzt, Neubrandenburg und Neustadt-Glewe (alle in Mecklenburg-Vorpommern) in tabellarischer Form.

Zusammenfassung und Ausblick

Peer Hoth, Ernst Huenges und Andrea Seibt

Hydrogeothermale Erdwärmenutzung (hydrothermale Geothermie) ist die Nutzung des energetischen Potentials von niedrig- bis hochthermalen natürlichen Tiefenwässern. Für diese Art der Erdwärmenutzung stehen unter den geologischen Bedingungen Norddeutschlands nur hydrothermale Systeme niedriger Enthalpie zur Verfügung. Die für diese Systeme charakteristischen heißen ($>100\text{ °C}$), warmen ($40\text{-}100\text{ °C}$) oder niedrig temperierten ($25\text{-}40\text{ °C}$) Wässer können vorrangig zur Raum- und Prozeßwärmeversorgung eingesetzt werden. Bis zu 100 °C warme Thermalwässer aus Sandsteinreservoirs werden schon über Zeiträume von bis zu 10 Jahren an drei Standorten Norddeutschlands entsprechend genutzt. Dabei wird das Thermalwasser über eine Bohrung an die Erdoberfläche gefördert und nach dem Wärmeentzug über eine zweite Bohrung wieder in die Entnahmeschicht verbracht. Ähnliche Vorhaben sind für andere Standorte begonnen worden, oder in Planung begriffen.

Die wirtschaftliche Effizienz der energetischen Nutzung der norddeutschen Thermalwässer erfordert große Thermalwasservorräte, hohe realisierbare Volumenströme und eine problemlose Rückführung der Wässer in die Speicher. Sie ist daher an spezielle geologische Bedingungen gebunden, deren Bewertung neben den ökonomischen Gesichtspunkten die Basis zur Einschätzung des zukünftigen Nutzungspotentials darstellt. Entsprechende Bewertungsgrundlagen basieren auf der Analyse der Verbreitung potentieller Speichergesteine, der komplexen geologisch-petrophysikalischen Charakterisierung der Aquifere und ihrer geothermischen Verhältnisse sowie der chemisch-mikrobiologischen Charakterisierung der Thermalwässer und der Analyse der grundsätzlichen Eignung dieser Wässer für den technologischen Prozeß der Wärmeengewinnung. Zusätzlich schließen sie die langjährigen Erfahrungen beim Betrieb der geothermischen Heizzentralen ein.

Generell stellen Sandsteine aus Kreide, Jura und Trias potentielle Nutzhorizonte des Norddeutschen Beckens dar. Bewertungskriterien für die Eignung dieser Sandsteinspeicher sind in Abhängigkeit der ökonomischen Rahmenbedingungen zu erfüllende Mindestanforderungen hinsichtlich ihrer Ausbildung und ihrer Transporteigenschaften. Entsprechende Daten werden aus Laboruntersuchungen sowie Bohrlochtesten und Bohrlochmessungen gewonnen. Neben der Speicherausbildung sind die chemisch-mikrobiologischen Eigenschaften der Thermalwässer von entscheidender Bedeutung für den Betrieb von Thermalwasserkreisläufen. Daher sind eine umfassende Wasseranalytik der nutzbaren Wassertypen, eine Erfassung der im Schichtwasser gelösten Gase und die Analyse der mikrobiologischen Situation weitere Basis der geowissenschaftlichen Bewertung. Für die in Norddeutschland bisher genutzten und am weitesten verbreiteten Formationswässer vom Na-Cl-Typ sind lediglich Eisenhydroxidausfällungen infolge von Sauerstoffkontakt technologisch bedeutend. Auf der Grundlage gezielter Sauerstoffmessungen lassen sich Hinweise zur Betriebsführung geothermischer Heizzentralen ableiten. Besonders kritisch ist der Sauerstoffeintrag in den Speicherhorizont selbst zu bewerten. Auftreten und Intensität möglicher daraus folgender Speicherschädigungen sind zum einen vom Eisengehalt der Thermalwässer, der Sauerstoffmenge und zum anderen von der Speicherausbildung abhängig. Da geothermisch nutzbare Tiefenwässer aus Sedimentbecken überwiegend ein reduzierendes Milieu aufweisen, sind die Schlußfolgerungen zur Verhinderung von Speicherschädigungen bei der Reinjektion infolge eines Sauerstoffeintrages allgemein gültig. Eine Nutzung anderer Wassertypen - z. B. von Wässern mit deutlich höheren Calcium- oder Sulfatgehalten erfordert detaillierte Untersuchungen und Berechnungen zu chemischen Wechselwirkungsreaktionen zwischen Speichergesteinen und Fluiden und unter Umständen modifizierte technologische Konzepte.

Zur ersten Bewertung der Temperaturbedingungen des norddeutschen Untergrundes kann auf ein umfangreiches Datenmaterial sowie eine Reihe von publizierten Kartenwerken zurückgegriffen werden. Insbesondere bei Aussagen und Abschätzungen von lokalen Speichertemperaturen sind die vorhandenen Daten kritisch zu analysieren, da z. B. die Temperaturmessungen oft nicht unter thermischen Gleichgewichtsbedingungen durchgeführt wurden und daher bedeutende Abweichungen gegenüber der wahren Gebirgstemperatur möglich sind.

Generell sind die abgeleiteten geowissenschaftlichen Bewertungsgrundlagen auf die Nutzung hydrogeothermaler Ressourcen aus Porenspeichern anderer Sedimentbecken weitgehend übertragbar. Da z. B. in einigen osteuropäischen und auch asiatischen Ländern ähnliche Ressourcen vorhanden sind und sich dort aufgrund anderer ökonomischer Verhältnisse die geothermische Energie weit kostengünstiger gewinnen ließe, wäre ein Wissenstransfer in diese Länder auch der deutschen Wirtschaft dienlich. Zukünftige Ziele weiterer Untersuchungen sollten einerseits auf Überlegungen zur zusätzlichen sekundären bzw. stofflichen und damit die Wirtschaftlichkeit wesentlich erhöhenden Nutzung der Thermalwässer sowie zur Eignung von klüftig-porösen Speichergesteinen unter Nutzung der Erfahrungen aus dem Hot-Dry-Rock-Projekt gerichtet sein. Andererseits muß eine noch stärkere Verknüpfung aller Bewertungskriterien angestrebt werden, so daß letzten Endes eine ökonomische, ökologische und rechtliche Bewertung der Nutzung hydrogeothermaler Ressourcen auf geowissenschaftlicher Basis möglich wird.

Summary

In Germany low enthalpy thermal waters (mainly with temperatures between 40 °C and 100 °C, maximum temperatures partly above 100 °C) are of great importance in the exploitation of hydrogeothermal energy. Large thermal water reserves, high realizable flow rates (50-100 m³/h) and high productivity (>50m³/h×MPa) are the main requirements for efficient economic exploitation. Thus usage is restricted to certain geologic conditions and special reservoir properties.

One of the most favorable German areas for direct geothermal heat recovery is the North German Basin. Mainly Cretaceous-, Jurassic- and Triassic sandstone reservoirs in a depth range between 1000 and 3000 m can be utilized there. Detailed geologic and petrophysical investigations of the reservoir rocks, knowledge about their temperature conditions, chemical and microbiological analysis of the formation waters and the estimation of possible fluid-rock interactions are on the one hand the basis for an evaluation of the regional energy potential and on the other hand the main basis for a locally successful technical exploitation.

Reliable and efficient geothermal heat supply requires proper management of the thermal water loop of the geothermal plant. This includes economic and energy as well as environmental aspects. The design of the geothermal loop has to be optimized according to the specific conditions of each site. Today reliable technical solutions exist even for the highly concentrated geothermal brines of the very permeable but sensitive sandstone aquifers in North Germany. Initial Fe²⁺ content of the reducing Na-Cl-brines and the possible precipitation of iron hydroxides induced by oxygen entry between production and re-injection well is of main technologic importance there.

Further investigations within this BMBF-project should focus on the secondary use of the thermal waters and on the suitability of dual-permeability (fissured) reservoirs.

Autorenliste

GeoForschungsZentrum Potsdam
Telgrafenberg, 14473 Potsdam
E-mail: huenges@gfz-potsdam.de

*Jörg Erzinger
Andrea Förster
Dieter Freund
Peer Hoth
Ernst Huenges
Dirk Naumann
Jörg Schrötter
Andrea Seibt
Erik Spangenberg
Hans-Adolf Ullner*

Geothermie Neubrandenburg GmbH
Postfach 1824, 17008 Neubrandenburg
E-mail: gtn@nb.regionet.de

*Heiko Horn
Torsten Kellner
Birgit Rohstock
Herbert Schneider
Peter Seibt*

Geothermie Wildau GmbH
Karl-Marx-Str. 114, 15745 Wildau

Wilfried Rockel

Technische Universität Berlin
Institut für Angewandte Geophysik
Ackerstr. 71-76, 13355 Berlin
E-mail: tros0938@mailszrz.zrz.tu-berlin.de

*Hans Burkhardt
Bernd Troschke*

Universität Karlsruhe
Mineralogisches Institut
Kaiserstr. 12, 76131 Karlsruhe
E-mail: georg.frosch@bio-geo.uni-karlsruhe.de

*Egon Althaus
Georg Frosch*

TU Bergakademie Freiberg
Institut für Bohrtechnik und Fluidbergbau
Agricolastr. 22, 09596 Freiberg
E-mail: martin@bohr1.tbt.tu-freiberg.de

*Volker Köckritz
Margit Martin*

**Alfred-Wegener-Institut für Polar- und
Meeresforschung**
Postfach 120 161, 27515 Bremerhaven

Michael Kühn

Umwelt- und Rohstoff-Technologie GmbH
Brandteichstr. 19, 17489 Greifswald

*Sabine Bochnig
Klaus Hofmann
Manfred Köhler
Fernando Völsger*

Teil A: Geowissenschaftliche Grundlagen

1 Geologischer Untergrund

1.1 Entwicklung des Norddeutschen Beckens

Peer Hoth

Der unter den Eiszeit-Ablagerungen liegende tiefere Untergrund Norddeutschlands wird von mächtigen Sedimentgesteinsfolgen paläozoischen bis känozoischen Alters und eingeschalteten Vulkanitablagerungen aufgebaut. Die zumeist zwischen 2 km und über 10 km mächtigen Ablagerungen sind Zeugnis einer mindestens seit dem Mittleren Paläozoikum bestehenden generellen Absenkungstendenz.

Der als Norddeutsche Senke bezeichnete Absenkungsraum wird im Norden durch das Ringköbing-Fünen-Hoch, durch das Moen-Hoch sowie durch das Arkona-Hoch von der Dänischen- und der Baltischen Senke begrenzt. Die heutige südliche Grenze des Senkungsraumes ist, bedingt durch starke Veränderungen der südlichen Ausdehnung des Sedimentationsraumes während seiner geologischen Geschichte, nicht überall exakt festzulegen. Der Nordrand des Münsterlandes an der Osning-Überschiebung, die Flechtinger-Roßblauer Scholle und die Lausitzer Scholle stellen die wesentlichen südlichen Begrenzungen dar. In Richtung Osten und Nordwesten existieren keine scharfen Abgrenzungen, sondern Verbindungen zur Nordsee- und zur Polnischen Senke. Auf die Verbindung zu letzterer geht die Bezeichnung Norddeutsch-Polnische Senke zurück. Diese bildet den Zentralabschnitt des großen Senkungsraumes der sich im Nordteil der Westeuropäischen Tafel zwischen der südwestlichen Randzone des Osteuropäischen Kratons und dem variszisch-alpidischen Mobilgürtel in E-W bzw. WNW-ESE Richtung erstreckt und der als Mitteleuropäische Senke bezeichnet wird (Abbildung 1-1).

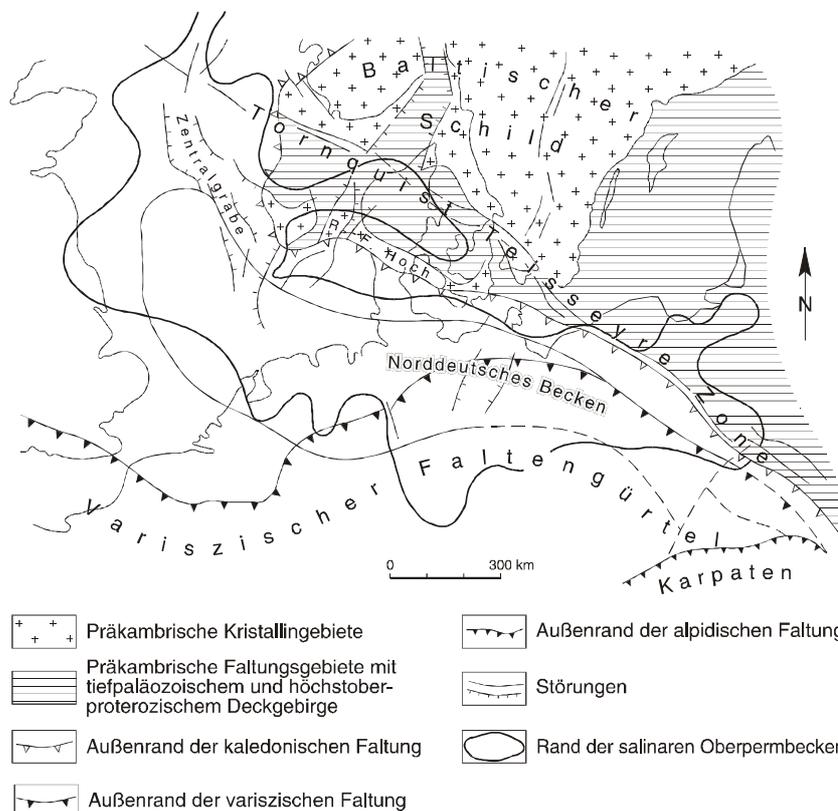


Abbildung 1-1: Lage der Mitteleuropäische Senke und ihrer wichtigsten Teilsenken

Die Mitteleuropäische Senke ist tektonisch in eine Anzahl von Teilsenken (z. B. Dänische-, Polnische-, Niederländische-, Norddeutsche Senke) untergliedert, deren Anlage und Entwicklung hauptsächlich durch die spät-tektonogenetische Heraushebung des variszischen Morphogens, die Öffnung und Weitung des Nordatlantik und durch die alpidische Kollisionstektonik geprägt worden sind. Diese Prozesse bestimmen somit zusammen mit global wirkenden Faktoren (z. B. Klima, Meeresspiegelschwankungen) den paläodynamischen Charakter der Entwicklungsstadien der einzelnen Senkungsgebiete. Der stärker auf die Sedimentfüllung bezogene Begriff „Becken“ (Sedimentbecken definiert als Senkungsgebiete mit akkumulierten Sedimentmächtigkeiten von zumeist mehr als 1 km, die mehr oder weniger zusammenhängend erhalten sind) wird für die einzelnen Entwicklungsstadien der Teilsenken mit unterschiedlich ausgedehnten Sedimentationsräumen verwandt bzw. z. T. auch für diese Senkungsgebiete insgesamt synonym benutzt. Der Hauptunterschied der Beckenentwicklung in der Mitteleuropäischen Senke zu den intrakontinentalen Senken der Westeuropäischen Tafel besteht in der Existenz einer intensiven Absenkung im unmittelbaren Anschluß an die variszische Tektogenese.

Das Norddeutsche Becken ist nach Schwab (1985) dem Typ der perikratonalen Senken zuzuordnen. Diese sind im Gegensatz zu den intrakratonalen Senken (wie z. B. Pariser und Aquitanisches Becken) im Grenzbereich der Kratone zu tektonischen Mobilzonen entstanden. Schwab (1985) gliedert den Absenkungsprozeß seit dem höchsten Oberkarbon in Anlage-, Hauptabsenkungs-, Differenzierungs- und Stabilisierungsstadium (Abbildungen 1-2), wobei besonders das Anlagestadium sehr enge Beziehungen zur spätvaristischen Entwicklung und zum tektonischen Strukturbaue des Beckenfundamentes aufweist.

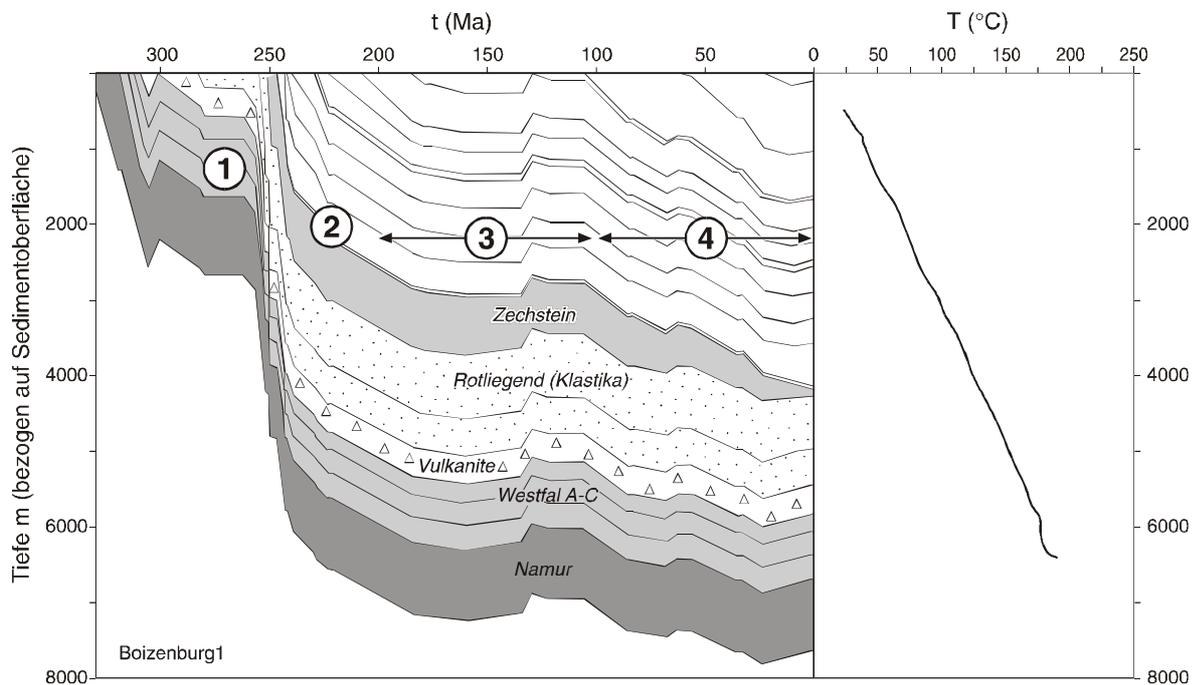


Abbildung 1-2: Absenkungsdiagramm Bohrung Boizenburg

Die teilweise kontroversen Vorstellungen über den geologischen Tiefenbau Norddeutschlands bzw. das Beckenfundament wurden durch Franke et al. (1989), Dohr (1989), Bachmann und Grosse (1989), Franke (1990), Walter (1992) sowie Hoth (1997) zusammenfassend dargestellt.

Sie reichen von der Annahme der Existenz eines zentralen Tiefenmassivs (spätestens kaledonisch stabilisiertes Norddeutsches Massiv) mit einer südlich angrenzenden variszischen Faltenzone und einem schmalen kaledonischen Faltenstrang im Norden bis zur Existenz eines am Ende der kaledonischen Entwicklung zwischen dem Baltischen Schild und dem Gebiet südlich bzw. südwestlich der Elbe-Linie verbleibenden Mobilraumes mit geringerer Krustenmächtigkeit.

Das von Schwab (1985) definierte Anlagestadium (höheres Stefan bis unteres Oberrotliegendes) umfaßt subsequenten Magmatismus und Hauptmolasse-Sedimentation. Es ist bei Annahme des am Ende der kaledonischen Entwicklung verbleibenden Mobilraumes nicht als Anlage eines völlig neuen Senkungsraumes aufzufassen, sondern als Beginn einer erneuten Absenkung eines wesentlich älter angelegten Subsidenzraumes. Während des Anlagestadiums kam es zur Ausbildung vorwiegend NNE-SSW, WNW-ESE und NNW-SSE streichender Tiefenstörungen. Diese Störungen besaßen sowohl für das Aufdringen magmatischer Tiefenkörper und der teilweise bis über 3000 m mächtigen Vulkanite als auch durch ihre mehrmalige Reaktivierung für die weitere tektonische Entwicklung des Beckens besondere Bedeutung.

Mit dem jüngeren Oberrotliegenden (post-Illawara) begann das auf das Anlagestadium folgende Hauptabsenkungsstadium. Es ist durch die Hardegsen-Diskordanz zweigeteilt. Nach Menning (1991) ergeben sich für die ältere Etappe des Zeitraums jüngeres Oberrotliegendes - bis Mittlerer Buntsandstein Sedimentationsraten zwischen 140 und 220 m/Mill. Jahre. Klastische Rotsedimente mit z. T. eingeschalteten Salinaren, die überwiegend im Sabhkamilieu und unter fluviatilen und äolischen Sedimentationsbedingungen entstanden, sowie die durch die Ingression des Zechsteinmeeres abgelagerten Karbonate und Evaporite sind die bestimmenden Sedimente. Die jüngere Etappe (ab Solling-Folge) beginnt mit der Sedimentation von fluviatilen Sandsteinen und limnisch bis brackisch abgelagerten Ton- und Siltsteinen. Der mittlere ingressiv-marine Teil (Röt-Muschelkalk) ist durch Karbonate und Salinarablagerungen gekennzeichnet. Während des Keupers treten wieder stärker kontinental geprägte Sedimentationsbedingungen auf. Dies führte zur Ablagerung von zumeist limnischen und nur untergeordnet brackischen Tonsteinen und Tonmergelsteinen, in die einzelne Sandsteinhorizonte eingelagert sind. Im Mittleren Keuper treten Anhydrit- und Gipseinlagerungen und teilweise auch Steinsalzlager auf. Generell verringert sich die Absenkungsintensität im Zeitabschnitt vom Oberen Buntsandstein zum Mittleren Keuper erheblich (Sedimentationsraten um 30 m/Mill. Jahre.). Für das Hauptabsenkungsstadium sind insgesamt zyklische Sedimentationsabläufe mit geringen lateralen Faziesgradienten typisch. Diese bewirken eine weite Verfolgbarkeit von lithologischen Horizonten, wie z. B. der Zechsteinserien, der klastischen Serien des Buntsandsteins vom Sohlbanktyp oder der zyklisch in die Mergelkalke eingelagerten Muschelkalkbänke. Für den gesamten Zeitabschnitt ist die Konstanz in der Lage der wichtigsten Schwellen- und Senkungs zonen des Beckens (z. B. Ostniederländisches Hoch, Ems- und Weser-Senke, Hunte-Schwelle, Eichsfeld-Altmark-Schwelle, Altmark-Westbrandenburg-Senke, Ostbrandenburg-Nordsudetische Senke, Nordbrandenburg-Mecklenburg-Senke, Rügen-Schwelle) bemerkenswert. Beckenbegrenzende und beckeninterne Schwellen weisen sich als Gebiete verminderter Sedimentation mit stärkeren Faziesgradienten aus. Mit den altkimmerischen Bewegungen [Beutler, 1982] endet der noch mit der variszischen Tektogenese in Verbindung stehende Absenkungsprozeß des Anlage- und Hauptabsenkungsstadiums. Die Umstellung zur nachfolgenden stark alpidisch beeinflussten Entwicklung erfolgte etwa zeitgleich mit der Zerlegung der paläozoischen Superkontinente in die heutigen Lithosphärenplatten.

Die Schichtenfolge des Differenzierungsstadiums wird im Liegenden durch die altkimmerische Hauptdiskordanz (Rättransgression) und im Hangenden durch die austrische Diskor-

danz (Alb-Cenoman-Transgression) begrenzt, sie umfaßt somit den Zeitraum Oberer Keuper bis Unterkreide. Während dieser Zeit wird der Senkungsraum in Speziaisenken, wie z. B. das Niedersächsische- und das Westbrandenburg-Prignitz-Becken und entsprechende Hochgebiete aufgegliedert. Die durch eine stark reduzierte Sedimentation charakterisierten Hochgebiete wurden im Zeitraum Oberer Jura/Unterkreide zumeist flächenhaft erodiert. Ähnlich wie die altkimmerischen stellen auch die mittel- und jungkimmerischen Bewegungen mit dem Durchbruch zahlreicher Salzdiapire und der Entwicklung von Salzkissenstrukturen Höhepunkte der Salinartektonik im Norddeutschen Becken dar.

Mit der Rättransgression gewannen marine Sedimentationsbedingungen im Norddeutschen Becken an Bedeutung. Während ein Wechsel von tonig-siltiger Sedimentation und sandigen Schüttungen für die Ablagerungen vom Höheren Keuper bis Mittleren Jura typisch ist, treten im Oberjura vor allem Kalksteine, Mergelsteine und Tonmergelsteine und in der Unterkreide Ton-, Mergel- und Sandsteine auf. Insgesamt kann das Differenzierungsstadium in drei Teilstadien (Oberer Keuper bis Unterbajoc, Oberbajoc bis Berrias, Valangin bis Unteralb) untergliedert werden, die jeweils mit einem Meeresvordringen beginnen und mit dem Rückzug des Meeres enden. Die mittleren Sedimentationsraten dieses Stadiums betragen 10-20 m/Mio. a.

Für das nach Schwab (1985) die Beckenentwicklung abschließende Stabilisierungsstadium sind die Schreibkreide-Ablagerungen und die Sedimentation von sandig-tonigen und z. T. Braunkohle führenden Schichtkomplexen des Tertiärs charakteristisch. Das Stadium wird durch zwei bedeutende Prozesse bestimmt: am Beginn erfolgende weiträumige Absenkung und an der Grenze Coniac/Santon einsetzende tektonische Inversion von Beckenteilen (z. B. Niedersächsisches Becken, Baldschuhn et al., 1991). Diese Inversion hatte die blocktektonische Zerlegung des Senkenraumes und die damit verbundene Heraushebung und Erosion von Teilblöcken bzw. die regionale Absenkung kratonaler Senken zur Folge.

1.2 Speichergesteine und Nutzung des Untergrundes

Peer Hoth

Die Nutzungsmöglichkeiten des Norddeutschen Untergrundes sind an bestimmte geologische Voraussetzungen gebunden und stehen deshalb in enger Beziehung mit der oben kurz zusammengefaßten Sedimentations- und Absenkungsgeschichte des Norddeutschen Beckens. Während der oberflächennahe Untergrund vor allem Bedeutung für die Trinkwassergewinnung, die Erschließung von Industriemineralen und die flache Erdwärmennutzung sowie z. T. auch die Wärmespeicherung besitzt, konzentrieren sich die derzeitigen Nutzungsmöglichkeiten des tieferen Untergrundes auf die Förderung von Erdöl und Erdgas, auf die Speicherung dieser Kohlenwasserstoffe in natürlichen und künstlich angelegten Untergrundspeichern und auf die Nutzung des Erdwärmepotentials. Weitere in der Zukunft stärkere Bedeutung erlangende und derzeit z. T. untersuchte Möglichkeiten liegen z. B. in der Speicherung anderer Flüssigkeiten und Gase (z. B. CO₂), in der Deponierung und Endlagerung von Abfällen sowie in der Wärmespeicherung und der stofflichen Nutzung von Thermalwässern.

Für diese genannten Nutzungsmöglichkeiten sind zumeist natürlich vorhandene Speichergesteine oder Gesteine, die eine künstliche Schaffung von Speicherraum ermöglichen, Grundvoraussetzung. Entsprechende poröse, klüftige sowie klüftig-poröse Sandsteine und Karbonate bzw. für die künstliche Schaffung von Speicherraum geeignete Salzgesteine sind aus folgenden zeitlichen Abschnitten des Beckens bekannt:

Präperm: Sandsteine des Oberkarbons sind die bedeutendsten Reservoirgesteine des Präperm. Durch ihre meist hohe Versenkung sind sie überwiegend stark diagenetisch überprägt. Existierende Poren- und Kluftspeicher besitzen hauptsächlich als Reservoirgesteine von Erdgaslagerstätten Bedeutung. Am nördlichen Beckenrand treten in den Oberkarbonsandsteinen auch Erdöllagerstätten auf.

Perm: Äolische, fluviatile und flachmarine Sandsteine des Oberrotliegenden zählen zu den wichtigsten Erdgasspeichern des Norddeutschen Beckens. Die an den Beckenrändern und in Schwellenpositionen sedimentierten Riff- und Schwellenkarbonate des Zechsteins besitzen sowohl als Erdgas- wie auch als Erdölspeicher Bedeutung. Salzablagerungen des Zechsteins und insbesondere die Strukturen mit mächtigen Salzzakkumulationen (Salzdiapire, Salzkissen) sind für die Untergrundspeicherung von Erdgasen von besonderem Interesse.

Trias: Bei den nutzbaren triassischen Speichergesteinen handelt es sich um Sandsteine. Sie sind vor allem im Unteren und Mittleren Buntsandstein sowie im Oberen Keuper vorhanden. Während die Sandsteinspeicher des Buntsandsteins auf die Beckenrandbereiche konzentriert sind, kommen die des Keupers in den zentralen Beckenbereichen vor. Gute Speicher des Keuper (Unterrät-bis Oberrätsandsteine) sind bedingt durch die hauptsächlich im Osten und Nordosten gelegenen Erosionsgebiete [Ziegler, 1990] vor allem im Ostteil des Beckens und im nördlichen und östlichen Teil Nordwestdeutschlands anzutreffen [Gaupp, 1991]. Die triassischen Sandsteine sind im Westteil des Beckens Träger von bedeutenden Erdöl- und Erdgaslagerstätten [Boigk, 1981]. Für die geothermische Nutzung von Thermalwässern sind diese oft hochporösen Sandsteine sowohl im Westteil als auch im Ostteil des Beckens von Interesse.

Jura: Im Jura sind neben den Sandsteinen des Lias und Dogger auch Malmkarbonate bedeutende Speichergesteine. Die Erdöl- und Erdgasführung dieser Speicher beschränkt sich wieder fast ausschließlich auf den Westteil des Beckens. In der stratigraphischen Lage der wichtigsten Speicherhorizonte bestehen große Unterschiede zwischen den einzelnen Beckenbereichen. So sind z. B. vor allem in den östlichen Teilen des Beckens (NE-Mecklenburg, SE-Brandenburg) Speichergesteine des Mittleren und Oberen Jura aufgrund großflächiger Erosionen dieser Schichten nicht vorhanden. Die in Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern und auch im östlichen Nordwestdeutschland erschlossenen Hettang-Sandsteinspeicher sind weiter in Richtung Westen kaum noch ausgebildet. Dies ist bedingt durch eine ungefähr westlich der Linie Hannover - Hamburg auftretende pelitbetonte Beckenfazies, die nur noch selten gröberklastische Einlagerungen aufweist [Brandt und Hoffmann, 1963]. In diesen Regionen erbohrte Sandsteine sind nach Boigk (1981) überwiegend geringmächtig und stellen nur schlechte Speicher dar. Sandsteinspeicher des Sinemur und Domer sind ebenfalls vor allem im Osten des Norddeutschen Beckens verbreitet. Bei den Doggersandsteinen des Aalen handelt es sich um Flachmeer- und Küstensande. Sie wurden ebenfalls überwiegend aus östlichen Richtungen geschüttet und sind deshalb in Mecklenburg, NW-Brandenburg sowie im östlichen Teil Niedersachsens und in Holstein weit verbreitet. Dogger-beta-Sandsteine, die vor allem als Schicht- und Rinnensandsteine abgelagert wurden, bilden sowohl im Osten von Niedersachsen als auch in Ostholstein wichtige produktive Erdölspeicher. Nach Boigk (1981) weisen diese Reservoirsandsteine starke faziesbedingte Unterschiede in ihren Speichereigenschaften auf, die dazu führen, daß die meist mächtigeren und gröber körnigen Rinnensandsteine deutlich höhere Permeabilitäten (bei Porositäten von etwa 25% überwiegend größer als $0.5 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ und sehr oft sogar größer als $2 \times 10^{-12} \text{ m}^2$) als die geringer mächtigen Schichtsandsteine besitzen.

Bedingt durch eine Änderung in der Hauptschüttungsrichtung von E-W nach N-S und der überwiegenden Anlieferung des Sedimentmaterials vom Zentralen Nordsee-Hoch, sind die

Speichersandsteine des Mittleren Dogger vor allem auf das Weser-Ems-Gebiet und die Holstein-Region beschränkt; lokal können sie allerdings auch in SW-Mecklenburg Bedeutung erlangen. Im Oberen Jura stellen vor allem die im Niedersächsischen Becken auftretenden Karbonatgesteine wichtige Erdölspeicher dar.

Kreide: Aus der Unterkreide sind zahlreiche Sandsteinhorizonte bekannt, die gute Erdölspeicher bzw. gute Aquifere darstellen. Innerhalb des brackisch bis limnisch ausgebildeten Wealden treten von der Rheinischen Masse abstammende Sandsteinschüttungen im Niedersächsischen Becken auf. Speichergesteine mit Bedeutung für die Erdölproduktion finden sich hier östlich der Weser [Jaritz et al., 1969; Schulz et al., 1994]. Einzelhorizonte von Sandsteinen, die allerdings kaum 5 m Mächtigkeit übersteigen, sind auch in SW-Mecklenburg vorhanden. Sandsteine der marinen Unterkreide sind im Ostteil des Norddeutschen Beckens wieder weiter verbreitet; sie treten vor allem in den „beckenzentralen Regionen“ von SW-Mecklenburg und NW-Brandenburg im Valangin und Hauterive auf. Im Niedersächsischen Becken sind durch die Erdölerkundung zahlreiche - teilweise allerdings stark regional begrenzte - Speichersandsteine des Valangin, Hauterive sowie des Alb erbohrt und mit Lokalnamen bezeichnet worden. So kommt der z. T. über 100 m mächtige und stellenweise durch sehr gute Speichereigenschaften charakterisierte Bentheimer Sandstein des Mittelvalangin, bedingt durch die mit der Erosion der Rheinischen Masse und der Ostholländischen Schwelle im Zusammenhang stehenden Sandsteinschüttungen, nur im Emsland vor. Weitere vor allem in den südlichen Regionen des Niedersächsischen Beckens vorhandene wichtige Sandsteinspeicher sind die Sandsteine des Obervalangin, der Gildehäuser Sandstein des Hauterive und der Rothenberg-Sandstein an der Grenze Apt/Alb [Boigk, 1981].

Die Oberkreide-Sedimentation des Norddeutschen Beckens ist durch die Ablagerung von Mergel- und Kalksteinen charakterisiert. Als Reservoirgesteine besitzen vor allem Karbonatgesteine und nur sehr untergeordnet in den höheren Abschnitten auch Sandsteine Bedeutung.

Tertiär: Das Norddeutsche Tertiär wird vor allem von gering verfestigten Tonen, Schluffen, Fein- bis Grobsanden und regional begrenzt auch von eingeschalteten Braunkohlen aufgebaut. Potentielle Speichersandsteine sind aus dem Untereozän, dem Oligozän und dem Miozän bekannt.

Literatur

Bachmann, G.H. und S. Grosse, Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens - geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerkarte, Nds. Akad. Geowiss. Veröff., Hannover, 2: 32-47, 1989.

Baldschuhn, R., G. Best and F. Kockel, Inversion tectonics in the Northwest German Basin, In: Spencer, A.M. (Ed.), Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons, Spec. Publ. Europ. Ass. of Petroleum Geoscientists, Oxford University Press, Oxford, 149-159, 1991.

Brandt, E. und K. Hoffmann, Stratigraphie und Fazies des nordwestdeutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten, Erdöl und Kohle, Hamburg, 16. Jhg., 468-477, 1963.

Beutler, G., Verbreitung und Charakter der altkimmerischen Hauptdiskordanz, Z. geol. Wiss., Berlin, 7, 5, 617-632, 1982.

- Boigk, H., Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 330 S., 1981.
- Dohr, G., Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten zur Untersuchung des tieferen Untergrundes in Norddeutschland, Nds. Akad. Geowiss. Veröff., Hannover, 2: 4-22, 1989.
- Franke, D., J. Hoffmann und J. Kamps, Alter und struktureller Bau des Grundgebirges im Nordteil der DDR, Z. angew. Geol., Berlin, 35, 10/11: 289-296, 1989.
- Franke, D., Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen, Nds. Akad. Geowiss. Veröff., Hannover, 4: 19-75, 1990.
- Gaupp, R., Zur Fazies und Diagenese des Mittelrät-Hauptsandsteins im Gasfeld Thönse, Nds. Akad. Geowiss. Veröff., Hannover, 6: 34-54, 1991.
- Hoth, P., Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz - Rügen, Schriftenr. f. Geowiss., Berlin, 4: 139 S., 1997.
- Jaritz, W., F. Kockel, C.W. Sames, U. Stackelberg, J. Stets und D. Stoppel, Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland, Erl. Paläogeogr. Atlas, Unterkreide NW-Deutschland, Hannover, 315 S., 1969.
- Köhler, M., F. Völsgen, K. Hofmann, S. Bochnig und T. Kellner, Spezielle geomikrobiologische Untersuchungen an geothermisch genutzten Tiefenwässern an Standorten in Mecklenburg-Vorpommern, Abschlußbericht, BMBF-Projekt 0326955A, URST GmbH, in Vorbereitung, 1997.
- Menning, M., Rapid subsidence in the Central European Basin during the initial development, Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, 4, 809-824, 1991.
- Schulz, R. et al., Regionale Untersuchungen von geothermischen Reserven und Ressourcen in Nordwestdeutschland, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Bericht 111758, Hannover, 161 S., 1994.
- Schwab, G., Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke, (unveröff.) Diss. B der AdW der DDR, Berlin, 196 S., 1985.
- Walter, R. Geologie von Mitteleuropa, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 561 S., 1992.
- Ziegler, W. Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd. Edition, Shell International., 1990.

2 Geothermische Bedingungen

2.1 Charakterisierung der Temperaturverhältnisse

Peer Hoth

Für viele der angesprochenen Nutzungsmöglichkeiten des tieferen Untergrundes ist die Kenntnis der Temperaturverhältnisse notwendig. Zur Darstellung der Temperaturverteilung im tieferen Untergrund Norddeutschlands kann dabei sowohl auf Temperaturverlaufsmessungen in Tiefbohrungen als auch auf Messungen von Maximaltemperaturen und Temperaturbestimmungen während der Testarbeiten in diesen Bohrungen zurückgegriffen werden. Es existieren verschiedene Zusammenfassungen dieser Daten mit mehreren tausend Messpunkten, die zu meist in Kartenform als Temperaturisolines für verschiedene Tiefenniveaus dargestellt sind [Haenel und Staroste, 1988; Hurtig et al., 1991/1992; Autorenkollektiv, 1984]. Damit lassen sich die thermischen Verhältnisse im Untergrund Norddeutschlands für die einzelnen Beckenteile bis in eine Tiefe von 2 km relativ gut abschätzen; mit zunehmender Tiefe nehmen die Unsicherheiten aufgrund der geringeren Datendichte jedoch deutlich zu. Bei der Abschätzung muß - wie unter Kapitel 2.4 dieses Berichtes dargestellt - berücksichtigt werden, daß ein Großteil der Temperaturmessungen nicht unter Gleichgewichtsbedingungen durchgeführt wurde (zu geringer zeitlicher Unterschied zwischen Ende des Bohrprozesses und Temperaturmessung) und verschiedenen Autoren versucht haben, diese Messungen zu korrigieren.

Im Tiefenniveau von 1 km liegen die Temperaturen in Deutschland zwischen 30°C im äußersten Nordosten an der Grenze zur Osteuropäischen Tafel und ca. 80°C in Teilen des Oberrheingrabens. Die Temperaturen in den Beckenbereiche sind dabei im allgemeinen höher als die der Grundgebirgseinheiten. So werden in Norddeutschland in 1 km Tiefe durchschnittliche Temperaturen von etwa 45°C - 50°C erreicht, während in den angrenzenden Grundgebirgsregionen, mit Ausnahme lokaler Anomalien, Temperaturen zwischen 30°C und 40°C vorliegen. Innerhalb des Norddeutschen Beckens nehmen die Temperaturen generell von den „beckenzentralen Regionen“ in Richtung Norden zur Osteuropäischen Tafel hin ab. Die höchsten Temperaturen mit 60°C in 1 km Tiefe treten nach Hurtig et al. (1991/1992) im Niedersächsischen Becken auf. Diese Temperaturhöchstwerte sind allerdings sehr stark lokal begrenzt.

In 2 km Tiefe werden maximale Temperaturen zwischen 90°C und 100°C erreicht. Diese konzentrieren sich auf den Ostteil des Norddeutschen Beckens und das Niedersächsische Becken. Der nördlichen Randbereich im Raum Rügen und Beckengebiete im nördlichen Niedersachsen sowie im nordwestlichen Schleswig-Holstein weisen mit durchschnittlichen Werten zwischen 60°C und 70°C wesentlich geringere Temperaturen auf. Besonders typisch für die existierenden Temperaturkarten des 2 km - Tiefenniveaus ist ein das Norddeutsche Becken an der Grenze zu den variszisch stabilisierten südlichen Regionen umgebender Gürtel mit erhöhten Temperaturen (80-100°C). Er ist Teil einer von der zentralen Nordsee-Senke über Groningen bis in das Niedersächsische Becken ziehenden und von dort über die Altmark, den Raum Berlin bis nach Poznan zu verfolgenden thermischen Anomalie, die auch in den entsprechenden Wärmestromdichte-Darstellungen zum Ausdruck kommt. Besonders im westlichen Teil dieser Anomalie ist eine Konzentration von Erdgaslagerstätten zu beobachten. Im Ostteil des Beckens deutet sich eine von Berlin in die Region Rostock streichende und die beckenzentralen Regionen nördlich umgebende Anomalie mit ähnlich hohen Temperaturen an.

Auch bei den Temperaturdarstellungen des 3 km bzw. 5 km Tiefenniveaus ergibt sich von der generellen Strukturierung der Temperaturfeldes ein ähnliches Bild, wobei der Ostteil des Beckens und Teile des Niedersächsischen Beckens jeweils die wärmsten Regionen darstellen. Die höchsten Temperaturen liegen bei 3 km zwischen 120°C und 130°C und bei einer Tiefe von 5 km zwischen 170°C und 190°C.

Obwohl die Ursachen der regionalen Anomalien des Temperaturfeldes im Norddeutschen Becken noch nicht geklärt sind, ist zu vermuten, daß diese vor allem durch unterschiedlichen Krustenaufbau (z. B. Mächtigkeit, radioaktive Wärmeproduktion), störungsgebundenen konvektivem Wärmetransport und Salinarstrukturen bedingt sind. Eine Aufklärung der Ursachen dieser thermischen Anomalien kann nur mittels komplexer wissenschaftlicher Analysen erfolgen, die Aussagen zum generellen Krustenaufbau, Untersuchungen von Wärmeleitfähigkeit und radioaktiver Wärmeproduktion der Kruste sowie Betrachtungen zum Fluidfluß einschließen. Für die hydrogeothermale Erdwärmennutzung in Norddeutschland sind im allgemeinen Bohrtiefen von mehr als 1000 m erforderlich, um ein wirtschaftlich interessantes Temperaturniveau zu erreichen.

2.2 Messung der Wärmeleitfähigkeit an Bohrklein

Bernd Troschke und Hans Burkhardt

Das Temperaturfeld der Erde wird von der Eigenschaft der Gesteine, Wärme zu leiten, kontrolliert. Die Wärmeleitfähigkeit entlang eines Bohrprofils wird meist an Bohrkernen bestimmt. Sehr oft werden aus Kostengründen nur Kerne aus dem Bereich des geothermischen Nutzhorizontes gewonnen. Aber auch hier kann es vorkommen, daß Bereiche des Zielhorizontes überbohrt werden oder das Kernmaterial nicht für Labormessungen der Wärmeleitfähigkeit (WLF) geeignet ist. Langzeitmodellierungen eines geothermischen Reservoirs benötigen aber sowohl Informationen zur WLF des Speichergesteins als auch des Nebengesteins. Es bietet sich deshalb an, aus dem fast immer vorhandenen Bohrklein die WLF zu ermitteln. Klar ist, daß bei Messungen am Bohrklein Einflüsse, die durch Gefüge (Anisotropie, Kornbindung) und Porenraumeigenschaften (Porosität, Sättigung, Permeabilität) hervorgerufen werden, verloren gehen. Auch ist eine genaue Teufenzuordnung meist nicht mehr möglich.

Die Messungen am Bohrklein erfolgen an einem Zwei-Phasen-System. Die gemessene Wärmeleitfähigkeit ($WLF_{\text{Meß}}$) setzt sich dabei aus der Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix (WLF_{Mat}) und der bekannten Wärmeleitfähigkeit des Füll- bzw. Porenmediums Wasser (WLF_{Por}) zusammen. Durch eine geeignete Modellvorstellung des Zwei-Phasen-Systems Bohrklein/Wasser läßt sich die Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix bestimmen. Die Abbildung 2-1 stellt die untersuchten Modelle dar. Zusätzlich wurde auch noch die WLF auf der Basis des geometrischen Mittels der zwei Phasen berechnet.

Mit der Matrixwärmeleitfähigkeit läßt sich allerdings noch keine Aussage über die WLF des wassergesättigten Festgesteins machen. Bei bekannter Porosität kann aber mit den oben dargestellten Modellen über die Annahme, daß auch das Gestein mit seinem Porenfluid ein Zwei-Phasen-System darstellt, die Gesteinswärmeleitfähigkeit berechnet werden. Um zu untersuchen, welche Kombination von Modellen aus Messungen am Bohrklein auf die richtige Gesteinswärmeleitfähigkeit führen, wurden Kerne bekannter WLF und Porosität zu Bohrklein aufgemahlen. Die Kerne stammen aus drei Geothermiebohrungen des Ostteils des Norddeutschen Beckens. Es handelt es sich bei den Proben hauptsächlich um Sandsteine der Nutzhorizonte, aber auch um Ton- und Tonmergelsteine des Nebengesteins, die sich stratigraphisch dem Rätkeuper und dem unteren Jura zuordnen lassen. Als Meßmethode wurde das instatio-

näre (transiente) Linienquellenverfahren eingesetzt. Die Messung wurde mit der konventionellen TEKASAM V3.20, die auf Basis des Algorithmus von Erbas (1985) rechnet, durchgeführt.

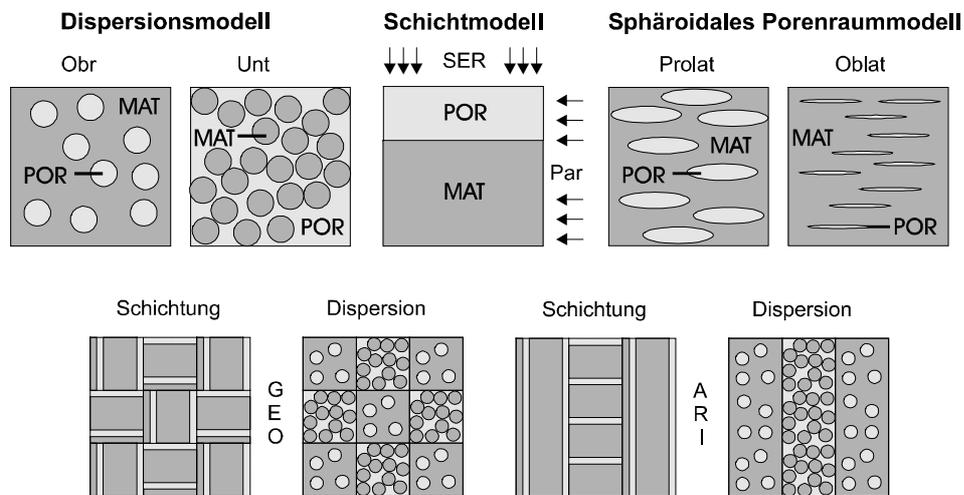


Abbildung 2-1: Modellvorstellungen und daraus resultierenden Grenzwerte (oben) und Mittelwerte (unten); (Obr / Unt: oberer und unterer Grenzwert des Dispersionsmodells; Ser / Par: serielle und parallele Schichtanordnung; GEO: geometrische Mittel; ARI: arithmetr. Mittel)

Nach Beendigung der Messungen an den Kernen wurden diese bis zur Auflösung des Kornverbandes aufgemahlen. Aus den so erzeugten "Bohrklein" wurde unter Zugabe von Wasser ein Zwei-Phasen-System erstellt. Hier zeigte sich, daß bei den untersuchten Sandsteinen erst ab einem Wasseranteil von etwa 28 Vol.-% tatsächlich ein Zwei-Phasen-System vorlag.

Aus den am Zwei-Phasen-System gemessenen Wärmeleitfähigkeiten wurden mit den oberen Modellen Matrixwärmeleitfähigkeiten ermittelt und mit diesen die Gesteinswärmeleitfähigkeit berechnet. Zusätzlich wurden Modellrechnungen zur Abhängigkeit der WLF von der Porosität durchgeführt. Die Ergebnisse können wie folgt zusammengefaßt werden:

- Die unterschiedlichen Strukturen der Systeme Bohrklein-Wasser und Bohrkern-Wasser führen zu verschiedenen Modellansätze für die Berechnung der Matrixwärmeleitfähigkeit und der Gesteinswärmeleitfähigkeit.
- Für alle fein- bis mittelkörnigen Sandsteine können auf der Basis des Schichtmodells (geometrisches Mittel) als Matrixmodell mit dem geometrischen Mittel des Dispersionsmodells bzw. mit dem geometrischen Mittel aus Matrix- und Fluidwärmeleitfähigkeit ähnlich gute Ergebnisse erzielt werden. Die prozentuale Abweichung der berechneten Gesteinswärmeleitfähigkeiten für diese Modellkombination zu der am Kern gemessenen Wärmeleitfähigkeit ist kleiner $\pm 10 \%$.
- Bei Gesteinen mit einer kleinen Wärmeleitfähigkeit und Porosität können wegen des geringen Wärmeleitfähigkeitskontrastes zwischen Porenfluid und Gesteinsmatrix mit fast allen Modellkombinationen Gesteinswärmeleitfähigkeiten berechnet werden, die nur wenig von der am Kern gemessenen abweicht.
- Bei Berechnungen zur Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von der Porosität konnte festgestellt werden, daß eine Schwankung der Porosität von $\pm 20 \%$ zu einem Fehler von etwa $\pm 10 \%$ in den berechneten Gesteinswärmeleitfähigkeiten führt.

In der Abbildung 2-2 ist neben der besten Modellkombination auch eine weitere Modellkombination (Schicht (ARI) - Dispersion (GEO) bzw. Geometrisches Mittel) aufgetragen, die das

prinzipielle Verhalten der weiteren Kombinationen aufzeigt. Bis zu bestimmten Wärmeleitfähigkeiten (hier bis etwa 3,6 W/mK) lassen sich auch für diese Modellkombinationen gute Übereinstimmungen zwischen am Kern gemessenen und aus Bohrkleinmessungen berechneten Wärmeleitfähigkeiten finden. Mit zunehmender Wärmeleitfähigkeit wird der Fehler zwischen den gemessenen und berechneten Werten allerdings immer größer.

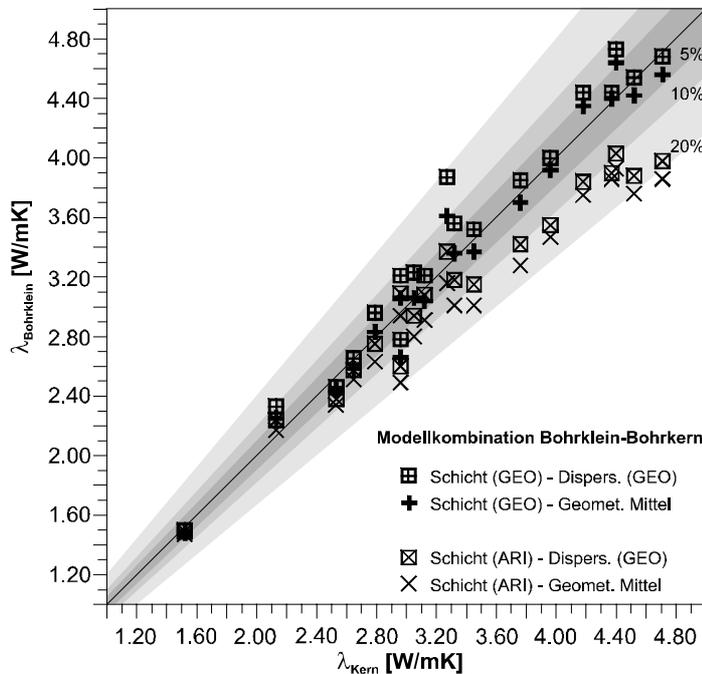


Abbildung 2-2: Vergleich der aus Bohrkleinmessungen berechneten Gesteinswärmeleitfähigkeiten mit den am wasser-gesättigten Kern gemessenen Wärmeleitfähigkeiten.

2.3 Messung der radiogenen Wärmeproduktion (Ostteil des Norddeutschen Beckens)

Hans-Adolf Ullner

Vorbemerkung

Die natürliche radiogene Wärmeproduktion ist die dominierende Wärmequelle in der Kruste. Träger der natürlichen Radioaktivität der Gesteine sind das Kalium-Isotop K-40, das in die stabilen Isotope Ca-40 und Ar-40 zerfällt, und die Uran-Isotope U-235 und U-238 sowie das Thorium-Isotop Th-232, die sich über Zerfallsreihen in die stabilen Blei-Isotope Pb-206, Pb-207 und Pb-208 umwandeln. Die Spektralanalyse der beim radioaktiven Zerfall dieser Isotope auftretenden γ -Strahlung erlaubt eine hochauflösende Bestimmung der Konzentrationen von Kalium, Uran und Thorium in Gesteinsproben.

Arbeitsziel

Während in anderen Sedimentbecken Daten zu Wärmeproduktionsraten vorliegen, fehlen solche für Norddeutschland bisher. Ziel der Arbeiten ist die Schaffung eines Datensatzes zur Darstellung der Wärmeproduktionsrate in verschiedenen Sedimentkörpern des Nordostdeutschen Beckens. Begonnen wurde mit der Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion an vier Bohrkernen der Bohrungen Bonese und Peckensen (Altmark) und an Spülproben der Bohrung Rheinsberg 1. Von letzterer Bohrung stehen Spülproben bis zu einer Teufe von 1510 m und Kernmaterial zur Verfügung. Vorgesehen ist die Messungen von ca. 50 nach der Lithologie ausgewählten Proben und der anschließende Vergleich mit dem vorliegenden Gamma-Ray Log.

Meßmethode

Die Meßkammer besteht aus einem zylindrischen Gefäß. Zur Abschirmung der kosmischen und terrestrischen Untergrundstrahlung bestehen Wand, Boden und Deckel aus 10 cm dicken Wänden aus speziellem strahlungsarmen Blei. Zur Absorption sekundärer Strahlung ist die Innenwand mit 2 mm starkem Kupferblech ausgekleidet. Als Strahlungsdetektor wird ein zylindrischer NaJ(Tl)-Detektor verwendet.

Die zu messenden Gesteinsproben befinden sich in einem luftdicht verschlossenen Meßbecher, dem sogenannten „Marinelli-Becher“. Dieses in seinem Querschnitt U-förmige und in seinen Abmessungen dem Detektor besonders angepaßte Probengefäß gewährleistet die beste Ausnutzung des vom Szintillator erfaßten Raumwinkels.

Die von der Probe ausgehenden γ -Strahlen treten mit den NaJ(Tl)-Szintillator in Wechselwirkung und erzeugen Lichtblitze, die mit einem Photomultiplier erfaßt und verstärkt werden. Die Höhe der vom Sekundärelektronenvervielfacher erzeugten Spannungsimpulse sind proportional der Energie der γ -Strahlen und erlauben somit eine Zuordnung zum Ausgangselement. Diese Impulse werden verstärkt und einem Vielkanalanalysator zugeführt. Somit ist nach vorausgegangener Kalibrierung der Meßanordnung mit Standardproben eine quantitative Bestimmung der Gehalte von K-40, U-238 und Th-232 möglich.

Aus der Konzentration der natürlichen radioaktiven Elemente kann die radiogene Wärmeproduktionsrate A in $\mu\text{W}/\text{m}^3$ nach der Gleichung

$$A = 0,01 * \rho * (9,52 * C_{\text{Uran}} + 2,56 * C_{\text{Thorium}} + 3,48 * C_{\text{Kalium}}) \quad (1)$$

berechnet werden [Rybach, 1976], wobei ρ die Dichte des Gesteins in $10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ ist.

Probenaufbereitung und Versuchsdurchführung

Die oben formulierte Fragestellung erfordert die Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion sowohl an Bohrkernen als auch an Bohrklein. Nach den Erfahrungen bei Arbeiten im KTB-Feldlabor garantiert die Verwendung einer Korngröße zwischen $62 \mu\text{m}$ und 2 mm die Erzielung reproduzierbarer Ergebnisse. Dazu werden die Proben gebrochen und mit Normsieben gesiebt. Zur Vermeidung etwaiger Fraktionierung wird die gesamte ausgewählte Probe aufbereitet.

Die Dichte der aufbereiteten Proben wird nach Archimedes (Sättigungsmethode) ermittelt. Die Meßzeit zur Aufnahme der einzelnen Spektren beträgt in der Regel 45.000 s , in einzelnen Fällen zur Erhöhung der Meßgenauigkeit 67.500 s oder 90.000 s .

Erste Ergebnisse

Die vorgestellte Methodik wurde bisher auf Spülproben der Bohrung Rheinsberg 1 (Teufen: 1060 m , 1140 m , 1330 m , 1500 m) sowie an vier Bohrkernproben von Tiefbohrungen der Altmark angewandt. Die entsprechenden Ergebnisse sind in den Tabellen 2-1 und 2-2 aufgeführt; angegebene Wärmeproduktionsraten sind nach den Gleichungen (1) bzw./und (2) berechnet worden.

$$A[\mu\text{W}/\text{m}^3] = 0,0158 [\text{GR}[\text{API}]-0,8) \quad (2)$$

Bohrung	Proben- teufe [m]	Strati- graphie	Lithologie	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U	A ¹⁾ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]
Pecken- sen 7	3400	Rot- liegendes	siltiger Ton, überwiegend Illit/Muskovit, < 30 % Quarz, etwas Kalifeld- spat	5,7	5,2	15,5	3,0	2,6
Pecken- sen 7	3420	Rot- liegendes	toniger Siltstein, überwiegend Illit/ Muskovit, > 30 % Quarz, etwas Kalifeld- spat	5,2	4,1	15,2	3,7	2,3
Pecken- sen 7	4600	Karbon	Dunkelgrauer Tonstein – Silt- stein, 50 - 60 % Illit/Muskovit, 35 - 40 % Quarz	2,7	4	17,5	4,4	2,2
Bonese 3	3972	Rot- liegendes	Rotbrauner Silt- stein, ca. 40% Quarz	5,1	3,7	15,9	4,3	2,2

¹⁾ nach (1) berechnet

Tabelle 2-1: Ergebnisse der Untersuchungen an Bohrkernen aus Tiefbohrungen der Altmark

Teufe [m]	Stratigra- phie	Lithologie	Teufe [m]	K [%]	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U	A ¹⁾ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	A ²⁾ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]
1060	Hauterive	Sandstein, schwach tonig	1060	1,5	2,8	8,7	3,1	1,4	1,3
1140	Bathon/- Bajoce	Sandstein, schluffig	1140	1,5	1,2	14,9	16,3	1,4	2,0
1330	Toarce	Siltiger Tonstein	1330	3,1	1,3	16,4	13,2	1,6	1,6
1500	Hettang	Siltiger Tonstein	1500	2,2	2,6	16,1	6,2	1,8	1,8

¹⁾ nach (1) berechnet

²⁾ nach (2) berechnet

Tabelle 2-2: Ergebnisse der Untersuchungen der Spülproben der Bohrung Rheinsberg 1

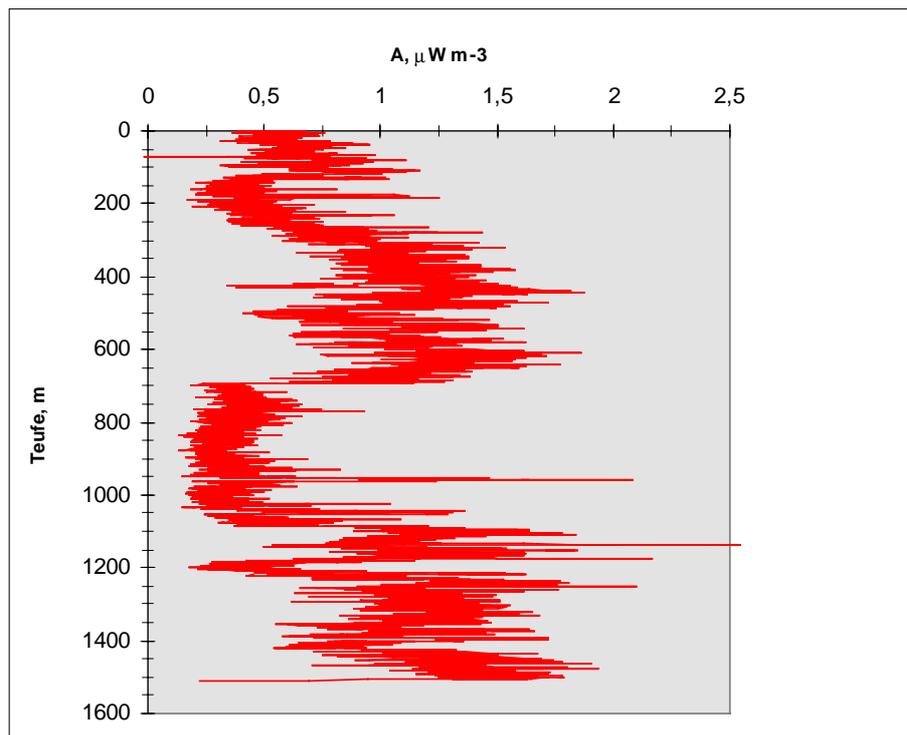


Abbildung 2-3: Aus in der Bohrung Rheinsberg 1 durchgeführten Gamma-Messungen nach Gleichung (2) berechnete Wärmeproduktion (Gamma-Log zur Verfügung gestellt von GTN, grobe Stratigraphie/Lithologie: Tonstein-Sandstein-Wechselfolge des Tertiär bis ca. 700 m, Karbonatmergel und Karbonate der Kreide bis ca. 1000m, Tonstein-Sandstein-Wechselfolge (Kreide bis Keuper) bis Endteufe).

Schlußfolgerung

Die Ergebnisse deuten auf eine beachtenswerte Wärmeproduktion in den Sedimenten des Norddeutschen Beckens hin. Die γ -Strahlung in Gesteinen des Sedimentbeckens verursacht Wärme in der Größenordnung bis zu 10 % der Wärmestromdichte an der Erdoberfläche.

2.4 Bewertung der geothermischen Bedingungen im Ostteil des Norddeutschen Beckens

Andrea Förster

2.4.1 Kenntnisstand zur Methodik vorangegangener Arbeiten

Die Größe und Variation des terrestrischen Wärmeflusses ist von wesentlicher Bedeutung für das geothermische Potential eines Gebietes und damit eine Schlüsselkomponente für die geothermische Ressourcenbewertung. Die Evaluierung geothermischer Bedingungen in Sedimentbecken setzt darüber hinaus auch die Kenntnis der thermischen Struktur im lokalen und regionalen Maßstab voraus. Thermische Anomalien werden durch Änderungen im geologischen Strukturbau, von lithologischen und petrophysikalischen Parametern, hydrogeologischen Bedingungen und anderen Faktoren hervorgerufen. Die Messung und Interpretation von Temperaturprofilen ist eine der Grundvoraussetzungen, um räumliche Temperaturmodelle für

Gesteinseinheiten, die für eine geothermische Nutzung in Frage kommen, erarbeiten zu können.

Die erste Zusammenstellung der im Ostteil des Norddeutschen Becken in Bohrungen gemessenen Temperaturwerte wurde in den sechziger Jahren im Rahmen der Exploration auf Kohlenwasserstoffe durchgeführt [Schuster, 1968; Schlosser, 1968; Becher und Meincke, 1968]. Im Ergebnis dieser Zusammenschau wurden erste Temperaturgradienten aus (1) kontinuierlichen Temperatur-Logs und aus (2) Einzeltemperaturdaten, die in verschiedenen Teufen einer Bohrung während eines Fluidtests gemessen wurden, abgeleitet. Laboruntersuchungen zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit an Bohrkernen ausgewählter Kernstrecken erlaubten die Berechnung erster Wärmeflußdichte-Werte für das Gebiet der Altmark-Senke [Becher und Meincke, 1968]. Auf der Grundlage dieses Datenbestands sowie zusätzlicher Untersuchungen konnte eine erste Bewertung der Größe und Verteilung des terrestrischen Wärmeflusses im Norddeutschen Becken vorgelegt werden [Hurtig und Schlosser, 1975]. Später wurden Werte zur Wärmeleitfähigkeit aus nichtgekernten Bohrbereichen anhand der Auswertung von Bohrlochmessungen unter Einbeziehung von Modellvorstellungen ermittelt. Damit war die Voraussetzung geschaffen, das vertikale Verhalten der Wärmeflußdichte entlang von Bohrprofilen zu studieren [Hurtig und Schlosser, 1975, 1976a, 1976b]. In welchem Umfang und an welchen Bohrlokationen diese Methode angewandt wurde, ist jedoch nicht nachvollziehbar.

Die Ergebnisse der ersten Kartendarstellungen von terrestrischem Wärmefluß und Temperaturen in unterschiedlichen Teuffenniveaus haben folgende Limitierungen:

1. In der fehlerhaften Annahme, daß Temperaturprofile gemessen nach einer Standzeit der Bohrung von >14 Tagen (Zeit nach letztem Umlauf der Bohrspülung) bereits eine im Fehlerbereich der Temperaturmessungen liegenden Angleich an ungestörte Gebirgstemperaturen erfahren haben, wurden keine Korrekturen an die kontinuierlich gemessenen Temperaturprofile angebracht. Die in die Analyse einbezogenen Bohrungen (zumeist Tiefbohrungen) weisen jedoch sehr unterschiedliche Standzeiten und damit auch unterschiedlich starke Reststörungen im Temperaturfeld auf. Daraus kann, wie später noch gezeigt wird, ein erheblicher Fehler für die in verschiedenen Teufen kartierten Temperaturen als auch für die ermittelten Temperaturgradienten resultieren. Die große Anzahl vorhandener Temperaturprofile erlaubte eine erste statistische Bearbeitung, die das Erkennen von Korrelationen zwischen Temperatur und Standzeit bezogen auf ein Teuffenniveau sowie zwischen Temperatur und Endteufe der Bohrungen zum Ziel hatte. Fricke und Klapötke (1976) wiesen nach, daß die Temperaturen in Teufen von 500 m und 1000 m bei Standzeiten von < 5 Tagen um ca. 5-15°C gegenüber der statischen Gebirgstemperatur erhöht sind. Sie schätzten, daß bei Tiefbohrungen Standzeiten von 100-300 Tagen (2000-7000 Stunden) ausreichen, um in den genannten Teufen statische Gebirgstemperaturen anzutreffen. Für größere Teufen (2000, 3000 und 4000 m) wurden keine derartigen Zusammenhänge beobachtet. Abhängigkeiten von Temperatur und Bohrungsendteufe wurden eindeutig in den flacheren Teufen (500 und 1000 m) von Tiefbohrungen nachgewiesen. Die Temperaturen in diesen, durch Bohrvorgang und Spülungszirkulation erwärmten Bereichen, liegen um so mehr über den ungestörten Gebirgstemperaturen, je tiefer die Bohrung abgeteuft wurde. Dieser Einfluß kann bei übertiefen Bohrungen bis zu 20°C betragen.
2. Es ist nicht erläutert, nach welcher Methodik, z. B. Intervallmethode [z. B. Bodell und Chapman, 1982] oder Thermische-Widerstands-Methode [Bullard, 1939] die Wärmeflußdichtewerte der einzelnen Bohrlokationen bestimmt wurden. Angaben zu den untersuchten Teufenintervallen sowie den dafür ermittelten Temperaturgradienten und Wärmeleitfähigkeiten sind nicht publiziert. Der Großteil der Wärmeflußdichte-Werte bezieht sich offen-

sichtlich auf die stratigraphischen Bereiche Rotliegendes, Zechstein und Buntsandstein [Hurtig, E., pers. Mitteilung, 1993].

3. Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit an Bohrkernen wurden unter Laborbedingungen an trockenen Proben durchgeführt und entsprechen hinsichtlich Druck, Temperatur, Porenfluid und Sättigung nicht den in situ Bedingungen. Es gibt in der Literatur keine Angaben zur Porosität der Proben und damit keine Möglichkeit, die Werte hinsichtlich des Fluidgehalts und der Fluidchemie zu korrigieren. Korrekturen zur Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit wurden nicht vorgenommen. Es ist zu prüfen, inwieweit die unter Verwendung dieser Werte ermittelte Wärmeflußdichte von einer, für in situ Bedingungen errechneten, abweicht.

In den 80er Jahren wurden weitere Temperaturkarten für das Gebiet der DDR und damit auch für den Ostteil des Norddeutschen Beckens kompiliert [Gläser, 1983], die die Grundlage für den Geothermie-Atlas der DDR, Maßstab 1:500 000 [Autorenkollektiv, 1984] bildeten. In diese neuen Kartendarstellungen gingen im Gebiet des Norddeutschen Beckens jedoch vorwiegend nur die Daten aus kontinuierlichen Temperaturlogs ein. Die an wenigen Bohrlokalitionen zeitlich versetzt durchgeführten Wiederholungsmessungen erlaubten eine erste Abschätzung des Angleichverhaltens von Temperaturprofilen und die Ableitung einer Korrekturmethode, die dann auch auf die in die Karten eingebundenen Temperaturprofile angewandt wurde. Aus den Darstellungen [Gläser, 1983; Gläser und Hurtig, 1984] und Karten geht jedoch nicht hervor, in welchen Teufen und um welche Beträge die Temperaturkorrekturen vorgenommen worden sind. Die Größe der Korrekturbeträge ist deshalb nur indirekt durch Vergleich von Isolinienwert und primärem Temperaturmeßwert möglich. Es wird beschrieben, daß bei einer Standzeit der Bohrung von weniger als 14 Tagen (336 Stunden) eine Überprüfung bereits publizierter Wärmeflußwerte bzw. eine Neubestimmung mit standzeitkorrigierten Temperaturen (Temperaturgradienten) vorgenommen wurde [Gläser, 1983]. Die Annahme, daß sich Bohrungen mit einer Standzeit von 14 Tagen bereits im thermischen Gleichgewicht befinden, ist jedoch mit einem mehr oder weniger großem Temperaturfehler verbunden. Auch bei diesen Arbeiten wurden keine Angaben zu den in die Berechnungen eingegangenen Wärmeleitfähigkeiten publiziert.

Unterschiede in der Isothermen-Linienführung in den von Gläser (1983) und dem Autorenkollektiv (1984) für verschiedene Teufenbereiche publizierten Karten sind auf die Nichtberücksichtigung bzw. im letzteren Fall auf die Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse während der Dateninterpolation zurückzuführen. In beiden Kartensätzen wurde jedoch auf das Plotten der Meßwertlokation und des Meßwertes selbst verzichtet, was eine nachträgliche Bewertung der Primärdaten als auch der Signifikanz der ausgehaltenen Anomalien sehr erschwert. Die ermittelten Temperatur- und Wärmeflußdichtewerte wurden später ohne Neubearbeitung in den Geothermischen Atlas Europas [Hurtig et al., 1992] eingebunden.

Obwohl zur Zeit ein Projekt des NLFB-GGA Hannover und des GFZ Potsdam zur ganzheitlichen Darstellung der Temperaturverhältnisse im Untergrund Deutschlands in Bearbeitung ist, [Schellschmidt et al., 1996] gelten die im Rahmen einer geothermischen Ressourcenbewertung [Autorenkollektiv, 1992; Katzung et al., 1992] erstellten Karten als derzeitige aktuellste Temperaturdarstellungen für den Ostteil des Norddeutschen Beckens. In die im Maßstab von 1 : 200 000 vorliegenden Karten (11 Meßtischblätter) fanden auch die Temperaturwerte aus den zahlreichen seit dem Beginn der achtziger Jahre abgeteuften 'Geothermie'-Bohrungen Eingang. Mit dem Kartenwerk wurde eine Abschätzung der Temperaturen in den jeweiligen geothermischen Speicherhorizonten, bezogen auf das Teufenniveau 1500 m unter Gelände realisiert. Die Darstellungen sind das Ergebnis einer Neubewertung der zum damaligen Zeit-

punkt vorliegenden Temperaturprimärdaten ohne Berücksichtigung vorangegangener Arbeiten [Wormbs, pers. Mitteilung].

Die Methodik, nach der die Speichertemperaturen in 1500 m Tiefe festgelegt worden sind, wurde im Textteil zum Kartenwerk nur sehr unvollkommen beschrieben. Auf der Basis der veröffentlichten Temperatur-Tiefen-Profile kann auf die Anwendung folgender Methodik geschlossen werden:

1. Ermittlung eines mittleren geothermischen Gradienten für den Bereich Rasensohle bis Oberkante Zechsteinsalinar auf der Basis des gestörten Temperaturlogs und der mittleren Oberflächentemperatur von 8°C. Intervallgradientenänderungen infolge von Unterschieden in der Wärmeleitfähigkeit der durchteuften Schichten wurden nicht berücksichtigt.
2. Berechnung der Temperatur in 1500 m Tiefe aus Oberflächentemperatur (8°C) und mittlerem Gradienten. Analog wurde bei der Berechnung der Schichttemperaturen für die einzelnen Aquifere verfahren (Abbildung 2-4).

Die unterschiedlich starken Störeffekte, die durch die verschiedenen Standzeiten der Bohrungen und die Länge des Störeinflusses (tiefenabhängige Dauer des Bohrprozesses) in den Temperaturprofilen vorliegen, wurden nicht quantifiziert. Durch die Mittelung des Temperaturgradienten über einen relativ großen Teufenbereich und die Projektion des gemittelten und "gestörten" Temperaturprofils in Richtung Schnittpunkt mit der Oberflächentemperatur ergeben sich Abweichungen zur wahren Gebirgstemperatur in 1500 m Tiefe. Eine generelle Fehlerbewertung liegt jedoch nicht vor. Unklar ist auch, inwieweit die in Tabellen aufgeführten Gesteinestemperaturen Eingang in die Korrekturen fanden und inwieweit diese Werte von den über den mittleren Gradienten ermittelten Temperaturen bei 1500 m abweichen. Es ist offensichtlich, daß Maximumtemperaturen und deren Korrekturen (z. B. nach dem Horner-Plot-Verfahren) für die Temperaturkartierung nicht berücksichtigt wurden.

Eine Kartierung der Temperaturen im Abstand von 5°C erscheint in Anbetracht der relativ geringen Datendichte und der stark generalisierten Interpretation der Temperaturlogs als nicht angemessen. Der Absolutfehler in der Temperaturabschätzung dürfte jedoch unterhalb 10°C liegen. Der Verlauf der Isothermen wurde in Anlehnung an die geologischen Verhältnisse im sedimentären Untergrund (Oberfläche Zechsteinsalinar, Mächtigkeit des Zechsteinsalinars ohne Werra-Serie, Lage zu regionalen Störungszonen) bestimmt.

Die Ergebnisse sind als eine erste Übersichtsabschätzung der Temperaturbedingungen unter den genannten Fehlermöglichkeiten zu werten. Während für die mesozoischen Aquifere eine generalisierte Verfahrensweise zu geringen Fehlern führt, ist für tieferliegende Horizonte unterhalb des Zechsteinssalinars im Falle der Berechnung eines mittleren geothermischen Gradienten mit größeren Temperaturfehlern zu rechnen. Für die Ermittlung und Interpretation der Wärmeflußdichte im regionalen Kontext ist das Verfahren zu generalisiert, und es bedarf einer modifizierten Methodik, die den Gegebenheiten der Temperaturfeldstörung Rechnung trägt (s. Kapitel 2.4.3).

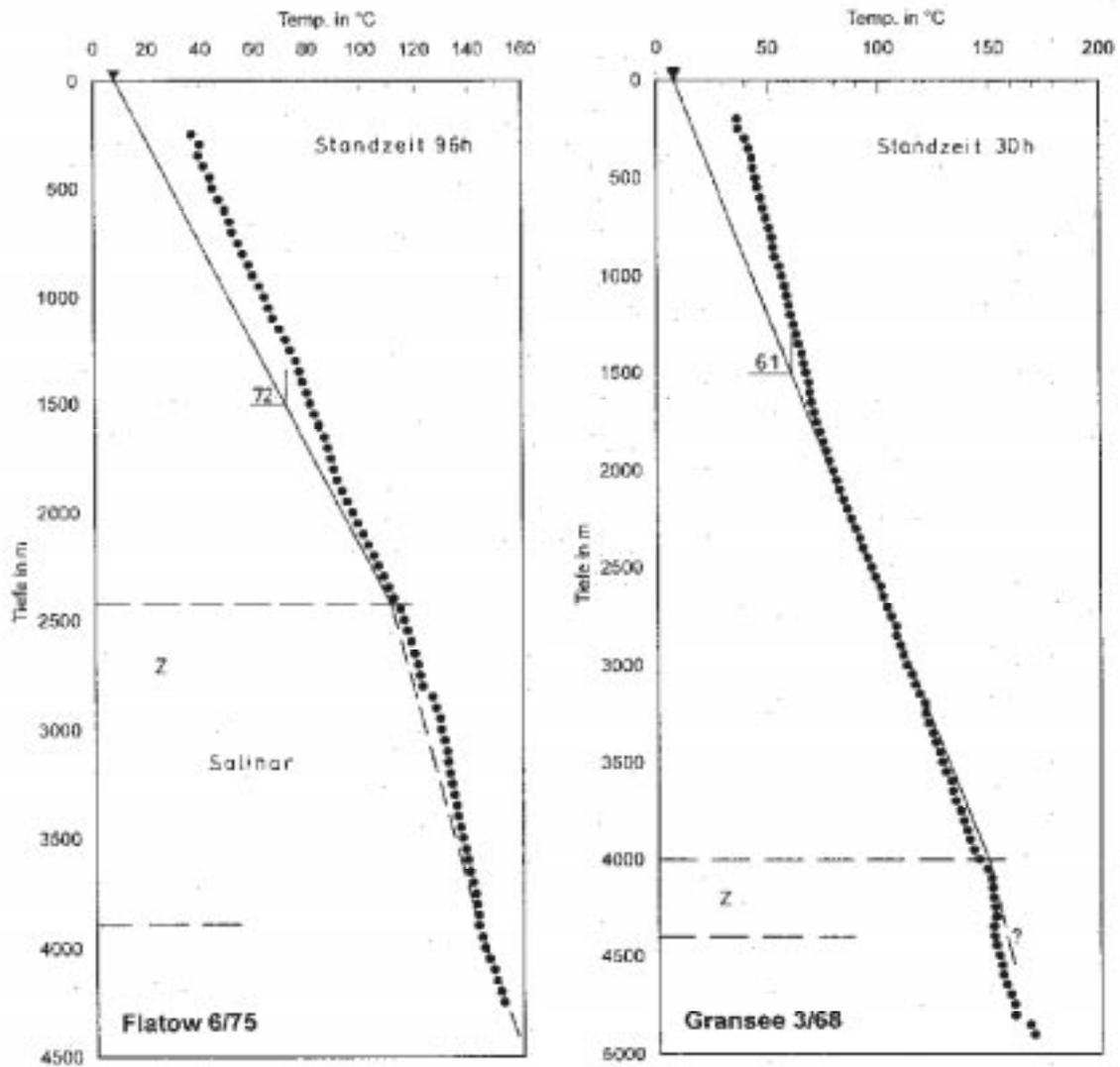


Abbildung 2-5: Temperaturlogs unter gestörten Bedingungen in den Bohrungen Flatow 6/75 und Gransee 3/68. Temperaturkorrektur durch Anpassung eines mittleren Temperaturgradienten an die Oberflächentemperatur von 8°C (nach Autorenkollektiv, 1992)

2.4.2 Zur Qualität vorhandener Temperaturmessungen

Kontinuierliche Temperatur-Profile

Seit Ende der sechziger Jahre sind kommerzielle Temperaturmeßgeräte weltweit im Einsatz, deren Meßdaten durch elektrische Bohrlochmeßkabel zur Oberfläche übertragen werden [Blackwell und Spafford, 1987]. So können Temperaturen mit einer Auflösung von $\pm 0,001^\circ\text{C}$ und Präzision von $\approx 0,1 - 0,01^\circ\text{C}$ bei einer Tiefenzuordnung bis zu 0,1 m gemessen werden [Roy et al., 1968; Sass et al., 1968; Blackwell und Spafford, 1987]. Damit sind die Bedingungen geschaffen, Temperatur-Profile schnell und ohne erhebliche Kosten in beliebigen Zeitabständen zu messen. Allerdings werden durch die ökonomischen Randbedingungen, die mit dem Abteufen und der anschließenden Nutzung einer Bohrung verbunden sind, oftmals Bedingungen angetroffen, die den idealen Anforderung für das Messen eines qualitativ hochwertigen Temperaturlogs entgegenstehen. Ziel der Temperaturmessungen ist die möglichst akkurate Erfassung von in situ Gebirgstemperaturen. Die besten Ergebnisse werden in Bohrungen erzielt, die verrohrt sind und thermisches Gleichgewicht erreicht haben und wo Temperaturlogs mit engen Meßpunktabständen vorliegen.

Die im Ostteil Norddeutschen Becken von der Erdölindustrie gemessenen kontinuierlichen Temperatur-Profile weisen eine Genauigkeit von $\pm 1,5 - 2^\circ\text{C}$ [Schuster, 1968] auf. Schlosser (1968) berichtet über eine Genauigkeit der von ihm kompilierten Temperatur-Daten (Messungen mit Widerstandsthermometern der Typen ETMI, ESO, TEG) im Bereich von $\pm 0,5 - 2^\circ\text{C}$. Die später vom VEB Geophysik Leipzig routinemäßig eingesetzte Meßtechnik (Widerstandsthermometer Sonde TEG-20, TEG-36, TS-50, TS-36) registrierte Temperaturen mit einer Meßgenauigkeit um $\pm 1^\circ\text{C}$ [Fricke und Schlosser, 1980]. Zusätzliche Fehler in der Absoluttemperatur bedingt durch unterschiedliche Kalibration der Meßsonden sind einzubeziehen. Der Trägheit des Meßsystems angepaßt, wurden die Messungen mit einer Einfahrtgeschwindigkeit von max. 15m/min durchgeführt. Die Temperaturwerte, die von der Industrie auf Meßfilmen analog registriert und in 50-Meter-Abständen von den Originalregistrierungen abgegriffen wurden, bilden den Hauptteil einer computergestützten Datenbank, die im GFZ Potsdam und im NLFB-GGA Hannover erstellt wurde. Der große Meßpunktabstand setzt Grenzen für die Wärme flußbestimmung innerhalb einer Bohrung, indem die Zuordnung der Temperatursignale zu den einzelnen Formationen erschwert ist. Andererseits können jedoch bei der Betrachtung von Intervall- oder Formationsgradienten Instrumentenfehler vernachlässigt werden. Einzelne Temperaturlogs neueren Datums liegen mit einem digitalen Registrierungsintervall von 1 m und mit einer höheren Meßgenauigkeit vor.

Die Hauptprobleme bei der Erfassung von in situ Gebirgstemperaturen liegen neben dem Auflösungsvermögen der Meßinstrumente vor allem in der notwendigen Standzeit, die nach Abschluß aller im Bohrloch durchzuführenden Arbeiten vergehen muß, damit die durch Bohrvorgang, Spülungszirkulation und andere Prozesse induzierten Temperaturstörungen abklingen können. Der Großteil der im Norddeutschen Becken vorhandenen Temperaturlogs wurde unter gestörten Temperaturbedingungen gemessen.

Maximum-Temperaturen an der Bohrlochsohle und Fluidtest-Temperaturen

Noch zu Beginn der sechziger Jahre waren Maximumtemperatur-Messungen die einzige Datenquelle zur Erfassung von Temperaturen in Bohrungen. Noch heute werden sie im Rahmen der Erdöl- und Erdgas-Exploration routinemäßig am Ende des Bohrvorgangs und damit unter

gestörten thermischen Bedingungen an der Bohrlochsohle gemessen. Obwohl eine Fülle solcher Einzelmessungen existiert, ist ihre Genauigkeit und Auflösung in bezug auf Tiefe und Absoluttemperatur eingeschränkt und damit auch ihr wissenschaftlicher Wert im Vergleich zu Temperaturlogs herabgesetzt [Blackwell und Spafford, 1987]. Verschiedene Korrekturverfahren stehen je nach Datenbeschaffenheit zur Verfügung, um die Meßdaten auf Temperaturgleichgewicht und damit auf wahre Gebirgstemperaturen umzurechnen. Auch im Ostteil des Norddeutschen Beckens wurden in einer Vielzahl von Bohrungen Maximumtemperaturen an der Bohrlochsohle während des Bohrfortschritts als auch bei Abschluß der Bohrung gemessen, sie sind allerdings bis jetzt noch nicht systematisch ausgewertet wurden.

2.4.3 Erfordernisse zukünftiger Arbeiten

Qualitativ hochwertige Temperatur-Logs, die für Wärmeflußabschätzungen notwendig sind, erfordern spezielle Meßbedingungen. Ideale Bedingungen werden in Bohrungen angetroffen, die als Forschungsprojekte projektiert sind und wo ein zeitlicher Angleich gestörter Temperaturbedingungen ins thermische Gleichgewicht gewährleistet werden kann. Bedingt durch die zeitlichen Zwängen, denen kommerzielle Projekte unterliegen, werden diese Meßbedingungen jedoch nur selten angetroffen. Es existiert ein genereller Konsens in der geothermischen Forschung, daß für die Bewertung des geothermischen Potentials eines Gebietes gestörte Temperaturlogs und Einzelmessungen (Maximumtemperaturen oder Fluidtest-Temperaturen) einer Korrektur auf Gleichgewichtsbedingungen unterzogen werden sollen [Deming, 1989]. Bereits entwickelte Korrekturmethode sollten bei einer zukünftigen Bearbeitung des Datenbestandes des Ostteils des Norddeutschen Beckens zur Anwendung kommen. Diese Methoden lassen sich zwei großen Gruppen zuordnen:

- (1) numerische und analytische Modelle für den Temperaturangleich an der Bohrlochsohle unter Berücksichtigung einer Linienquelle [Lachenbruch und Brewer, 1959] oder der Zylinderquellen-Lösung [Cooper und Jones, 1959; Leblanc et al., 1982], des Fluidzirkulationsregimes, der Bohrlochgeometrie etc.,
- (2) Entwicklung und Anwendung von empirischen Korrekturen abgeleitet aus dem Vergleich von gestörten und ungestörten Meßdaten in Bohrungen mit ähnlicher struktureller/lithologischer Situation und Bohrregime [z. B. Kehle, 1972, 1973; Lucazeau und Ben Dhia, 1989; Förster et al., 1996].

Die Anwendbarkeit und Zuverlässigkeit der numerischen Korrekturmodelle ist von den jeweils zur Verfügung stehenden technischen Daten (Angaben zum Bohr- bzw. Meßregimes) abhängig. Nach dem Stand der derzeitigen Recherchen, die am GFZ Potsdam durchgeführt wurden, stehen für zahlreiche Bohrlokationen sowohl Temperaturlogs als auch Einzeltemperaturdaten (Maximumtemperaturen und Fluidtest-Temperaturen) zu Verfügung, die eine systematische Korrektur ermöglichen und eine Übertragbarkeit der Ergebnisse auf Bohrungen mit einer weniger guten Datenbasis zulassen. Zumindest für einige Bohrungen kann die Korrektur von Maximumtemperaturen mit Hilfe der Horner-Plot-Methode [Horner, 1951; Dowdle und Cobb, 1975; Fertl und Wichmann, 1977], die auf einer zeitlich versetzten Wiederholungsmessung der Temperatur an der Bohrlochsohle beruht, durchgeführt werden. Bedingt durch die zeitlichen Zwänge, denen kommerzielle Projekte unterliegen, werden diese Meßbedingungen jedoch nur selten angetroffen. Für die Korrektur ganzer Bohrprofile müssen zusätzlich systematische Untersuchungen zur Korrelation von (1) Temperatur und Bohrzeit bzw. Endteufe und von (2) Temperatur und Standzeit einer Bohrung unter Beachtung lithologischer Merkmale und Formationsgradienten durchgeführt werden. Die Rekonstruktion ungestörter Temperaturprofile unter Berücksichtigung der durch die Wärmeleitfähigkeitskontraste hervor-

gerufenen unterschiedlichen Formationsgradienten setzt die Anwendung von Modellierungen voraus [Speece et al., 1985].

2.4.4 Geothermisches Feld im Bereich der Geothermie-Bohrung Gt Rheinsberg 1

Mit dem Abteufen der Thermalwasser-Bohrung Gt Rheinsberg 1 im Frühjahr 1995 waren günstige Rahmenbedingungen geschaffen, an einer Lokation des Norddeutschen Beckens den zeitlichen Angleich der durch den Bohrprozeß gestörten Temperaturen über das gesamte Bohrprofil hinweg zu studieren. Solche Bedingungen, die ein Temperaturmonitoring über einen Zeitraum von Monaten oder Jahren erlauben, sind selten gegeben. Mit den Ergebnissen des Langzeit-Temperatur-Monitorings werden im Zusammenhang mit Wiederholungsmessungen, die bereits für wenige andere Bohrlokationen, wie z. B. in der Bohrung Friedland 1 vorliegen, Aussagen zum zeitlichen Angleich gestörter Temperaturbedingungen und zur Fehlergröße bei der Bewertung von Gebirgstemperaturen möglich. Durch die Möglichkeit, das Bohrloch als Langzeitobservatorium nutzen zu können, ist der Einsatz verschiedener Temperaturmeßapparaturen und damit die qualitative Bewertung verschiedener Typen von Meßdaten möglich. Die Kombination der geothermischen Ergebnisse mit den Ergebnissen eines extensiven Bohrlochmeßprogramms (BLM GmbH Gommern) erlaubt die Korrelation von Temperaturgradienten und lithologischen Parametern.

Ergebnisse der Langzeitbeobachtung der Temperaturbedingungen

(unter Mitarbeit von Dipl.-Ing. J. Schrötter)

Um den Verlauf des zeitlichen Angleichs dynamischer Bohrlochbedingungen an statische Gebirgstemperaturen nachvollziehen zu können, wurden nach Abschluß der technischen Arbeiten (letzte Spülung, Leistungstest im Aquifer und anschließende Bohrlochmessung) Temperaturlogs über einen Zeitraum von sieben Monaten gemessen. Die ursprünglich bis auf eine Endteufe von 1706 m abgeteufte Bohrung war zu diesem Zeitpunkt mit einem Filter im Endteufenbereich (Filterkopfstück ab 1628 m) und mit einer GFK-Verrohrung von 9 5/8" bis 290m unter Gelände und 7" ab 290 m unter Gelände ausgestattet [Rinke, 1995]; das Meßmedium ist mineralisiertes Wasser (statischer Wasserspiegel bei ca. 110 m) (s. Tabelle 2-3).

Die Messungen wurden mit dem Meßsystem des GFZ Potsdam durchgeführt. Es besteht aus einer digital arbeitenden Druck-/Temperatursonde (p/T 20) mit einem Sondendurchmesser von 45 mm für Temperaturmessungen bis max. 150 °C (Temperaturauflösung 0,001 K) und für Druckmessungen bis zu 60 MPa. Die Steuerung und Abfrage der Meßwerte erfolgt mittels der Registriereinheit (LU 44), die über 8 analoge und 40 TTL-kompatible Ein-/Ausgänge verfügt. Die Auflösung des A/D- Wandlers beträgt 16 bit. Ein einadriges Rochester-Meßkabel (Länge 2 km; Bruchlast 16 kN, auf einer mobilen Winde montiert) gewährleistet die Verbindung zwischen Registriereinheit und Sonde

Um möglichst eine genaue absolute Temperaturmessung zu erhalten, wurde vom Eichamt des Landes Brandenburg die Eichkurve der Sonde ermittelt. Die Temperaturmessungen wurden bei Sondeneinfahrt (Meßgeschwindigkeit 5 m/min) in Meßpunktabständen von 0,1 m bis in eine Meßteufe von ca. 1620 m kontinuierlich aufgezeichnet. Die Meßgeschwindigkeit erlaubte eine genügende Anpassungszeit der Sonde an die Temperaturen des Bohrlochmediums. Die im folgenden angegebenen Zeitangaben beziehen sich auf den Zeitraum zwischen Messung und dem Abschluß der bohrtechnischen Arbeiten (Tabelle 2-4).

Aktivität	Datum
Erster Bohrtag	16.02.95
Letzter Bohrtag	29.03.95
Einbau Verrohrung	07.04.-11.04.95
Zementierung	12.04.95
Spülungswechsel Auf Schichtwasser	15.04.95
Einbau Filter in 1647-1668 m	18.04.- 27.04.95
Leistungstest (letzte Zirkulation)	29.04.95
BLM nach Lei- stungstest	30.04.95

Tabelle 2-3: Technische Daten zur Boh-
rung Gt Rheinsberg 1

Datum	Standzeit
02.05.95	65 h
05.05.95	135 h
12.06.95	1050 h
13.07.95	1795 h
13.11.95	2535 h

Tabelle 2-4: Zeitlicher Ablauf der Tem-
peraturmessungen

In Abbildung 2-5 sind die Ergebnisse der Temperaturwiederholungsmessungen dargestellt. Der Verlauf Temperaturkurven spiegelt die unterschiedliche Intensität der Temperaturstörung in den verschiedenen Teufenbereichen der Bohrung und den differenzierten Angleich an ungestörte, statische Bedingungen wider. Mit zunehmender Standzeit ist eine relative Abkühlung der Schichten im Hangenden (bis 1000 m Tiefe) und eine relative Temperaturzunahme im Bereich unterhalb 1300 m zu verzeichnen.

Vor Einbringen der Verrohrung wurde in verschiedenen Horizonten ein Kabel-Lift-Test durchgeführt und die Temperatur des in die Bohrung einströmenden Fluids gemessen. Die während der Testarbeiten gemessenen Fluidtemperaturen im Hettang und in den Contorta-Schichten entsprechen annähernd Gebirgstemperaturen, was durch die gute Korrelation der Werte mit dem Temperaturlog (t = 2535 h), das sich bereits im Quasi-Gleichgewicht befindet, belegt wird. Die korrigierten Testtemperaturen im Hauterive und Aalen scheinen „überkorrigiert“ zu sein.

Mit den Messungen nach 135 und 2535 Stunden konnte die Temperaturmeßsonde in den Trichterbereich oberhalb des im Contorta-Sandsteins eingebauten Filters eingeführt werden. Peaks in den entsprechenden Temperaturlogs weisen auf lokale Störungen hin, die durch Fließvorgänge im Filterbereich bedingt sein können. Die Daten der nach 65 und 135 Stunden erfolgten Messungen weisen auf starke transiente Temperaturstörungen für die Teufenbereiche 100 m - 300 m und 450 m - 700 m hin. Diese stehen wahrscheinlich mit den hohen Permeabilitäten dieser Bereiche in Zusammenhang und könnten damit auf eine, durch den Bohrprozeß bedingte, erhöhte thermische Störung zurückzuführen sein. Die Störungen korrelieren jedoch auch zum Teil mit Änderungen im Bohrlochkaliber, was einen Einfluß der hinter der Verrohrung eingebrachten Zementierung (Abbindungswärme) vermuten läßt. Diese transienten Störungen lassen sich besonders gut anhand eines Temperaturgradienten-Tiefen-Plots lokalisieren (Abbildung 2-6).

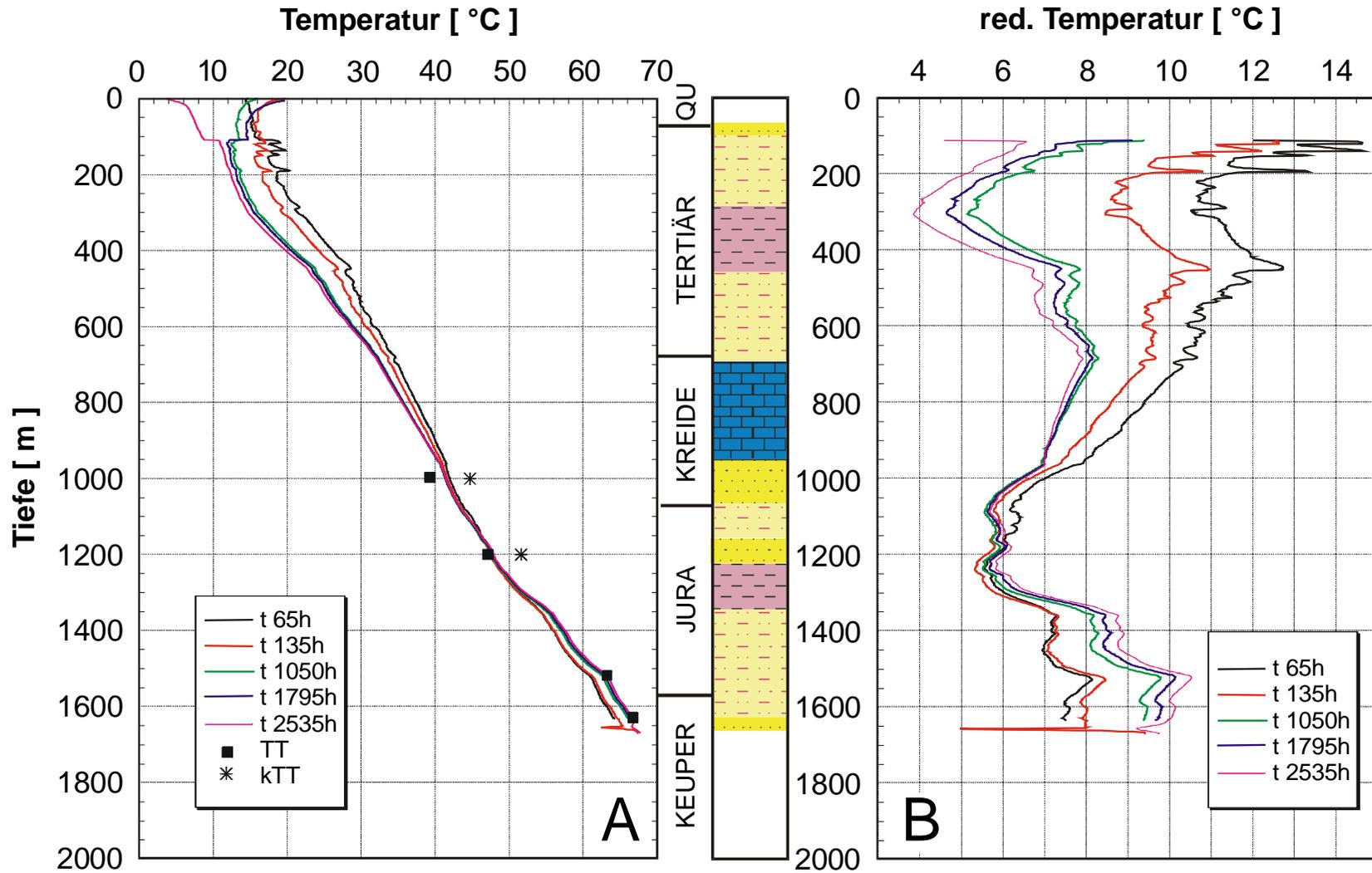


Abbildung 2-5: Der zeitliche Abbau der durch den Bohrprozess und Spülungs-zirkulation bedingten Temperaturstörung - Geothermiebohrung Gt Rheinsberg 1. A, Temperatur-Tiefen-Profile in Beziehung zur Standzeit der Bohrung (65 bis 2535 Stunden). Einzeltemperatur aus einem Fluidtest (gefülltes Viereck) und korrigierte Test-Temperaturen (Stern) [Lenz und Rockel, 1995]; B, Temperatur-Tiefen-Profile reduziert um den Betrag eines mittleren Temperaturgradienten von 35°C/km. Registrierintervall: 1m.

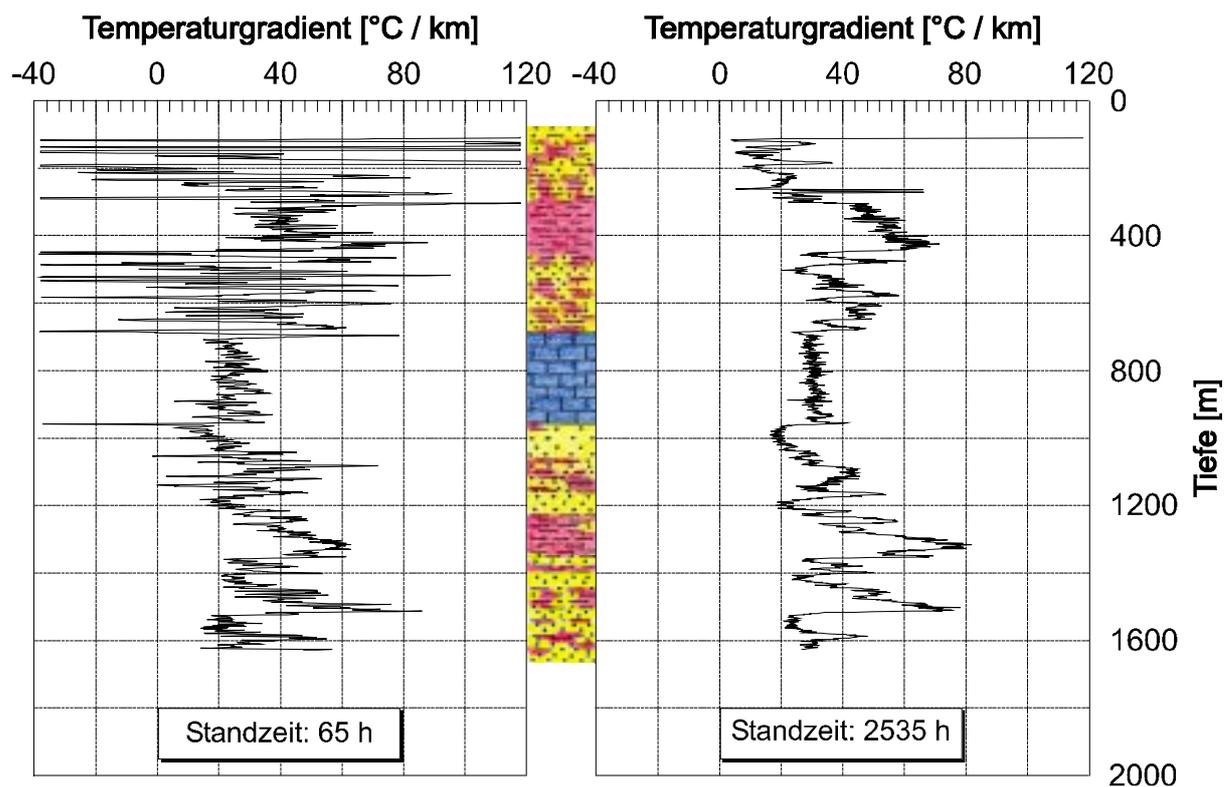


Abbildung 2-6: Temperaturgradienten in Abhängigkeit von Tiefe und Standzeit der Bohrung (Gradienten in Teufenintervallen von 1 m, ungeglättet). Tonstein-Sandstein-Wechselfolge (Tertiär) bis ca. 700 m, Karbonatmergel und Karbonate (Kreide) bis ca. 1000 m und Tonstein-Sandstein-Wechselfolge (Kreide bis Keuper) bis Endteufe.

Die Abbildung 2-6 verdeutlicht ebenfalls, daß der Temperatur-Tiefen-Verlauf mit zunehmender Standzeit einer Bohrung durch die Wärmeleitfähigkeit der durchteuften Schichten dominiert wird. Damit wird eine Feinkorrelation zwischen Temperaturgradienten und Lithologie/Stratigraphie und damit eine Charakterisierung der durchteuften Schichten möglich, wie auch andere Autoren zeigen konnten [Conaway und Beck, 1977; Blackwell und Steele, 1989].

Tabelle 2-5 gibt einen Überblick über die Variation der für verschiedene lithologische Einheiten berechneten Temperaturgradienten unter quasi-stationären Bohrlochbedingungen (Temperaturlog nach 2535 h). In Abhängigkeit vom Wärmeleitvermögen schwanken die Intervallgradienten von 55 bis 72°C/km. Die höchsten Gradienten weisen Profilintervalle in Ton und siltigem Tonstein auf. Generell zeigen alle Intervallgradienten eine lineare Abhängigkeit vom Tongehalt.

Durch Korrelation von Temperaturgradienten-Log und feinauflösende Lithologie können Temperatur-Signaturen, die nicht direkt auf Gesteinseigenschaften zurückzuführen sind, identifiziert werden. Die Absolutgröße dieses Störeinflusses (Rauschen) läßt sich jedoch erst nach dem vollkommenen Erreichen des statischen Zustandes im Bohrloch durch Überdeckung zweier Temperaturgradienten-Logs abschätzen. Der zu erwartende Fehler sollte im Bereich von $< 0,1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ liegen.

Stratigraphie	Lithologie	Teufe [m]	Porosität [%]	Tongehalt [%]	Temperaturgradient [°C/km]
Rupel	Ton	306-445			55,4
Campan-Cenoman	Kalkstein	693-954			31,7
Hauterive	Sandstein	961-1023	28	≤10	20,7
Oxford, Callov	Siltstein	1086-1134	16	30	42,2
Bathon –Aalen	Siltstein	1145-1177	16	30	39,9
Aalen	Sandstein	1184-1214	26	≤10	23,7
Toarce	si. Tonstein	1300-1353	17	40	70,0
Pliensbach - Obersinemur	Sandstein	1400-1424	26	±20	31,2
Hettang	si. Tonstein	1493-1512	12	50	72,0
Hettang	Sandstein	1515-1533	22		31,9
Hettang	Sandstein	1538-1569	26	≤10	25,1
Triletes	Siltstein/ Sandstein	1580-1596	20	32	43,2
Contorta	Sandstein	1608-1626	28	±20	31,0

Tabelle 2-5: Generalisierte Lithologie (nach Spülproben, Kernaufnahme und BLM) sowie Mittelwerte für Porosität (BLM), Tongehalt (BLM) und Temperaturgradient für verschiedene Teufenbereiche in der Bohrung Gt Rheinsberg 1. Angaben, außer Temperaturgradient, nach Lenz und Rockel (1995) und Grüning et al. (1995).

Quantifizierung des Temperaturangleichs an ungestörte Gebirgsbedingungen

Aus der Literatur sind verschiedene Angaben zur notwendigen Standzeit von Bohrungen bis zum Erreichen von Temperaturgleichgewichtsbedingungen bekannt. Erste Berechnungen von Bullard (1947) ergaben, daß in einer bestimmten Tiefe die Standzeit der Bohrung um den Faktor 10 bis 20 größer sein muß als die Zirkulationszeit der Bohrspülung, wenn eine Meßgenauigkeit von 0,01 K erreicht werden soll. Mit der klassischen Arbeit von Lachenbruch und Brewer (1959) wurde das Abklingen einer durch den Bohrprozeß induzierten Temperaturfeldstörung in einer Flachbohrung gemessen und die Wärmeleitungsvorgänge des Temperaturangleichs theoretisch unterlegt. Basierend auf diesen Erkenntnissen wurden für die Bohrung Gt Rheinsberg 1 unter Verwendung der Daten über den zeitlichen Bohrfortschritt und der Zeitdauer der Temperaturstörung, Temperaturangleichskurven für verschiedene Teufenberei-

chen erstellt. Bei ihrer Interpretation muß der gesamte Bohr- und Installationsablauf (42-tägige Bohrzeit, Verrohrungs- und Filtereinbau, mehrmaliges Spülen, Fluidleistungstest u. a.) berücksichtigt werden.

Die Abbildungen 2-7 A-D zeigen für vier Teufenbereiche individuelle Temperaturgleichskurven nach Ende der Spülungszirkulation, die eine Extrapolation gestörter Temperaturen zu in situ Formationstemperaturen ermöglichen. Der Einfluß der nach Ende der Spülungszirkulation am 30.06.1995 durchgeführten Bohrlochmessung ist in diesem Zusammenhang nicht relevant, da Turbulenzen bedingt durch Ein- und Ausfahrt der Sonden bereits nach 24 Stunden abklingen. Bedingt durch die Bohrarbeiten und die längerfristige Spülungszirkulation war das Bohrloch insgesamt einer intensiven Temperaturfeldstörung über einen Zeitraum von 73 Tagen (ca. 1750 Stunden) ausgesetzt, wobei die Temperaturen in den oberen Schichten der Bohrung zeitlich länger gestört wurden als die Temperaturen in den unteren Schichten. Folgerichtig gleichen sich die Temperaturen im Bereich der Bohrlochsohle schneller an das thermische Gleichgewicht an (Abweichung von $<1^{\circ}\text{C}$ gegenüber der Gebirgstemperatur nach ca. 1000 Stunden Standzeit), als die Temperaturen im oberen Bereich der Bohrung (Temperaturabweichungen von $>1^{\circ}\text{C}$). Unter Berücksichtigung der für jede Teufe unterschiedlichen Störzeiträume ergeben sich auch für das Temperaturprofil unterschiedliche Standzeiten bis zum Erreichen der Gleichgewichtsbedingungen. Aus einer stärker generalisierenden Betrachtung der Veränderungen in der gesamten Bohrung ist abzuleiten, daß sich das Temperaturfeld bei einem Verhältnis von 1,7:1 von Bohr- zu Standzeit, d.h. nach etwa 1000 Stunden seit Ende der Spülungszirkulation bis zu $\sim 1,5^{\circ}\text{C}$ an die Gebirgstemperaturen angeglichen hat.

Der Angleich der Temperaturprofile auf ungestörte Gebirgsbedingungen ist mit einer generellen Erhöhung des mittleren geothermischen Gradienten verbunden. Für den oberen Bereich der Bohrung (zwischen 110 m und 1200 m Teufe) ergibt sich bei linearer Regression des Temperaturprofils eine Erhöhung des mittleren Gradienten von $28,0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ auf $35,6^{\circ}\text{C}/\text{km}$, was einer Änderung um ca. 21 % entspricht. Im unteren Teil des Profils (zwischen 1200 m und 1630 m) erhöht sich der Gradient von $38,9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ auf $45,0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (um ca. 14 %). Der aus den vier Fluidtest-Temperaturen (Abbildung 2-8) ermittelte Temperaturgradient beträgt $43,7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ und spiegelt damit sehr gut die thermischen Verhältnisse in den unteren Schichtenfolgen wider. Dieses Beispiel zeigt, daß die in verschiedenen Teufen gemessenen Fluidtest-Temperaturen eine zuverlässige Abschätzung des geothermischen Gradienten im entsprechenden Teufenintervall liefern.

Die Abbildung 2-8 verdeutlicht den vorherrschenden Trend der Gradientenzunahme in verschiedenen Teufenbereichen homogener Lithologie, wobei ein rascher exponentieller Anstieg der Werte im Zeitraum <1000 h Standzeit zu verzeichnen ist. Im störungsneutralen Bereich der Bohrung um 1200 m ist eine Gradientendifferenz von $0,2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (ca. 0,8 %) zu erkennen (s. auch Tabelle 2-5). Die Abweichungen im linearen Teilabschnitt der Kurven bzw. im störungsneutralen Bereich der Bohrung liegen in der Größenordnung von $0,2-2,0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ und geben einen Eindruck vom Auflösungsvermögen von Intervall- und Formationsgradienten.

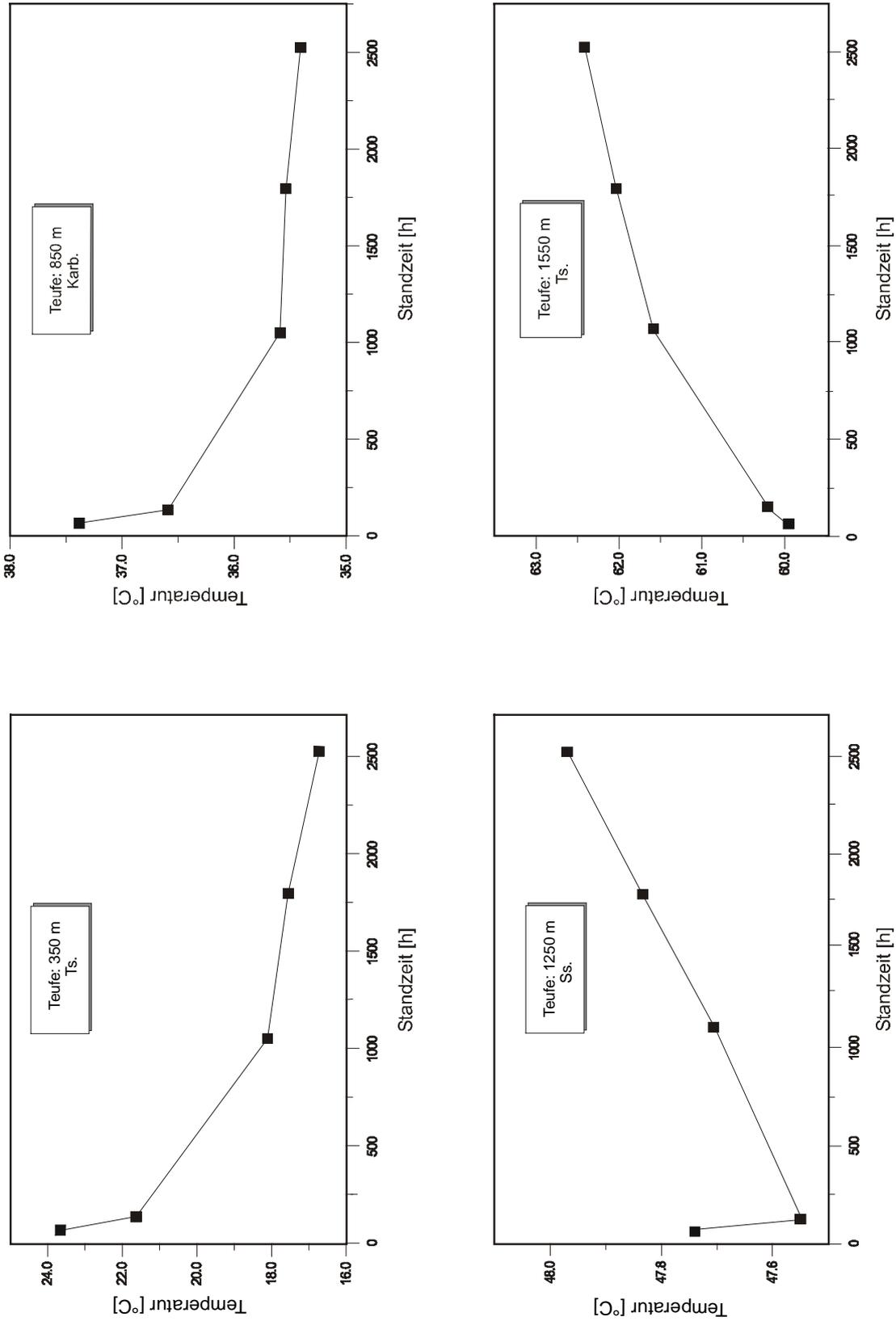


Abbildung 2-7: Verlauf des Temperaturangeichts in verschiedenen Teufen (Bohrung Gt Rheinsberg 1): A: 350 m Teufe; B: 800 m Teufe; C: 1200 m Teufe; D: 1500 m Teufe.

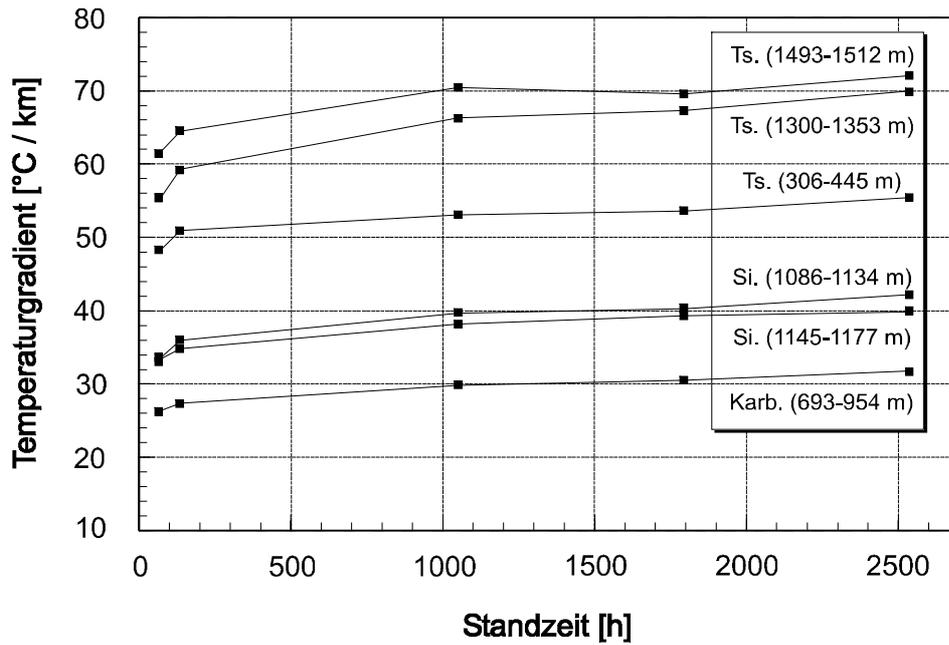


Abbildung 2-8: Das zeitliche Verhalten von Intervallgradienten für verschiedene lithologische Einheiten (Bohrung Gt Rheinsberg 1)

Abbildung 2-9 verdeutlicht die tiefenbezogene Variation von Gradientendifferenzen bezogen auf lithologische Einheiten.

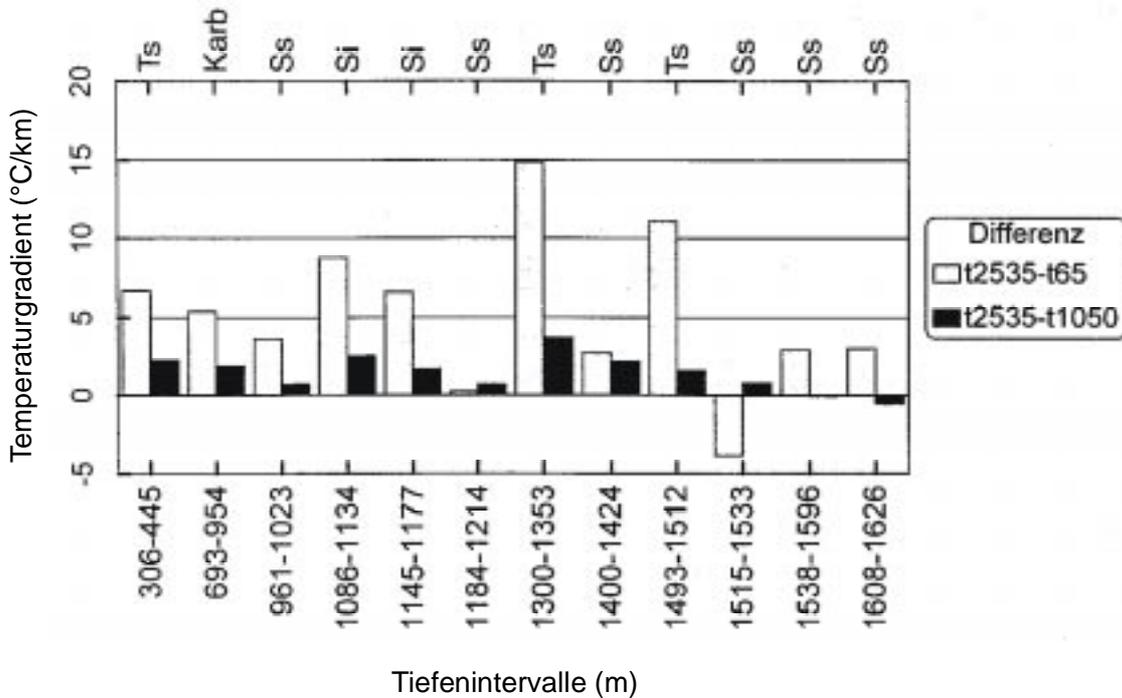


Abbildung 2-9: Temperaturgradientendifferenz in Beziehung zur Tiefe (Bohrung Gt Rheinsberg 1)

Abweichungen vom generellen Trend des Gradientenangleichs (Gradientenzunahme) sind im oberen Bereich des Hettang (1515-1533 m) zu beobachten (s. auch Tabelle 2-3), wo nach anfänglicher Temperaturzunahme (bis 135 Stunden Standzeit) eine Temperaturabnahme um ca. 9°C nach 1795 Stunden Standzeit zu verzeichnen war. Die Temperaturen der Endmessung bei 2535 Stunden Standzeit sind hier noch immer um ca. 2°C gegenüber der Erstmessung reduziert. Die größten Gradientenerhöhungen von 11°C/km (15%) und 15°C/km (21%) sind in zwei Tonsteineinheiten im mittleren Teil der Bohrung zu verzeichnen. Im Durchschnitt liegen die Intervallgradientenänderungen zwischen der ersten und letzten Temperaturmessung jedoch unter 8°C/km. Die aufgezeigten Gradientenänderungen geben Anhaltspunkte zu den Fehlergrößen, die bei der Ermittlung von Wärmeflußdichten unter gestörten Meßbedingungen auftreten.

Die Aussagen, die mit dem Temperaturmonitoring in der Bohrung Rheinsberg 1 erzielt wurden, werden Eingang finden in die Bewertung (Korrektur) des umfangreichen Bestandes an thermischen Logs des Ostteils des Norddeutschen Becken. Damit ist unter anderem auch eine qualitative Neubewertung des geothermischen Potentials und seiner geologisch-geophysikalischen Interpretation verbunden.

Wärmefluß

Im geologischen Kontext wird unter Wärmefluß im allgemeinen die vertikale Komponente der Wärme, die durch die äußere Erdkruste geleitet wird, verstanden. Der Wärmefluß ist definiert als das Produkt von Temperaturgradient und Wärmeleitfähigkeit:

$$q_0 = k \partial T / \partial z$$

q_0	Oberflächenwärmefluß
k	Wärmeleitfähigkeit
$\partial T / \partial z$	positive Zunahme der Temperatur (T) mit der Tiefe (z)

Die Messung der Temperaturbedingungen in der Bohrung Rheinsberg 1 im Meßintervall von 1 m erlaubt eine exakte Korrelation von Temperatur und Lithologie und die Berechnung von Intervall- oder Formationsgradienten für die Wärmeflußbestimmung. Leider wurde die Bohrung nur im Bereich der mesozoischen Aquifer-Horizonte gekernt, was die Wärmeflußbestimmung entlang des gesamten Profils erschwert. Aus diesem Grund werden hier zunächst die Teufenintervalle untersucht, aus denen Bohrkerne zur Verfügung stehen.

In Tabelle 2-6 sind die aus der nach 2535 Stunden durchgeführten Messung (quasi-stationärer Zustand) abgeleiteten Temperaturgradienten für verschiedene Sandsteinaquifere erfaßt. Es wurde Wert darauf gelegt, daß für die Gradientenberechnung möglichst lithologisch homogene Intervalle ausgewählt wurden. An der TU Berlin wurden von B. Troschke zahlreiche Wärmeleitfähigkeitswerte für die mit der Bohrung aufgeschlossenen Sandsteine ermittelt (Tabelle 2-6). Basierend auf diesen Daten lassen sich dem Teufenbereich 1515-1533 m (Hettang) eine Wärmeleitfähigkeit von $3,75 \pm 0,08$ W/mK (wassergesättigt, 20 % effektives Porenvolumen), dem Teufenbereich 1538-1569 m (Hettang) eine Wärmeleitfähigkeit von $3,45 \pm 0,07$ W/mK (wassergesättigt, 21 % effektives Porenvolumen) und dem Teufenbereich 1608-1626m (Contorta) eine Wärmeleitfähigkeit von $3,06 \pm 0,03$ W/mK zuordnen. Der Mittelwert der Hettang-Sandsteinproben (auch aus Bereichen in denen kein Intervallgradient berechnet wurde) liegt bei 3,51 W/mK, für die Sandsteine der Contorta-Schichten beträgt der Mittelwert

Stratigraphie	Lithologie	Durchschn.- Porosität nach BLM [%]	Teufe [m] Mächtigkeit [m]	Test- temperatur [°C] Teufe [m]	Temperatur [°C] t=2535h Teufe [m]	Gradient (Γ) [°C/km] t=2535h	Γ (t2535 - t65), in Klammern Γ in %	Γ (t1050 - t65)
Hauterive	Sandstein, Tongehalt ≤ 10 %	28	961-1023 62	39 (korr. 44,7) 1000	41,46 1000	20,7	3,6 (17,4)	2,9
Aalen	Sandstein, Tongehalt ≤ 10 %	26	1184-1214 30	47 (korr. 51,6) 1200	47,97 1200	23,7	0,2 (0,84)	-0,5
Pliensbach- Obersinemur	Sandstein, Tongehalt ± 20 %	26	1400-1424 24		57,89 1400	31,2	2,7 (8,7)	0,4
Hettang	Sandstein, Tongehalt?	22	1515-1533 18	63 1522,7	63,83 1523	31,9	-3,9 (-12,2)	-4,7
Hettang	Sandstein, Tongehalt ≤ 10 %	26	1538-1569 31		64,21 1538	25	3,0 (12,0)	3,0
Contorta	Sandstein, Tongehalt ± 20 %	28	1608-1626 18	66,6 1631,1	66,80 1631	31	3,1 (10,0)	3,6

Tabelle 2-6: Parameter der durchteuften Aquifere nach Bohrlochmessung. Angaben zur Porosität nach Grüning u. a. (1995), Fluidtesttemperaturen nach Lenz und Rockel (1995).

3,09 W/mK. Alle angegebenen Werte resultieren aus Messungen unter Laborbedingungen bei 18°C. Für die Berechnung der Wärmeflußdichte ist es jedoch erforderlich in situ Wärmeleitfähigkeiten zu berücksichtigen. Die Wärmeleitfähigkeiten der Sandsteine gemessen bei Temperaturen von 65°C sind im Durchschnitt um etwa 0,25 W/mK (Hettang) und 0,22 W/mK (Contorta) reduziert [Troschke, pers. Mitteilung].

Basierend auf den in situ Wärmeleitfähigkeiten und den Intervall-Temperaturgradienten ergeben sich eine Wärmeflußdichte für das Hettang von 92,7 mW/m² und für die Contorta-Schichten von 89,0 mW/m². Der hohe Wärmefluß um 90 mW/m² deutet sich auch für die oberen Bereiche der Bohrung an. Es ist ersichtlich, daß auch die Sandstein-Intervallgradienten im Pliensbach/Obersinemur, Aalen und Hauterive (Tabelle 2-6) ähnliche Werte aufweisen wie im Hettang und in den Contorta-Schichten, allerdings mit Tendenz zur Abnahme im Hangenden Bereich der Bohrung. Dies kann teilweise durch die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit erklärt werden. Die Jura-Tonsteine weisen sehr hohe Temperaturgradienten auf, die bei Berücksichtigung von Wärmeleitfähigkeiten im Wertebereich von 1,0-1,3 W/mK, die für vergleichbare Tonsteine typisch sind [Blackwell und Steele, 1989], den ermittelten Wärmefluß bestätigen. Der Wärmefluß in der Bohrung Rheinsberg 1 liegt weit über dem Mittelwert von 50-60 mW/m², der für tektonisch „ruhige“ Gebiete, wie hier einem alt angelegten Becken, angenommen wird. Es liegt nahe, daß die hier ausgewiesene Wärmeflußdichteanomalie lokaler Natur ist und durch den in unmittelbarer Nähe aufgedrungenen Salzstock hervorgerufen wird. Modellierungen von Jensen (1990) zeigen, daß große Temperaturanomalien über dem Top und an den Flanken eines Salzstocks auftreten, wenn das Verhältnis von Wärmeleitfähigkeit des Salzes zu der des Umgebungsgesteins mindestens 2:1 beträgt.

2.4.5 Schlußfolgerungen für den Ostteil des Norddeutsche Beckens

Für den Osten des Norddeutschen Becken existiert eine im Verhältnis zu anderen Gebieten Deutschlands aber auch im Verhältnis zu den allgemeinen Gegebenheiten in Sedimentbecken einmalige Datenbank von Temperaturlogs aus Tiefbohrungen. Die Mehrzahl der bis in große Tiefen gemessenen Temperaturprofile repräsentieren jedoch Bohrlochbedingungen, die nicht im thermischen Gleichgewicht mit dem Gebirge standen. Für die Interpretation der Temperaturdaten im Rahmen einer integrierten Beckenanalyse ist die Erarbeitung und Anwendung einer Korrekturmethode unbedingt erforderlich.

Die Sichtung der vorhandenen und bereits ausgewerteten Meßdaten zum Temperaturfeld und zur Wärmeleitfähigkeit ergab, daß die vorliegenden Wärmeflußdichtewerte mit Fehlern, die den allgemein akzeptierten Fehlerbereich von 10% überschreiten, behaftet sind. Allein aufgrund dieser Unsicherheiten sind die angegebenen Wärmeflußwerte (Abbildung 2-10) vieldeutig zu interpretieren.

Die geologisch/geophysikalischen Ursachen für die weitflächigen Anomalien sind weitgehend unbekannt. Zukünftige Arbeiten sollte eine Systematisierung der Wärmeflußdaten in bezug auf die durch die Salz-Tektonik geprägte geologische Struktur des Deckgebirges, die Mächtigkeit des Zechsteinsalinars, die Nähe zu regionalen Störungszonen, zur regionalen Hydrogeologie sowie zur Grundgebirgsstruktur beinhalten. Es ist zu klären, ob Anomalien ausschließlich auf konduktiven Wärmetransport- oder auf zusätzliche konvektive Wärmetransportmechanismen, die Einfluß auf die lateralen und vertikalen Temperaturgradienten nehmen, zurückzuführen sind.

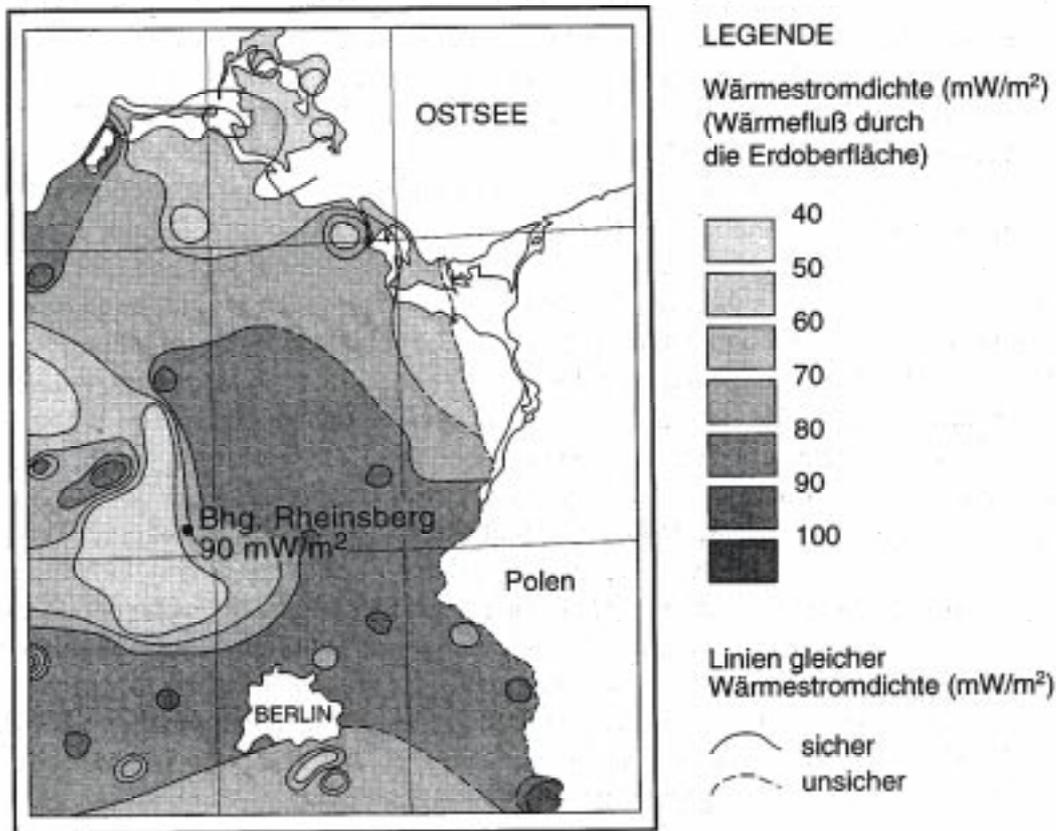


Abbildung 2-10: Terrestrische Wärmeflußdichte-Verteilung im Ostteil des Norddeutschen Beckens im Maßstab 1:1500 000 [nach S. Gläser; publiziert in Katzung et al., 1984].

Literatur

- Autorenkollektiv: Diener, I., G. Katzung, P. Kühn, u. a., Geothermie-Atlas der DDR; Berlin, Zentrales Geologisches Institut, Berlin, 18 S., 27 Anlagen, 1984.
- Autorenkollektiv, Geologische Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordostdeutschland, Zentrales Geologisches Institut Berlin, Gesellschaft für Umwelt- und Wirtschaftsgeologie mbH Berlin, 1992.
- Becher, D. und W. Meincke, Der Wärmefluß zwischen Harz und Prignitz, Z. angew. Geologie, 14, 6, 291-297, 1968.
- Blackwell, D.D. and R.E. Spafford, Experimental methods in continental heat flow, In: Geophysics, edited by Sammis, C.G. und T.L. Henyey, Experimental Methods in Physics, 24, B, 189-226, Academic Press, Orlando, Florida, 1987.
- Blackwell, D.D. and J.L. Steele, Heat flow and geothermal potential of Kansas, Kansas Geol. Survey Bull., 226, 267-291, 1989.
- Bodell, J.M. and D.D. Chapman, Heat flow in the north-central Colorado Plateau, J. Geophys. Res., 87, 4757-4772, 1982.
- Bücker, C. and L. Rybach, A simple method to determine heat production from gamma-ray logs, Marine and Petroleum Geology, Vol. 13, No. 4, 373-375, 1996.

- Bullard, E.C., Heat flow in South Africa, Proc. R. Soc. London Series A, 173, 474-502, 1939.
- Bullard, E.C., The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium, Roy. Astron. Soc. Monthly Notices, Geophys. Suppl., 5, 5, 127-130, 1947.
- Conaway, J.G. and A.E. Beck, Fine-scale correlation between temperature gradient logs and lithology, Geophysics, 42, 7, 1401-1410, 1977.
- Cooper, L.R. and C. Jones, The determination of virgin strata temperatures from observations in deep survey boreholes, Geophys. J., 2, 116-131, 1959.
- Deming, D., Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies; Geothermics, 18, 5/6, 775-786, 1989.
- Dowdle, W.L. and W.M. Cobb, Static formation temperature from well logs - an empirical method, J. Petrol. Technol., Nov. 1975, 1326-1330, 1975.
- Erbas, K., Eine Auswertemethode zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen mit einer Halbraumlinienquelle, Diplomarbeit an der Technischen Universität Berlin, 1985.
- Fertl, W.H. and P.A. Wichmann, How to determine static BHT from well log data, World Oil, 184, 1, 105-106, 1977.
- Förster, A., D.F. Merriam and C.D. Davis, Statistical analysis of some bottom-hole temperature (BHT) correction factors for the Cherokee Basin, southeastern Kansas: Tulsa Geol. Soc. Trans., AAPG Mid-Continent Section Meeting, 1995, 3-9, 1996.
- Fricke, S. und N. Klapötke, Ergebnisse von Temperaturmessungen in Nordostbrandenburg und angrenzenden Gebieten, VEB Geophysik, DB Bohrlochmessung, Gommern, unveröff. Bericht., 86 S., 1976.
- Fricke, S. und P. Schlosser, Probleme der Ermittlung von Gesteinstemperaturen durch Bohrlochmessungen in übertiefen Bohrlöchern der DDR, Z. angew. Geol., 26, 619-623, 1980.
- Gläser, S., Karten der Temperatur-Tiefen-Verteilung für das Territorium der DDR als Grundlage für die Höffigkeitseinschätzung "Geothermische Energie", unveröff. Bericht, AdW der DDR, ZIPE, Potsdam, 1983.
- Gläser, S. and E. Hurtig, The establishment of the thermal equilibrium in a deep borehole in the northern part of the German Democratic Republic, Tectonophysics, 103, 47-54, 1984.
- Grüning, U., R. Eisenhardt und S. Fricke, Abschlußbericht zu den in der Bohrung Gt Rheinsberg 1/95 durchgeführten bohrlochgeophysikalischen und technischen Messungen, BLM Gesellschaft für bohrlochgeophysikalische und geoökologische Messungen mbH, Niederlassung Gommern, 1995.
- Haenel, R. and E. Staroste, (Eds.), Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland, Hannover: Verlag Th. Schaefer, 1988.
- Horner, D.R., Pressure buildup in wells, Proc. Third World Pet. Cong. (The Hague), II, 503, 1951.
- Hurtig, E. und P. Schlosser, Untersuchung des terrestrischen Wärmeflusses in der DDR, Gerlands Beitr. Geophys., 84, 3/4, 235-246, 1975.
- Hurtig, E. and P. Schlosser, Geothermal studies in the GDR and relations to the geological structure, In: Geoelectric and geothermal studies, edited by Adam, A., KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, Budapest, 384-401, 1976a.

- Hurtig, E. and P. Schlosser, Vertical changes of the heat flow in boreholes in the north-german sedimentary basin, In: Geoelectric and geothermal studies, edited by Adam, A., KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, Budapest, 395-401, 1976b.
- Hurtig, E., V. Cermak, R. Haenel and V. Zui (Eds.), Geothermal Atlas of Europe, 36 maps, 156pp., Hermann Haack Verlagsgesellschaft, Gotha, 1991/1992.
- Jensen, P.K., Analysis of the temperature field around salt diapirs, Geothermics, 19, 3, 273-283, 1990.
- Katzung, G., I. Diener und P. Kühn, Temperaturverteilung im Untergrund Ostdeutschlands und für die Nutzung geothermischer Ressourcen in Betracht kommende Aquifere, Braunkohle, 44, 6, 27-32, 1992.
- Kehle, R.O., Geothermal survey of North America, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1971 Ann. Prog. Rep., 31 p., 1972.
- Kehle, R.O., Geothermal survey of North America, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1972 Ann. Prog. Rep., 28 p., 1973.
- Lachenbruch, A.H. and M.C. Brewer, Dissipation of the temperature effect of drilling a well in arctic Alaska, U.S. Geol. Surv. Bull. 1083-C, 73-109, 1959.
- Leblanc, Y., L.J. Pascoe and F.W. Jones, A comparison of two methods of estimating static formation temperature from well logs, Geophys. Prosp., 30, 348-357, 1982.
- Lenz, G. und W. Rockel, Geologischer Bericht Thermalwasserbohrung Rheinsberg/M. 1 (Gt RhM 1/95), Geothermie Neubrandenburg GmbH, Niederlassung Berlin-Brandenburg, Zeuthen, 1995.
- Lucazeau, F. and H. Ben Dhia, Preliminary heat-flow density data from Tunisia and the Pelagian Sea, Can. Jour. Earth Science, 26, 5, 993-1000, 1989.
- Rinke, M., Bohrtechnischer Bericht Thermalwasserbohrung Rheinsberg/M. 1 (Gt RhM 1/95), Geothermie Neubrandenburg GmbH, Niederlassung Berlin-Brandenburg, Zeuthen, 1995.
- Roy, R.F., E.R. Decker; D.D. Blackwell and F. Birch, Heat flow in the United States, J. Geophys. Res., 73, 5207-5221, 1968.
- Rybach, L., Radioactive heat production, a physical property determined by the chemistry of rocks, In: Strens, R.G.J. (Eds.), The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks, Wiley & Sons, London, 1996.
- Sass, J.H., R.J. Munroe and A.H. Lachenbruch, Measurement of geothermal flux through poorly consolidated sediments, Earth Planet. Sci. Lett., 4, 293-298, 1968.
- Schellschmidt, R., S. Hurter, A. Förster and E. Huenges, New subsurface temperature maps for Germany (abstract), Program and Abstracts 4th Intern. Workshop on Heat Flow and the Structure of the Lithosphere (Trest' castle, Czech Republic), 107-108, 1996.
- Schlosser, P., Eine erste Einschätzung der geothermischen Parameter im obersten Bereich der Erdkruste des mittleren und nördlichen Teils des Territoriums der DDR und ihre Bindung an geologisch-geophysikalische Strukturelemente, Freib. Forsch.-H., C238, 13-22, 1968.
- Schuster, K., Methodische und apparative Entwicklungen geothermischer Verfahren für Anwendungen im Bergbau und in der Tiefenerkundung, Freib. Forsch.-H., C232, 5-45, 1968.
- Speece, M.A., T.D. Bowen, J.L. Folcik and H.N. Pollack, Analysis of temperatures in sedimentary basins: the Michigan Basin, Geophysics, 50, 8, 1318-1334., 1985.

3 Charakterisierung hydrothermal nutzbarer Reservoirire

3.1 Geologische Voraussetzungen für die hydrogeothermale Erdwärmenutzung

Peer Hoth und Wilfried Rockel

Hydrogeothermale Erdwärmenutzung (hydrothermale Geothermie) ist die Nutzung des energetischen Potentials von niedrig- bis hochthermalen natürlichen Tiefenwässern. Deutschland verfügt vor allem im Nordalpinen Molassebecken, im Oberrheingraben, im Norddeutschen Becken und lokal stärker begrenzt auch in anderen Regionen über Voraussetzungen zur wärmetechnischen Nutzung hydrothermalen Wässers (s. Abbildung 3-1).



Abbildung 3-1: Sedimentbecken mit Bedeutung für die hydrothermale Erdwärmenutzung in Deutschland

Für die hydrogeothermale Erdwärmenutzung stehen unter den geologischen Bedingungen Norddeutschlands nur hydrothermale Systeme mit niedriger Enthalpie zur Verfügung. Die für diese Systeme charakteristischen heißen ($>100^{\circ}\text{C}$), warmen ($40\text{-}100^{\circ}\text{C}$) oder niedrig temperierten ($25\text{-}40^{\circ}\text{C}$) Wässer können vorrangig zur Raum- und Prozeßwärmeversorgung eingesetzt werden. Dabei wird das in tieferen Schichten vorhandene Thermalwasser über eine Boh-

nung an die Erdoberfläche gefördert (Förderbohrung) und nach dem Wärmeentzug über eine zweite Bohrung (Injektionsbohrung) wieder in die Entnahmeschicht verbracht (Doublettenprinzip, Abbildung 3-2). Ausnahmen von diesem Prinzip sind bei Projekten möglich, bei denen mittels einer Bohrung zwei getrennte Reservoirs genutzt werden (2-Schicht-Verfahren) oder für eine stoffliche Nutzung nur geringe Thermalwassermengen notwendig sind. Die in der Regel erforderliche Zurückführung der Wässer in den Untergrund dient einerseits der Aufrechterhaltung des hydraulischen Regimes, andererseits können vor allem hochmineralisierte Wässer aus Gründen des Umweltschutzes nicht oberirdisch abgeleitet werden. Der Wasserkreislauf zwischen Förder- und Injektionsbohrung wird als geschlossener Primärkreislauf betrieben. Die Wärme wird dem Thermalwasser über Wärmetauscher entzogen und über einen sekundären Kreislauf an den Verbraucher abgegeben.

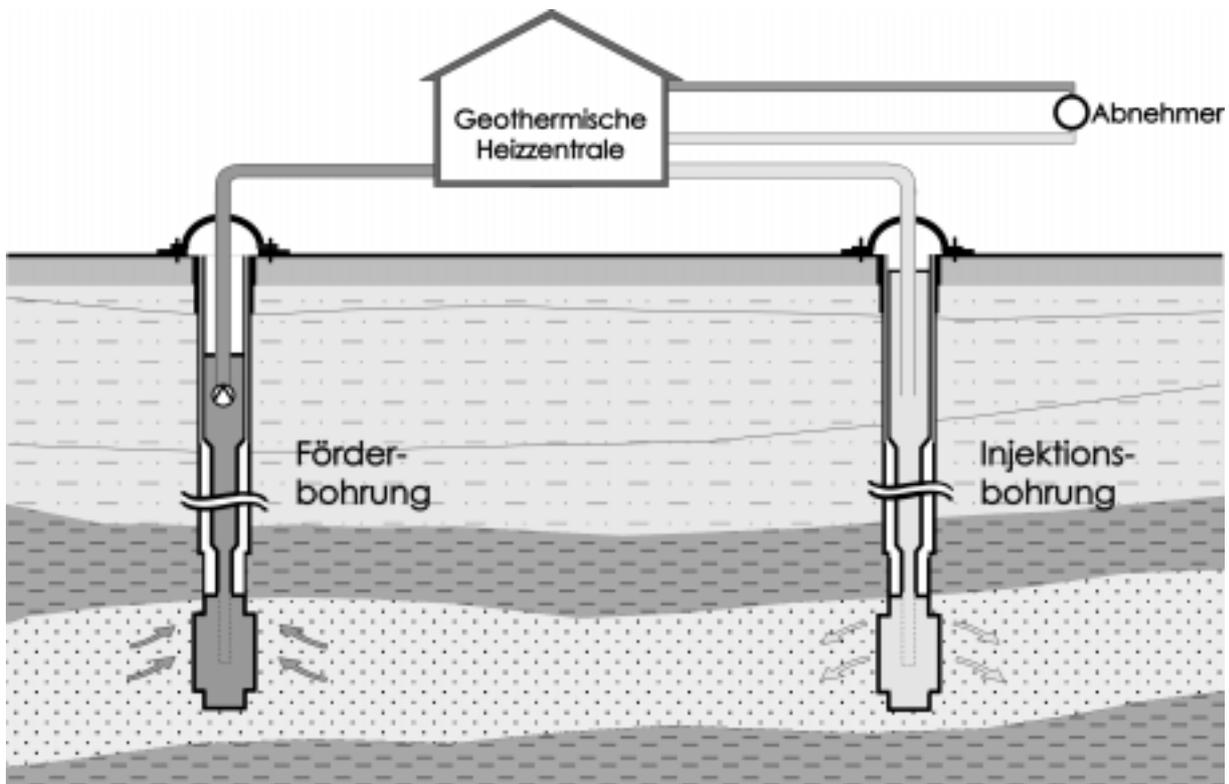


Abbildung 3-2: Prinzipschema der hydrogeothermalen Erdwärmenutzung mit Förder- und Reinjektionsbohrung

Unter den Bedingungen hydrogeothermaler Lagerstätten mit niedriger Enthalpie sind hinsichtlich einer wirtschaftlichen Effizienz große Thermalwasservorräte und realisierbare Volumenströme ($50-100 \text{ m}^3/\text{h}$ je Sonde) erforderlich. Eine Nutzung ist daher an eine Reihe geologischer Gegebenheiten geknüpft [Rockel et al., 1997]:

- das Vorhandensein einer ergiebigen wasserführenden Gesteinsschicht (Nutzhorizont),
- eine ausreichende vertikale und laterale Verbreitung dieser Gesteinsschicht zur Gewährleistung einer langfristigen Nutzung (Nutzreservoir),
- ein wirtschaftlich interessantes Temperaturniveau des Gesteins bzw. des darin enthaltenen Fluids,
- die grundsätzliche Eignung des Tiefenwassers für den technologischen Prozeß der Wärme-gewinnung (Material- und Systemverträglichkeit im Thermalwasserkreislauf).

Zwei grundsätzlich verschiedene Gesteinstypen, die sich in ihren strukturellen Eigenschaften, in der zeitlichen Anlage des Speicherraums und in der regionalen Verbreitung unterscheiden, sind als potentielle Nutzhorizonte in Deutschland von Interesse:

- primär poröse und mit Schichtwasser gefüllte Gesteine (Aquifere), z. B. mesozoische Sandsteine des Norddeutschen Beckens
- sekundär geklüftete und/oder kavernöse Gesteine (Kluftspeicher), z. B. Malmkarbonate des Nordalpinen Molassebeckens.

In Norddeutschland besitzen zur Zeit fast ausschließlich Sandstein-Porenspeicher als hydrogeothermale Reservoirs Bedeutung. Reservoirgesteine mit einer Mischung aus intergranularer Porosität und Kluftporosität kommen zukünftig als zusätzliche Nutzhorizonte in Frage.

Durch die großen Volumenströme und die Gewährleistung einer langfristigen stabilen Förderung und Reinjektion ergeben sich erhebliche Anforderungen an einen für die hydrothermale Geothermie nutzbaren Porenspeicher. Neben einer ausreichenden lateralen Verbreitung sind vor allem bestimmte Mindestwerte für Porosität, Permeabilität und Nettomächtigkeit Grundvoraussetzung. Eindeutige Grenzwerte können jedoch bestenfalls für konkrete standortspezifische Bedingungen angegeben werden. Aus den Erfahrungen bisher realisierter Projekte ergeben sich für Sandsteine jedoch die folgenden Orientierungswerte [Rockel und Schneider, 1992]:

- Nutzporosität > 20 %,
- Permeabilität > $0,5 \times 10^{-12} \text{ m}^2$,
- Mächtigkeit > 20 m.

Die hydrogeothermale Erdwärmenutzung in Norddeutschland ist somit vor allem an ausreichend mächtige, hochporöse und matrixarme Sandsteine, deren primär angelegte Porenraumstruktur und Korngefüge nur geringfügig diagenetisch verändert sind, gebunden. Bedingt durch diese speziellen Anforderungen stellt die Speichercharakteristik einen Hauptschwerpunkt bei Projekten dieser Art der Erdwärmenutzung dar.

3.2 Speichercharakteristik und Nutzhorizonte

Peer Hoth, Erik Spangenberg, Wilfried Rockel und Dieter Freund

Porenspeicher zeichnen sich durch beträchtliche intergranulare Porenräume aus. Bei ausreichend großer hydraulischer Permeabilität können die in ihnen gespeicherten Porenfluide gefördert werden. Porenspeicher sind in vielen Teilen Norddeutschlands vor allem im Rahmen der Kohlenwasserstoffprospektion, der Untergrundspeicherung und in Oberflächennähe für die Grundwassererschließung untersucht worden. Sandsteine machen den überwiegenden Teil dieser Speichergesteine aus. Bei ihrer Charakterisierung unterscheidet man primäre Eigenschaften, wie z. B. Größe und Form des Reservoirkörpers, Sedimentstrukturen, Textur und Mineralzusammensetzung, von den daraus resultierenden und somit sekundären Eigenschaften (Abbildung 3-3). Letztere schließen z. B. Porosität, Permeabilität, Dichte und Fluidsättigung ein [Berg, 1986].

Die Speicher- und Transporteigenschaften poröser Gesteine ergeben sich aus der Struktur des Porenraums und sind damit von der räumlichen Anordnung und Verteilung der Mineralkörner und Gesteinsfragmente, dem Kornform- und Korngrößenspektrum, der Oberflächenbeschaffenheit der Körner und dem Anteil an Kornbindemittel abhängig. Da die Anlage der Porenräume faziesabhängig ist, wird sie durch das Ablagerungsmilieu und die Art des Sedimentmaterials wesentlich beeinflusst. Größe, Form, Sortierung und Packung der Sedimentkörner bestimmen hauptsächlich Anteil, Dimensionierung und Struktur des nach der Ablagerung vorliegenden Porenraumes. Bei der späteren Versenkung wird der Porenraum durch diageneti-

sche Prozesse modifiziert. Kompaktion, Zementation, Drucklösung sowie Reaktionen infolge von Fluid/Gestein-Wechselwirkungen führen zu einer p/T-abhängigen Reduktion des primären Porenvolumens.

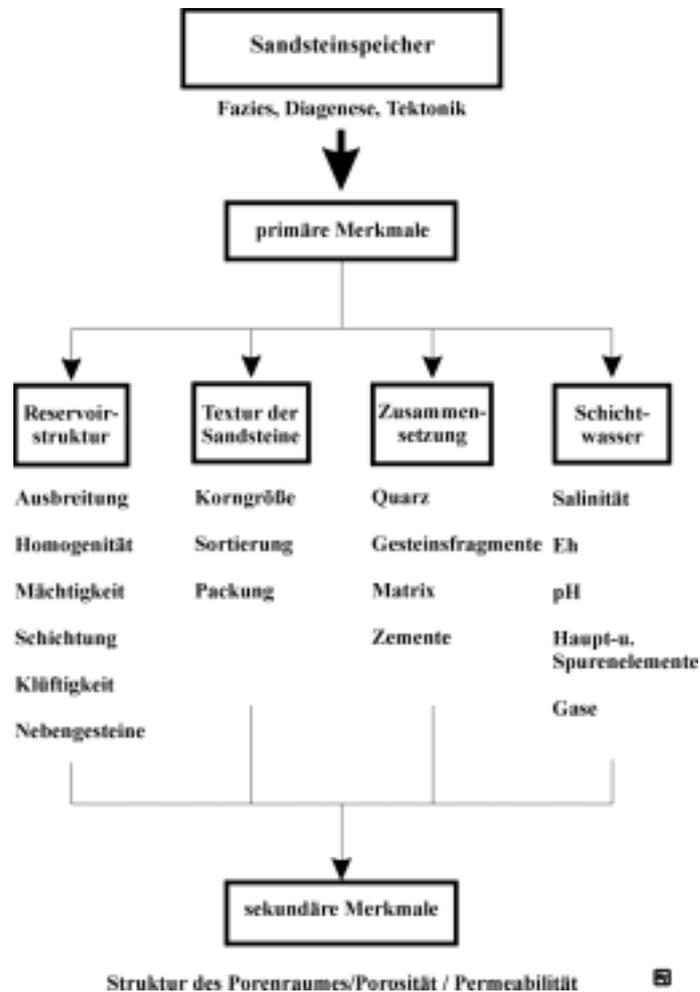


Abbildung 3-3: Primäre und sekundäre Eigenschaften von Sandsteinen

Von der im Gestein vorliegenden Gesamtporosität ist der hydraulisch verbundene Anteil überkapillarer Poren (effektive Porosität = *Nutzporosität*) von entscheidender Bedeutung. Er wird an Gesteinsproben laborativ bestimmt (Archimedische Methode, Gasporosimetrie, Hg-Porosimetrie- s. z.B. Schopper, 1982; Schön, 1996) oder aus bohrlochgeophysikalischen Messungen (resistivity-, neutron-, sonic-, density- oder NMR-logs - s. z. B. Ellis, 1987; Doveton, 1994; Prammer et al., 1996; Kenyon, 1997; Straley et al., 1997) abgeleitet. Grundlage der Porositätsmessungen nach der Archimedischen Methode sind drei Gewichtsbestimmungen der Gesteinsprobe: im trockenen Zustand (luftgefüllter Porenraum), im gesättigten Zustand (vollständig mit Wasser gefüllter Porenraum) und im gesättigten Zustand untergetaucht in identischer Flüssigkeit (scheinbare Masse). Während die Schwierigkeiten bei dieser Art der Messung vor allem im Erzielen einer vollständigen Sättigung bestehen, liegt bei der Hg-Porosimetrie eine wesentliche Fehlerquelle in der Bestimmung des Totalvolumens. Das Diagramm der Abbildung 3-4 zeigt, daß z.B. bei den am GFZ durchgeführten Messungen die nach letzter Methode ermittelten Porositäten meist unter denen liegen, die nach der Sättigungsmethode bestimmt wurden. Besonders deutliche Unterschiede treten bei hochporösen und einen hohen Anteil an Makroporen aufweisenden Sandsteinen auf. Der Hauptgrund hier-

für besteht darin, daß für diese Proben schon beim niedrigsten realisierbaren Meßdruck Quecksilber in die Makroporen eingedrungen ist und somit zu kleine Porenvolumina und damit letzten Endes zu geringe Porositäten bestimmt wurden. Für beide Methoden resultieren Ungenauigkeiten in der Porositätsbestimmung auch daraus, daß einige der Speichersandsteine aufgrund ihrer geringen Verfestigung stark absanden.

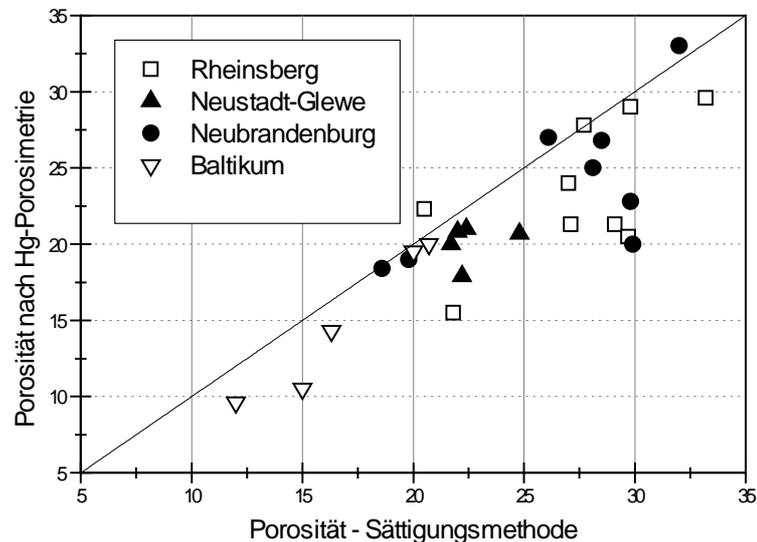


Abbildung 3-4: Vergleich der mittels Sättigungsmethode und Hg-Porosimetrie bestimmten Porositätswerte für ausgewählte Speichersandsteine.

Gut sortierte und bindemittelarme Quarzsandsteine mittlerer Korngröße erreichen Nutzporositäten von 20- 30% [s. z. B. Füchtbauer, 1988].

Der wichtigste Transportparameter der Speicher ist die *Permeabilität*, ein Maß für die Durchströmbarkeit des Gesteinskörpers. Ihre Bestimmung basiert auf der Messung des Volumendurchflusses eines Fluids bekannter Viskosität pro Zeiteinheit durch eine Gesteinsprobe unter gegebenem Druck, wobei sowohl Flüssigkeiten als auch Gase Verwendung finden [s. z. B. Schopper, 1982]. Die Permeabilität ist direkt von der *Struktur des Porenraumes* (Porengröße, Porenradienverteilung, Grad der Windung der Porenkanäle, innere Oberfläche) abhängig. Gute hydrogeothermale Reservoirs besitzen Permeabilitäten $\geq 0,5 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ ($\cong 500 \text{ mD}$).

In Abbildung 3-5 sind Permeabilitäten und Porositäten von Sandsteinen des Lias und Keuper von Geothermiebohrungen der Standorte Neubrandenburg, Neustadt-Glewe und Rheinsberg dargestellt, wobei vereinfachend matrixarme Sandsteine mit Schichtsilikatanteilen unter 5% als Typ A und Sandsteine mit erhöhtem Matrix- und Schichtsilikatgehalt als Typ B bezeichnet sind. Aus dem Diagramm wird ersichtlich, daß zwischen den Sandsteintypen bei ähnlicher Porosität sehr drastische Permeabilitätsunterschiede auftreten. Diese Unterschiede sind vor allem faziesbedingt und somit auf unterschiedliche Sedimentationsbedingungen, die Variationen in der Sandfraktions-Korngröße der sedimentierten Sandsteine und in den abgelagerten Ton/Silt-Anteilen bedingten, zurückzuführen. Neben den faziiellen Einflüssen spiegeln sich im Diagramm der Abbildung 3-5 auch diagenetische Einflüsse wider. Vergleicht man z.B. alle Sandsteine des Typs A, so wird deutlich, daß die Speichersandsteine des Oberen Keuper generell niedrigere Porositäten als die vergleichbaren Sandsteine der Bohrungen in Neubrandenburg und Rheinsberg aufweisen. Dieser Effekt ist vor allem durch die stärkere Versenkung dieser Sandsteine (ca. 600-1000 m, s. Abbildung 3-6) und die daraus resultierende höhere Temperaturbelastung bedingt. Beides führte zu einer stärkeren diagenetischen Beanspruchung

dieser Sandsteine, die vor allem in einem stärkeren Kompaktionsgrad und einem deutlich höheren Anteil an Quarzzement zum Ausdruck kommt.

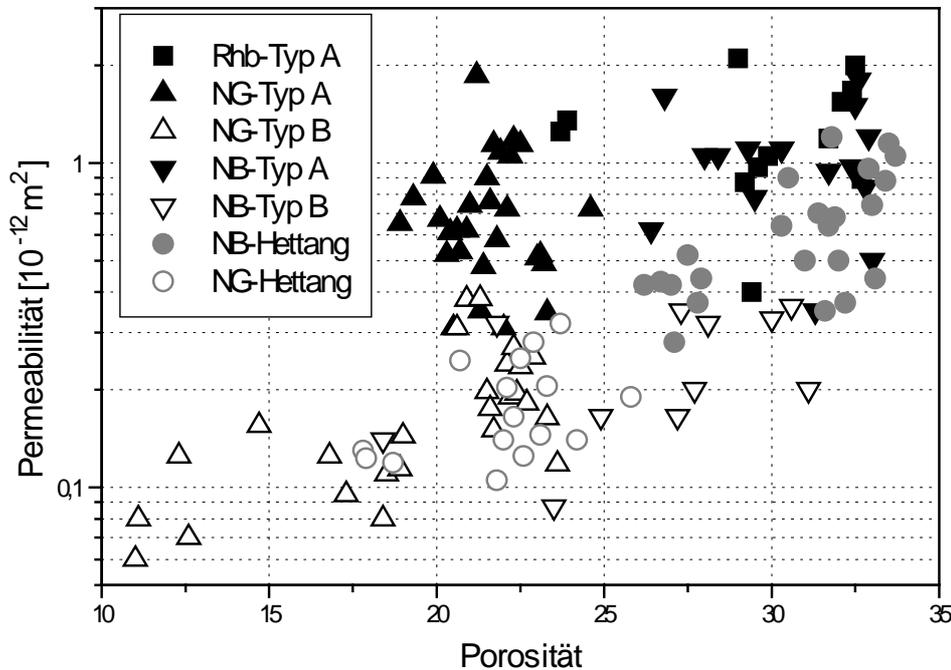


Abbildung 3-5: Gegenüberstellung von Porosität und Permeabilität für Sandsteine des Lias und Keuper der Bohrungslokationen Neubrandenburg (NB), Neustadt-Glewe (NG) und Rheinsberg (Daten aus GTN-Abschlußberichten der Bohrungen Neustadt-Glewe und Neubrandenburg sowie aus ergänzenden GFZ-Untersuchungen).

Da die speichergeologische Qualität eines Sandsteins durch die Anteile der beteiligten *Korngrößen* beeinflusst wird, werden diese bei gering verfestigten Speichergesteinen mittels Siebanalyse und bei stärker diagenetisch verfestigten Gesteinen mittels mikroskopischer Bildanalyse bestimmt und anhand von Histogrammen, Verteilungs- bzw. Summenkurven dargestellt. Hochporöse, gut permeable Porenspeicher zeichnen sich durch eine gute Sortierung und geringe Feinstanteile (Korngröße < 0,063 mm) aus.

Licht- und elektronenmikroskopische sowie bildanalytische Untersuchungen an Dünnschliffen und anderen Spezialpräparaten liefern neben ergänzenden Aussagen zur Korngestalt, Rundung, Oberflächenbeschaffenheit und Orientierung der detritischen Körner vor allem Informationen zur *Porenraumstruktur*, zum *Mineralbestand*, zur *Materialherkunft* und zur *diagenetischen Überprägung* der Sandsteine (Abbildung 3-7, Tafeln 3/1-5).

Obwohl die diagenetische Geschichte der als Geothermiespeicher in Frage kommenden Sandsteine regional sehr unterschiedlich ist, lassen sich folgende überregionale Prozesse mit Bedeutung für die geothermische Nutzung herausstellen:

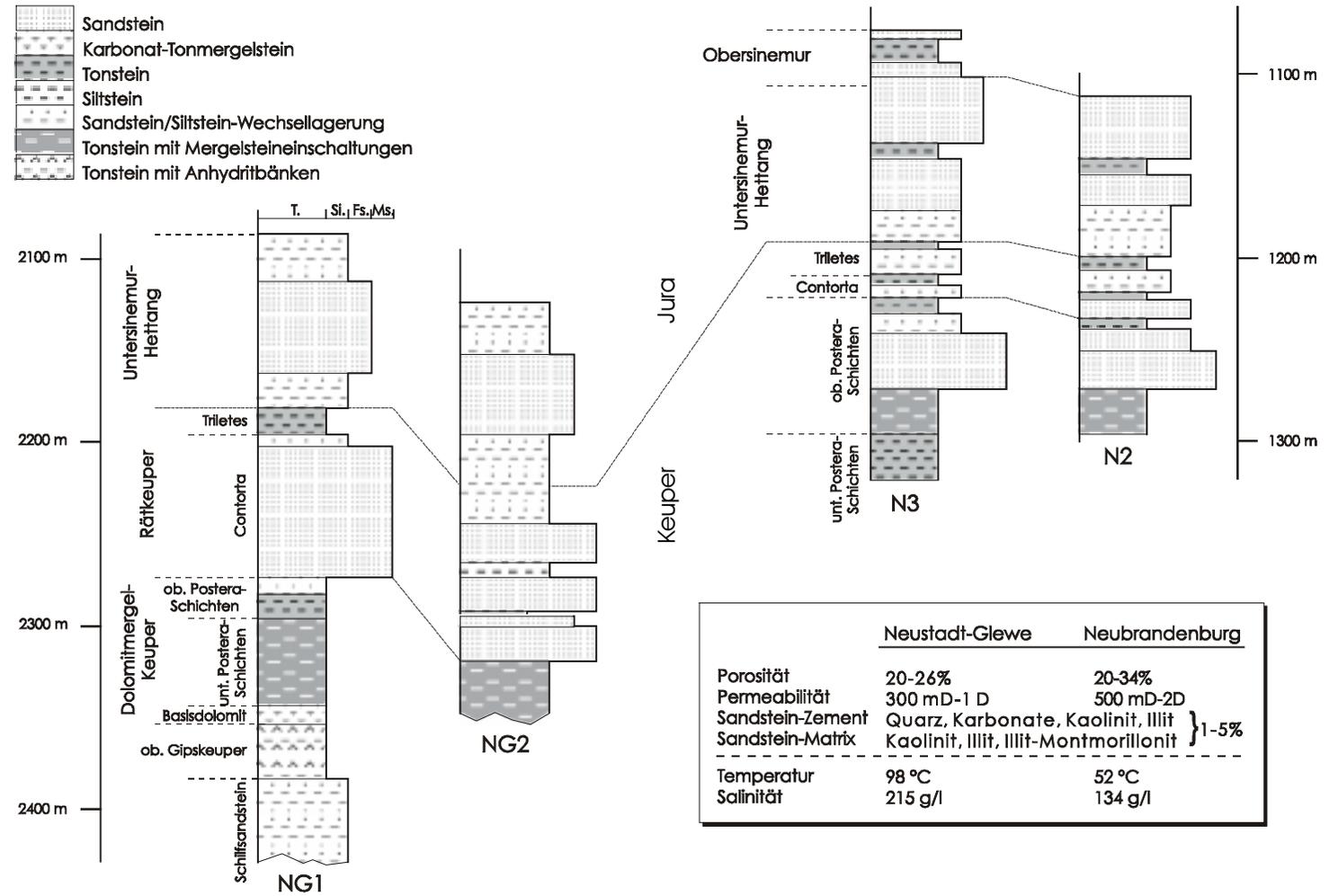
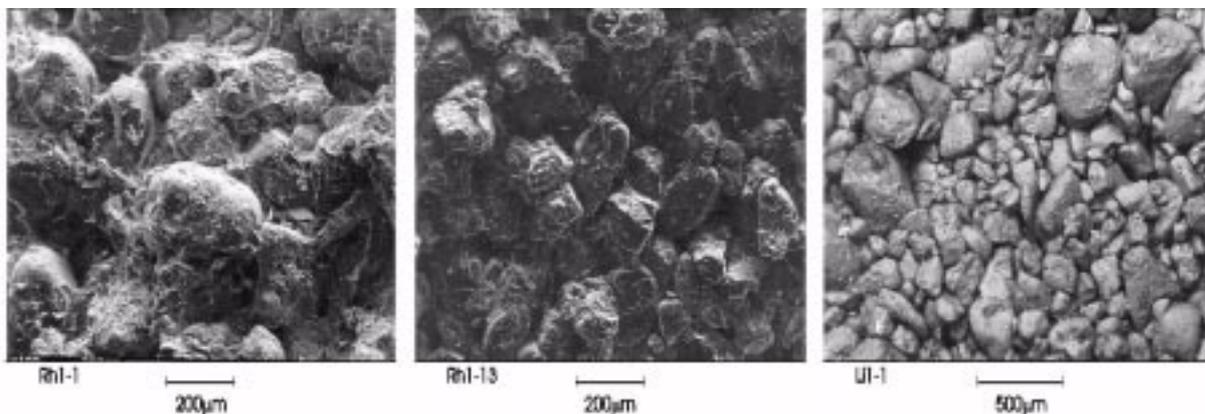


Abbildung 3-6: Ausbildung der Speicherhorizonte an den Standorten der geothermischen Heizzentralen von Neustadt-Glewe und Neubrandenburg.

- unterschiedlich starke frühdiagenetische Zementation vorwiegend mit Karbonaten und Anhydrit
- synsedimentäre bis frühdiagenetische Bildung von unterschiedlichen Fe-Phasen (Pyrit, Hämatit.)
- unterschiedlich starke Kaolinit-, Illit (Illit/Smektit)- und Chlorit-Authigenese
- Verdrängung und Umwandlung von Feldspat und instabilen Gesteinsbruchstücken
- Zunahme des Quarzzementgehaltes mit steigender Temperatur und Tiefe (teilweise mit mehreren Quarzgenerationen)
- spezielle diagenetische Reaktionen im direkten Einflußbereich von Salzstrukturen.

Bisher in Norddeutschland genutzte Sandsteine bestehen bis zu 95% aus Quarz. Als weitere Bestandteile sind mit wechselnden Gehalten Kalifeldspäte (2-10%), Plagioklase (1-5%) und Schichtsilikate ($\leq 5\%$, zumeist Illit, Illit-Smektit-Wechselagerungen, Kaolinit und Chlorit) vorhanden. Die Anteile karbonatischer und sulfatischer Zemente (Siderit, Dolomit, Kalzit, Anhydrit) liegen ebenfalls überwiegend unter 5% (s. Tabellen im Teil B) Erhöhte Anteile dieser Zemente sind zumeist auf spezielle frühdiagenetische und/oder salinartektonische Prozesse zurückzuführen. Für die Abschätzung des möglichen Einflusses der Salinartektonik auf die Zementation von Sandsteinen in der näheren Umgebung von Salzstöcken ist die Kenntnis der Entwicklungsgeschichte der entsprechenden Salzstruktur von entscheidender Bedeutung. Obwohl steigende Zementgehalte im allgemeinen die Reservoireigenschaften verschlechtern, können z. B. geringe Anteile von Quarzzement diese auch positiv beeinflussen, indem sie die Standfestigkeit des Speichers erhöhen (s. z. B. Tafel 3-5).



	Rh 1-1	Rh 1-13	Li 1
Flächenporosität	0,129	0,287	0,189
mittlerer Korndurchmesser	78,7 µm	74,9 µm	127,5 µm
aspect ratio (d_{\max} / d_{\min})	1,47	1,32	1,13
Porosität (Hg)	0,198	0,28	0,177
Porosität (Tränkungsmethode)	0,22	0,317	0,197
mittlerer Porendurchmesser	8,4 µm	11,3 µm	6,7 µm

Abbildung 3-7: Sandsteine mit verschiedenen Korngrößenspektren und unterschiedlicher Porenraumbildung (Untersuchungsmethoden: Bildanalyse, Hg-Porosimetrie, Porositätsbestimmung nach Archimedischer Methode. Proben: Rh 1-1: Hettang, Bohrung Rheinsberg 1-Teufe: 1513,7m; Rh 1-13: Oberer Keuper, Bohrung Rheinsberg 1-Teufe: 1606,5m; Li 1: Kambrium, Geothermiebohrung an der Ostseeküste Litauens: Teufe ca. 1950 m).

Die durch hohe Permeabilitäten charakterisierten hydrogeothermalen Sandsteinspeicher (siehe z. B. Rh 1-13 der Abbildung 3-7) weisen überwiegend hohe Großporenanteile, große Porenradienmedianwerte und sehr gute Porenradiensortierungen auf. Entsprechende Informationen über die Porenraumstruktur der Speichergesteine werden durch Gasadsorptionsverfahren und Hg-Porosimetrie geliefert.

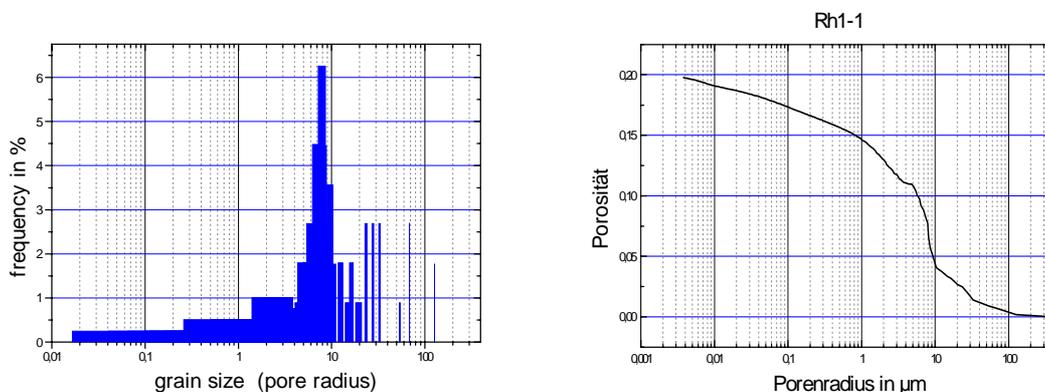


Abbildung 3-8: Mittels Hg-Porosimetrie bestimmte Porenradienverteilungen für die Probe Rh 1-1 der Abbildung 3-7.

Für die geothermische Nutzung der Porenspeicher ist auch die Kenntnis der Größe ihrer inneren Oberfläche von Bedeutung (s. Tabellen im Teil B), da vor allem Wechselwirkungen von Gesteinsmatrix und Porenfluid, wie sie z. B. bei der Reinjektion von Thermalwässern möglich sind, an dieser Grenzfläche ablaufen. Unter dem Gesamtbegriff „spezifische innere Oberfläche“ werden verschiedene normierte Größen der inneren Oberfläche zusammengefasst (z.B. S_m -bezogen auf Masse des trockenen Gesteins, S_{por} -bezogen auf das Porenvolumen). Bei der Bestimmung der inneren Oberfläche unterscheidet man zwischen auf der Basis einer oberflächenproportionalen Adsorption von Gasen, Flüssigkeiten und Farbstoffen beruhenden physikalischen Methoden [s. Schopper, 1982] und modellgestützten Berechnungen, die sich auf optischen Untersuchungen bzw. analysierte Korn- bzw. Porenradienverteilungen stützen. Die spezifische Oberfläche der Sandsteine ist vor allem durch deren Korngrößen und die entsprechenden Kornformen sowie durch den Anteil an Schichtsilikaten und verschiedenen Hydroxiden (z.B. Fe- und Al-Hydroxide, s. Tabelle 3-1) bestimmt.

	Ungefähre Oberfläche [m ² /kg]	ungefähre KAK [mol _c /kg]	ungefähre Dichte der Oberflächenladung [µmol _c /m ²]	vorherrschende negative Ladung
Kaolinit	(1-2) x 10 ⁴	0,02 - 0,06	1 – 6	pH-abhängig
Illit	1 x 10 ⁵	0,3	3	permanent
Smectite	8 x 10 ⁵	1,0	1	permanent
Vermiculit	8 x 10 ⁵	1,4	2	permanent
Fe- und Al-Hydroxide	3 x 10 ⁴	0,005	0,2	pH-abhängig

Tabelle 3-1: Oberflächeneigenschaften von Sandsteinkomponenten [aus Wild, 1995, S. 79 - KAK = Kationenaustauschkapazität bei pH 7].

Ein Vergleich der mit den verschiedenen Methoden gemessenen Größen liefert weitere Informationen über die Struktur des Porenraumes. So werden z. B. bei der Bestimmung der mittleren Porenradien die Ergebnisse der mikroskopischen bzw. bildanalytischen Untersuchungen hauptsächlich von den größeren Porenradien („Porenbäuche“) bestimmt, was somit zu höchsten Werten für die mikroskopisch analysierten mittleren Porenradien führt. In den Meßwerte der Hg- Porosimetrie kommen im Gegensatz dazu vor allem die, für die Transporteigenschaften der Reservoirgesteine bedeutenden, verengten Porenbereiche („Porenhäule“) zum Ausdruck. Das Verhältnis der Radien der Porenbäuche und Porenhäule liefert ein Maß für die Konstriktivität des Porenraumes.

Hydraulische und *elektrische Eigenschaften* der Sandstein-Porenspeicher sind über die Struktur des Porenraumes miteinander verknüpft. Die für die Transportprozesse wirksame Porenquerschnittsfläche geht linear in die elektrische Leitfähigkeit und quadratisch in die hydraulische Permeabilität ein. Aus den elektrischen Eigenschaften lassen sich somit wie auch aus den hydraulischen Eigenschaften Informationen über den für die Transportprozesse wirksamen Porenradius gewinnen. In Abbildung 3-9 ist der für die folgenden Untersuchungen verwendete Meßplatz zur Bestimmung der hydraulischen und elektrischen Gesteinseigenschaften schematisch dargestellt. Der Formationswiderstandsfaktor F des Gesteins berechnet sich mittels des bekannten Widerstandes des die Probe sättigenden Fluids (ρ_w) und des experimentell bestimmten spezifischen Widerstandes des gesättigten Gesteins (ρ_0) als $F = \rho_0 / \rho_w$. Die Beziehung dieses Formationswiderstandsfaktors zur Porosität kommt in der ersten Archie Gleichung: $F = 1 / \phi^m$ zum Ausdruck. Dabei stellt der auch als „Zementations-Exponent“ bezeichnete Exponent m eine empirische Größe dar. Für Sandsteine liegen die m -Werte zwischen 1,3 für unverfestigte Sande und 2,0 bis 2,2 für sehr stark zementierte Sandsteine.

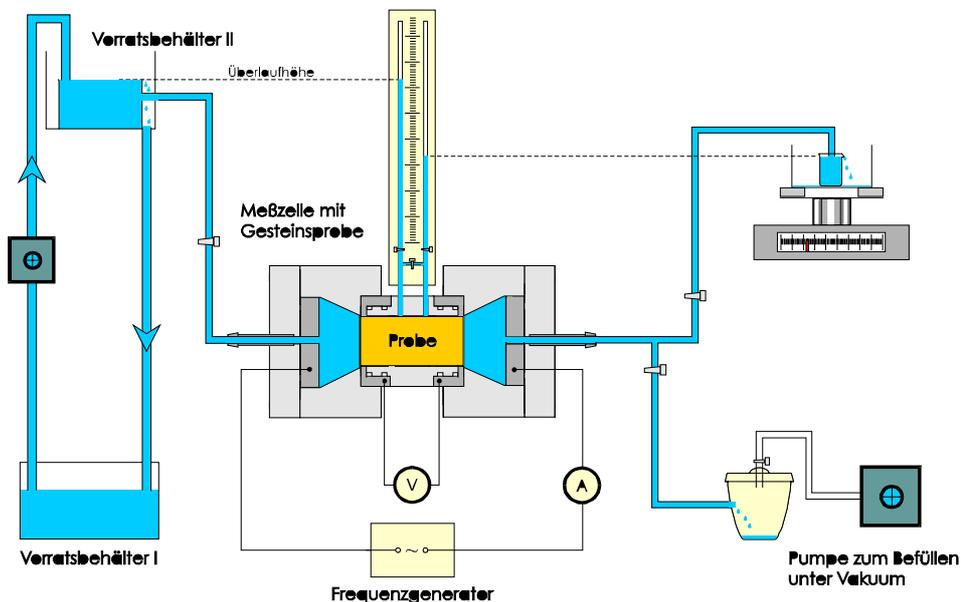


Abbildung 3-9: Meßplatz zur Bestimmung der hydraulischen und elektrischen Gesteinseigenschaften.

Für poröse Medien mit nahezu gleichem Korngrößenspektrum besteht ein Zusammenhang zwischen elektrischem Formationswiderstandsfaktor und hydraulischer Permeabilität. In Abbildung 3-10 kommt diese Beziehung für künstlich hergestellte Salzproben deutlich zum Ausdruck. Da das Korngrößenspektrum und der Grad der diagenetischen Beanspruchung von Sandsteinen sehr stark variieren, wird ein ähnlicher Zusammenhang für diese klastischen Ge-

steine durch mehrere weitere Einflußgrößen verdeckt und nur dann deutlich, wenn die Relation Permeabilität/Formationsfaktor über mehrere Größenordnungen betrachtet wird. Im Diagramm sind deshalb neben den entsprechenden Meßwerten der Speichersandsteine der Geothermie-Bohrung Rheinsberg 1, sowohl Daten von Kreide-Sandsteinen aus dem Elbsandsteingebirge, als auch Daten stärker diagenetisch beanspruchte Sandsteine aus dem Norddeutschen und dem Pariser Becken (Kulenkampff, 1994; Spangenberg et al., 1996-1997) dargestellt.

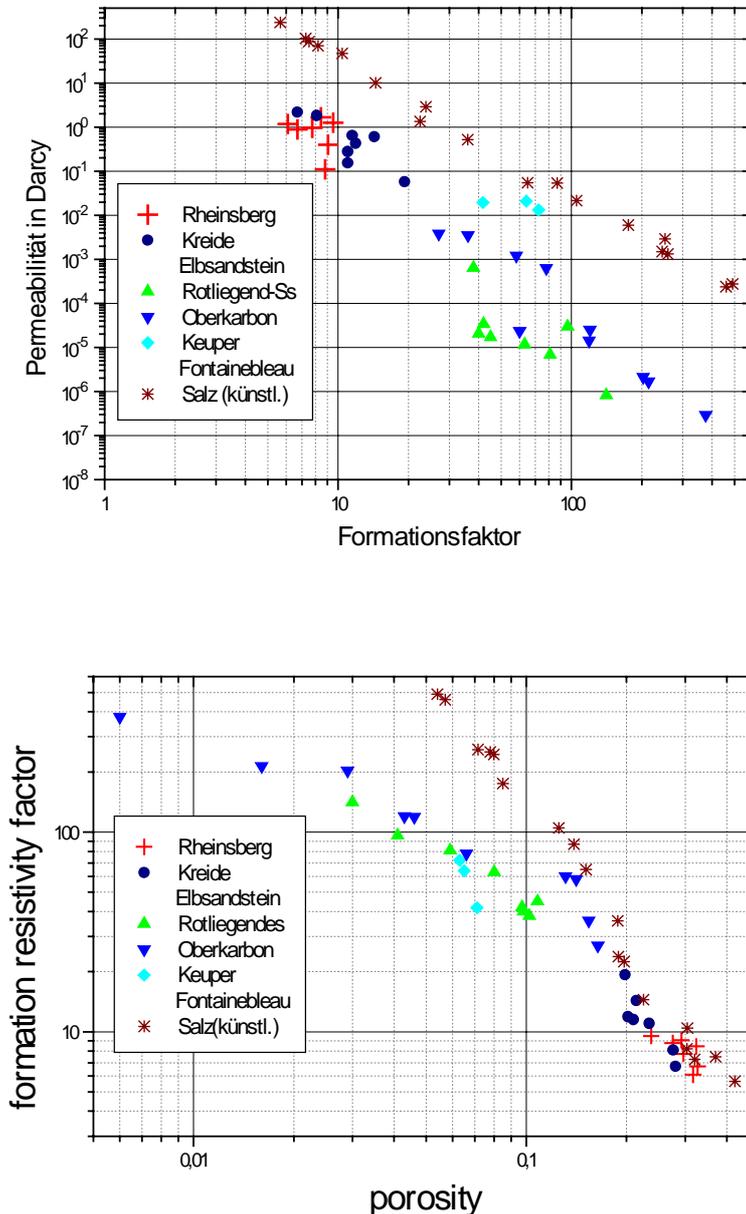
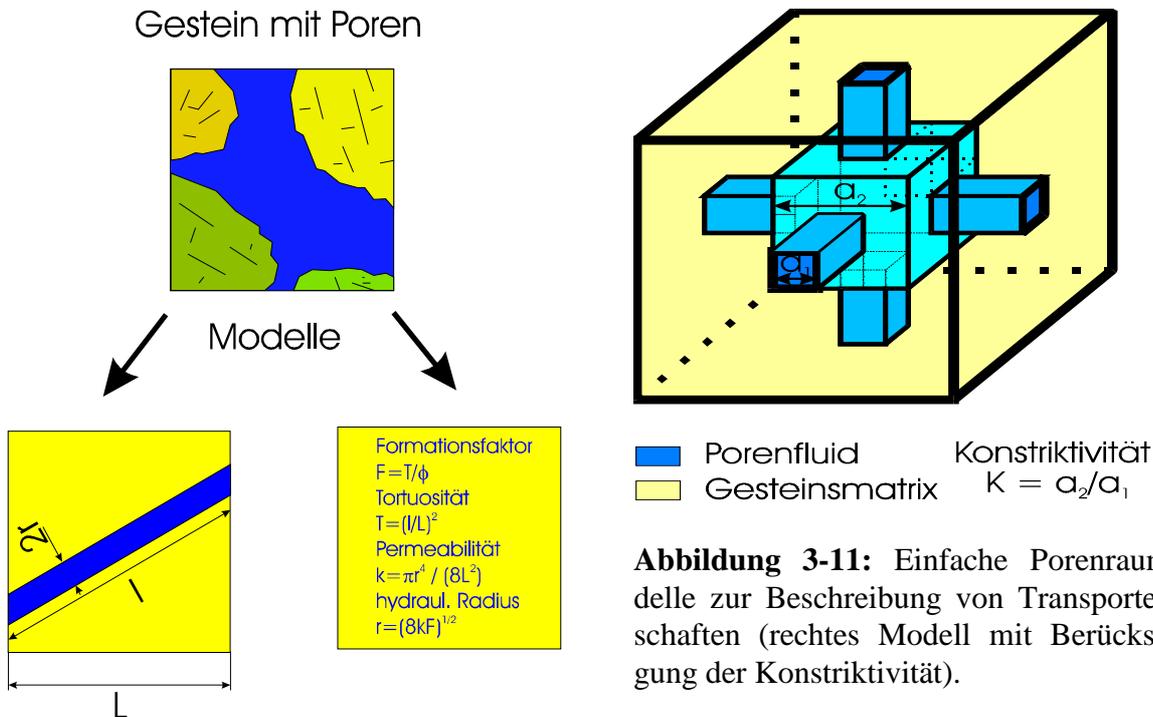


Abbildung 3-10: Beziehung zwischen Formationswiderstandsfaktor und Porosität bzw. Permeabilität für ausgewählte Sandsteine.

Aus Abbildung 3-10 wird ersichtlich, daß die durch hohe Porositäten und Permeabilitäten charakterisierten Speichersandsteine der Bohrung Rheinsberg 1 die niedrigsten Formationsfaktoren und somit auch niedrige „Zementationsexponenten“ aufweisen. Diese Sandsteine stellen von ihren Speichereigenschaften her, sehr gute hydrogeothermale Reservoirs dar. Ihr niedriger Zementationsexponent weist auf ihren geringen diagenetischen Verfestigungsgrad hin.

Aus der Permeabilität und dem Formationswiderstandsfaktor läßt sich der effektive hydraulische Radius $r = \sqrt{8kF}$ ableiten. Bei den untersuchten Sandsteinen aus Norddeutschland steigt mit zunehmendem Produkt aus Formationswiderstandsfaktor und Porosität (Tortuosität) das Verhältnis von mikroskopisch bestimmten mittleren Porenradius und effektivem hydraulischen Radius systematisch an. Dies bedeutet, daß die aus dem Kapillarmodell (Abbildung 3-11 links) resultierenden höheren Tortuositäten (starke Gewundenheit der Transportbahnen) vor allem auf einer Zunahme des Verhältnisses von Porenbäuchen zu Porenhälsen (Einschnürungen der Transportkanäle = Konstriktivität) beruhen. Einschnürungen der Porenkanäle führen bei hydraulischen Strömungen zu Geschwindigkeitsänderungen entlang der Transportbahn. Solche Geschwindigkeitsänderungen sind mit einer Änderung der Transportenergie, des Strömungspotentials und damit dem Absorptionsvermögen der inneren Oberflächen verbunden. Diese Erscheinungen sind insbesondere bei der Reinjektion von Wässern zu beachten, da bei Sandsteinen mit starken Konstriktivitäten der Strömungskanäle z. B. bevorzugt Filtrationserscheinungen auftreten können. Weitere Aussagen zur Struktur des Porenraumes werden mit Hilfe einfacher Modelle (Abbildung 3-11) aus den experimentell bestimmten Transporteigenschaften abgeleitet.



Im linken Diagramm der Abbildung 3-12 ist der Zusammenhang zwischen Konstriktivität und dem Produkt aus Porosität und Formationsfaktor für die aus der Bohrung Rheinsberg 1 untersuchten Sandsteinproben dargestellt. Das rechte Diagramm der Abbildung 3-12 zeigt den Zusammenhang zwischen F und dem reziproken Wert der Porosität für den gleichen Probensatz und die mit dem Modell der Abbildung 3-11 berechnete Beziehung für die Konstriktivitäten $K=1$ und $K=3$.

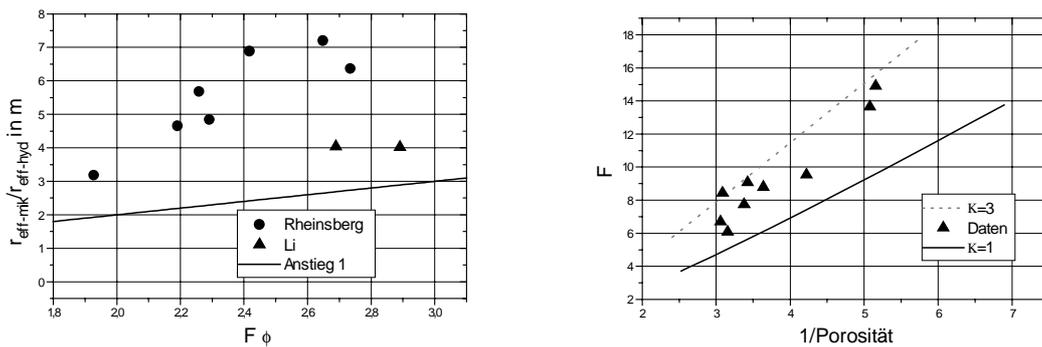


Abbildung 3-12: links: Darstellung des Verhältnisses von mikroskopisch bestimmten mittlerem Porenradius und effektivem hydraulischen Radius über dem Produkt aus Porosität und Formationswiderstandsfaktor; rechts: Vergleich von Modell und experimentell ermittelten Daten.

Ein nicht zu unterschätzender Faktor für die Bewertung der Eigenschaften eines Porenspeichers ist sein *Schichtgefüge*. In Sandsteinen treten sehr unterschiedliche Schichtungstypen auf (Horizontal -, Schräg -, Linsen- oder Flaserschichtung), die Auswirkungen auf die Speichereigenschaften besitzen, ohne daß ihre Einflüsse mit hinreichender Sicherheit quantifiziert werden können. In jedem Fall ist zu beachten, daß die Transporteigenschaften in geschichteten Sandsteinen deutliche Richtungsabhängigkeit (Anisotropie) aufweisen. Insbesondere die Permeabilität senkrecht zur Schichtung ist erheblich reduziert. Nur in richtungslos körnigen, ungeschichteten Sandsteinen ist die Anisotropie meist vernachlässigbar.

Neben den bisher erwähnten Merkmalen ist die *Nettomächtigkeit* der Nutzhorizonte von entscheidender Bedeutung. Nettomächtigkeit ist derjenige Anteil eines Nutzhorizontes, der die geforderten Reservoireigenschaften aufweist und daher in Abhängigkeit von der konkreten technologischen Situation in der Bohrung (Installation) tatsächlich hydrodynamisch genutzt werden kann. Siltig-tonige Zwischenmittel oder Bereiche starker Porenzementation tragen somit nicht dazu bei. Die Nettomächtigkeit wird anhand der petrographisch-petrophysikalischen Analysen und der Testergebnisse (Zuflußprofilierung) bestimmt. Sie ist einerseits insbesondere unter dem Aspekt der erforderlichen Volumenströme ein entscheidendes Kriterium und andererseits auch in fördertechnischer Hinsicht von großer Bedeutung, da z. B. der bei bindemittelarmen und gering verfestigten Sandsteinen mit hoher Porosität und Permeabilität notwendige Filtereinbau das Überschreiten zulässiger Anströmgeschwindigkeiten verbietet.

Auch die Ausbildung der an die Speichergesteine angrenzenden zumeist siltig-tonigen Nebengesteine besitzt Bedeutung für die Erdwärmenutzung. Die folgenden drei Gesichtspunkte sind besonders hervorzuheben:

- Beeinflussung der chemischen Zusammensetzung der Thermalwässer durch Wechselwirkungen zwischen Fluid und Nebengestein.
- Transporteigenschaften der Nebengesteine, diese sind insbesondere für die Beurteilung der Strömungsprozesse (abdeckende Wirkung siltig-toniger Gesteine, Verbindung zwischen Aquiferen) von Bedeutung.
- Gasfreisetzung, besonders bedeutend bei C_{org} -reichen Nebengesteinen; wie aus Abbildung 3-13 hervorgeht, ist das Gasbildungspotential dieser Nebengesteine hauptsächlich bei Geothermieprojekten in Tiefenbereichen von ≥ 2 km in Betracht zu ziehen.

Hauptsächlich aus diesen Gründen sind Betrachtungen zu den Nebengesteinen mit in die Bewertung der Nutzung hydrogeothermaler Ressourcen einzubeziehen.

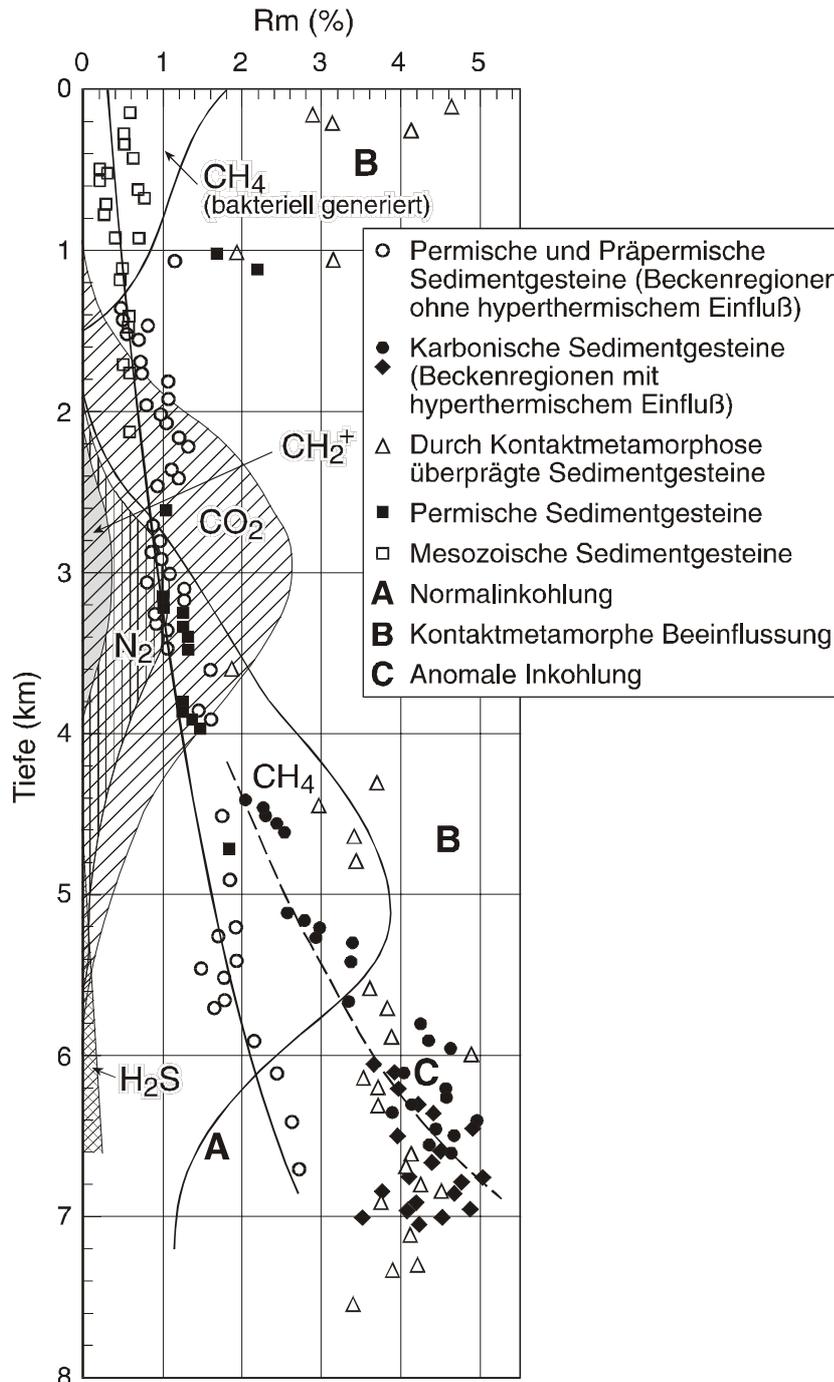


Abbildung 3-13: Beziehung zwischen Inkohlungsgrad und Gasbildungspotential C_{org}-reicher Sedimentgesteine im Norddeutschen Becken (unter Verwendung von Daten aus: Hunt, 1979; Franks and Forester, 1984; Robert, 1988; Hoth, 1997 – Gasbildungspotential auf Inkohlungs-trend A = Normalinkohlung bezogen)

Zusammenfassend ist festzustellen, daß eine möglichst umfassende Charakterisierung der Sandsteinspeicher eine wesentliche Grundlage der hydrogeothermalen Erdwärmennutzung in Norddeutschland darstellt. Dies schließt die genaue Analyse der Porenraumstruktur ein, da diese wichtige Hinweise für die technische Auslegung der Förder- und Injektionsbohrungen und des entsprechenden Betriebsregimes liefern kann. Als geeignete hydrogeothermale Speicher kommen diagenetisch nur gering bis schwach überprägte, matrixarme Sandsteine in Frage.

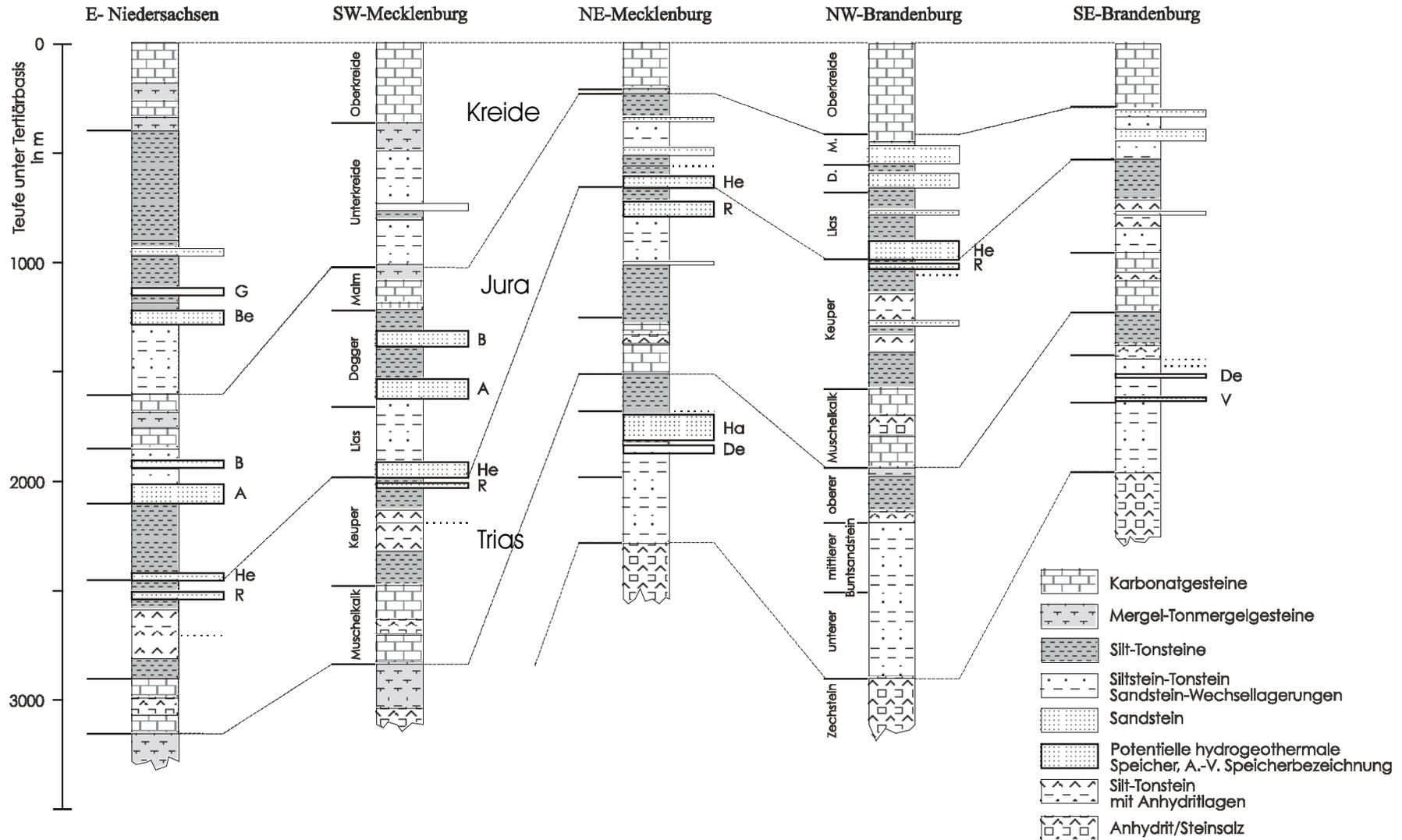
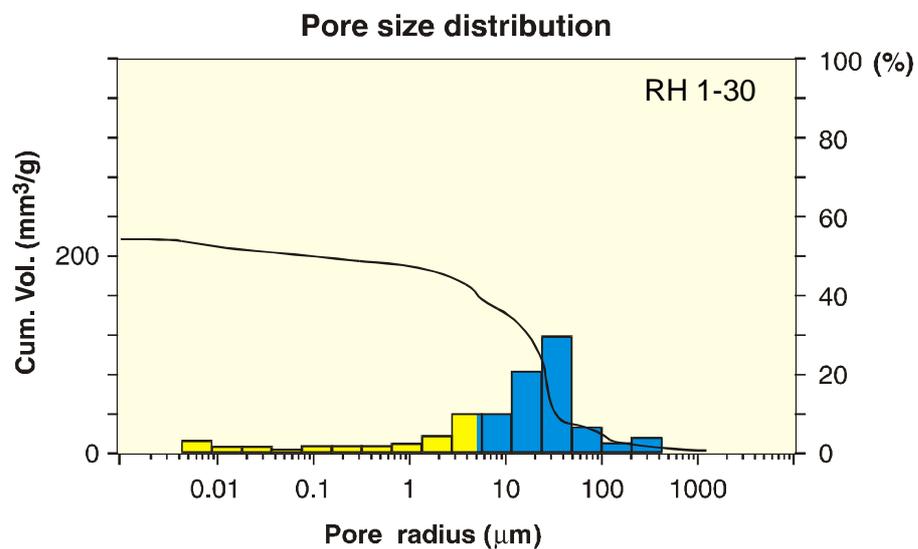
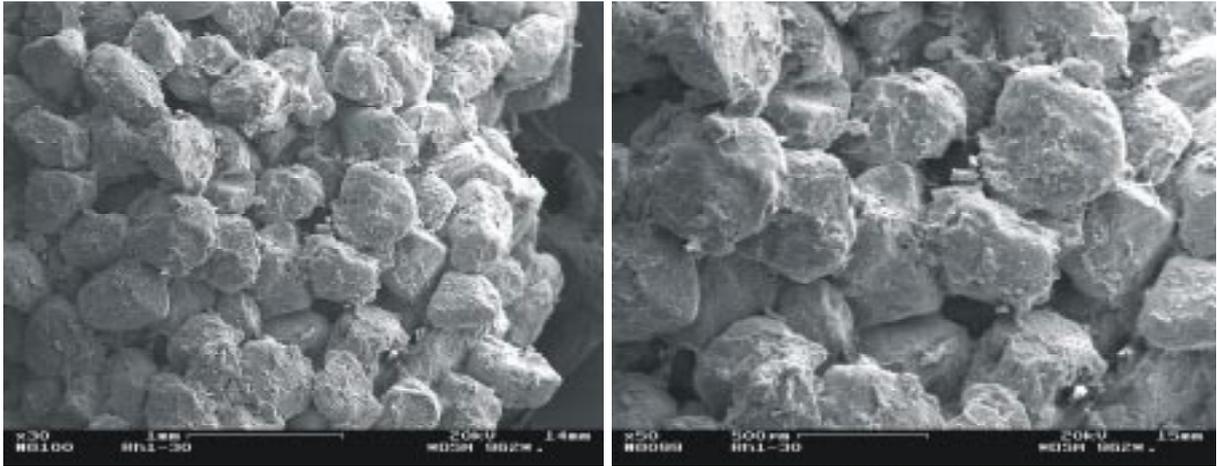


Abbildung 3-14: Lage wichtiger hydrogeothermaler Speicherhorizonte im Norddeutschen Becken (in Anlehnung an Autorenkollektiv 1984).
 Abkürzungen der bezeichneten Sandsteinspeicher: Be = Bentheimer Sdst., G = Gildehäuser Sdst., B = Sdst. des Bath-Bajoc, A = Sdst. des Aalen, He = Sdst. des Hettang, R = Sdst. des Rhät, Ha = Hardeggen Sdst., De = Detfurth Sdst., V = Volpriehausen Sdst.

Diese müssen hohe Porositäten und Permeabilitäten sowie niedrige Formationswiderstandsfaktoren und geringe Konstriktivitäten aufweisen. Sandsteine, die diese Anforderungen erfüllen, treten im Norddeutschen Becken bis zu maximalen Tiefen von 2500 bis 3000 Metern auf. Abbildung 3-14 zeigt die Lage dieser potentiellen hydrogeothermalen Speicher innerhalb verschiedener Standardprofile des Norddeutschen Beckens. Daraus ist ersichtlich, daß die für die hydrogeothermale Erdwärmennutzung in Betracht kommenden Reservoirs vor allem im Oberen Keuper, im Lias und Dogger sowie in der Unterkreide auftreten. Während in den Beckenrandregionen auch Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins von Interesse sein können, stehen im Westen Niedersachsens im wesentlichen nur Sandsteine der Kreide für eine geothermische Nutzung zur Verfügung [Haenel und Staroste, 1988]. Außerdem sind im gesamten Westteil des Norddeutschen Beckens größere Regionen wegen der teilweise aus den gleichen Speichern erfolgenden Erdöl-(Erdgas)-Förderung von einer derzeitigen geothermischen Nutzung weitgehend ausgeschlossen. Eine Nachnutzung erschöpfter Lagerstätten wäre bei vorhandenem Abnehmerpotential zumindest denkbar.

Obwohl somit die generelle stratigraphische Position und die regionale Verbreitung der in Frage kommenden Sandsteine bekannt und die an sie zu stellenden Anforderungen klar umrissen sind, bedarf die Einschätzung des hydrogeothermalen Potentials einer Lokation ohne vorhandenen Bohraufschluß zusätzlicher detaillierter regionaler bis lokaler Analysen. Dabei stehen Rückschlüsse bzw. Vorhersagen zur Existenz von nutzbaren Sandsteinhorizonten im Vordergrund. Die regionale Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen und entsprechende Sedimentations- und Diagenesemodelle für die potentiellen Speicher sind aus diesem Grund für die Bewertung des hydrogeothermalen Potentials von Beckenregionen unverzichtbar.



Kurzbeschreibung: mittelkörniger Quarzsandstein, sehr geringe Matrix- und Zementgehalte, hoher Anteil an Makroporen (blau dargestellt)

Bohrung: Rheinsberg 1

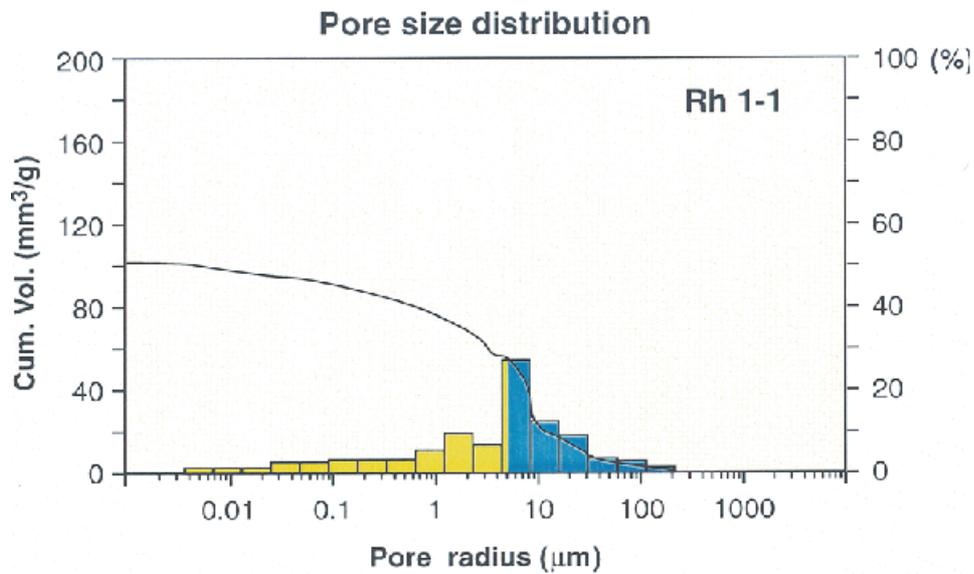
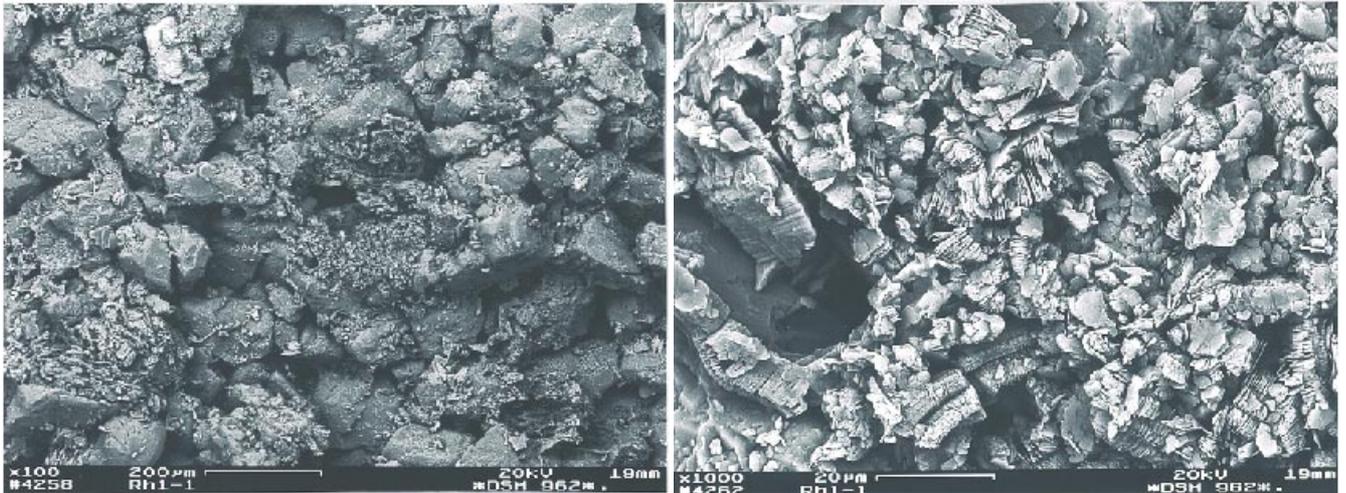
Teufe: ca. 1694 m

Stratigraphie: Trias - Keuper - Rhät - Contorta Schichten

Porosität: 31,5 %

Permeabilität: $1,6 \times 10^{-12} \text{ m}^2$

Tafel 3-1: Abbildung des Porenraumes und der Porenradienverteilung für einen Sandsteinspeicher der Bohrung Rheinsberg 1 mit sehr guter Eignung für die hydrothermale Erdwärmenutzung.



Kurzbeschreibung: Fein-mittelkörniger, feldspat- und matrixführender Sandstein, mit intensiver Kaolinitauthigenese und bedeutendem Anteil an Mikroporen.

Bohrung: Rheinsberg 1

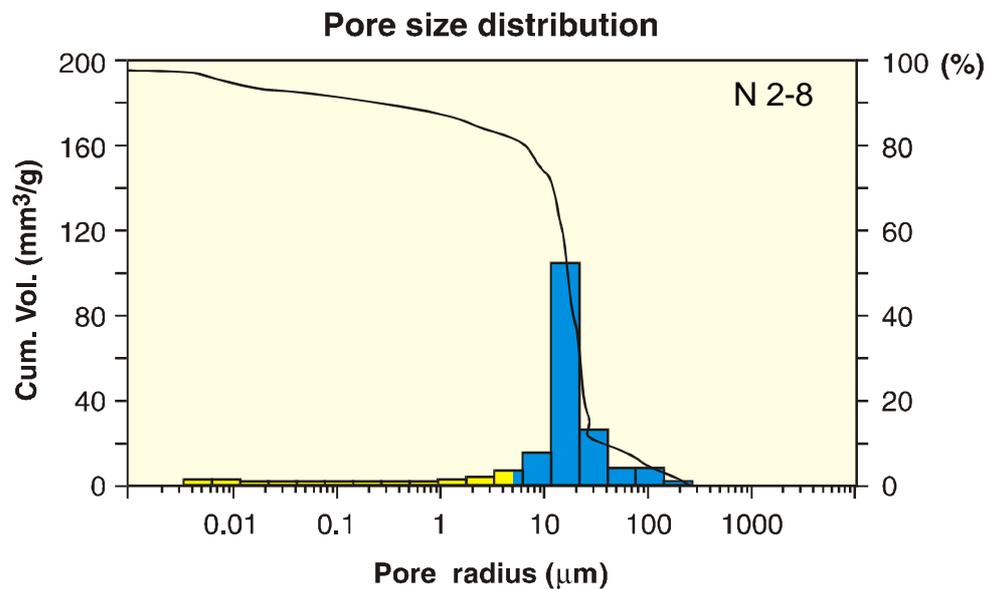
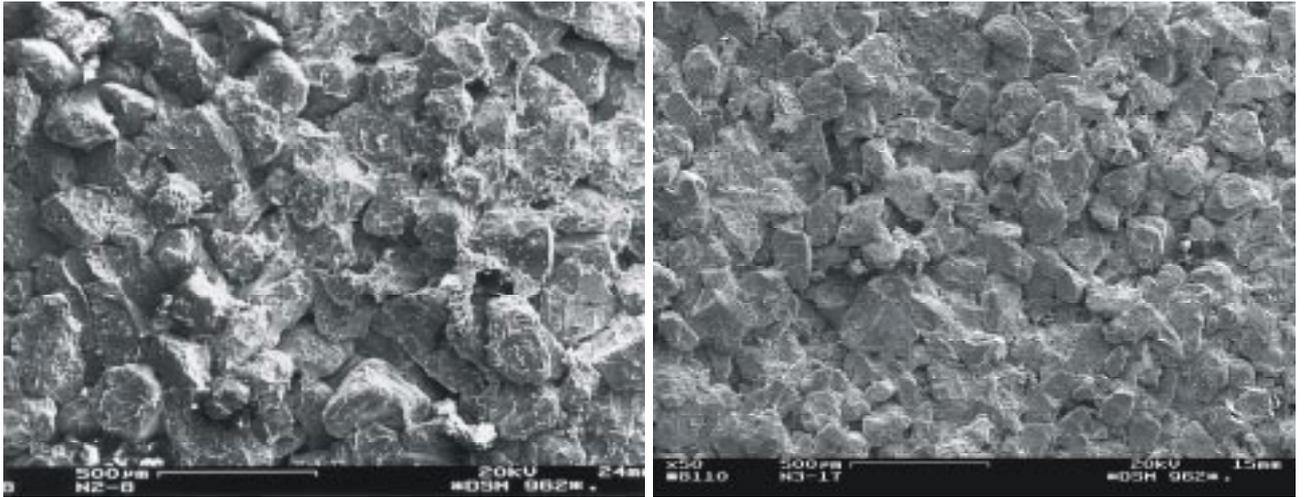
Teufe: ca. 1514 m

Stratigraphie: Jura - Hettang

Porosität: 23,5 %

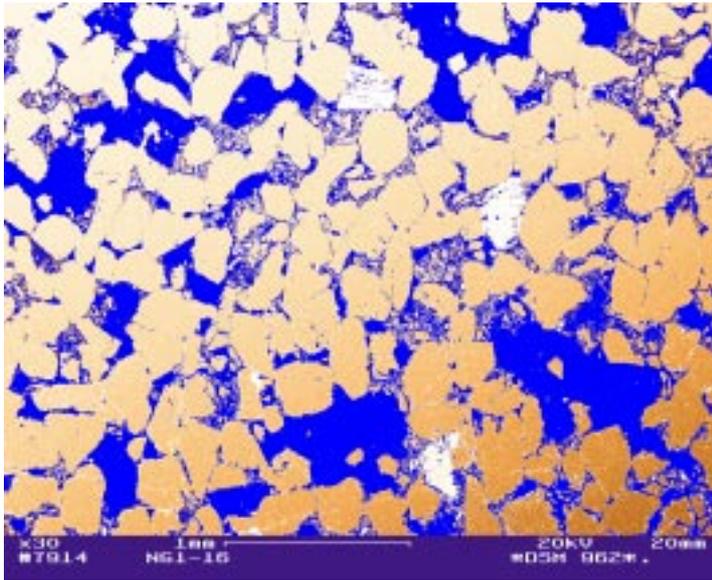
Permeabilität: $0,12 \times 10^{-12} \text{ m}^2$

Tafel 3-2: Abbildung des Porenraumes und der Porenradienverteilung für einen Sandstein der Bohrung Rheinsberg 1, der aufgrund von Matrix- und Zementgehalten die, für die hydrogeothermale Erdwärmenutzung erforderliche, Permeabilitäten nicht erreicht.



Kurzbeschreibung: Fein-mittelkörnige Sandsteine mit geringem Matrixgehalt,
Porenzemente: Quarz und Karbonate,
 sehr hoher Makroporenanteil, sehr gute Porenradiensortierung
Bohrungen: Neubrandenburg 2 und 3
Teufe: 1262 m / 1234 m
Stratigraphie: Trias - Keuper - Dolomitmergelkeuper
 Postera-Schichten
Porosität: 29 - 31 %
Permeabilität: $0,9 - 1,2 \times 10^{-12} \text{ m}^2$

Tafel 3-3: Abbildung des Porenraumes und der Porenradienverteilung der Bohrungen Neubrandenburg 3 und 4 mit guten bis sehr guten Speichereigenschaften.

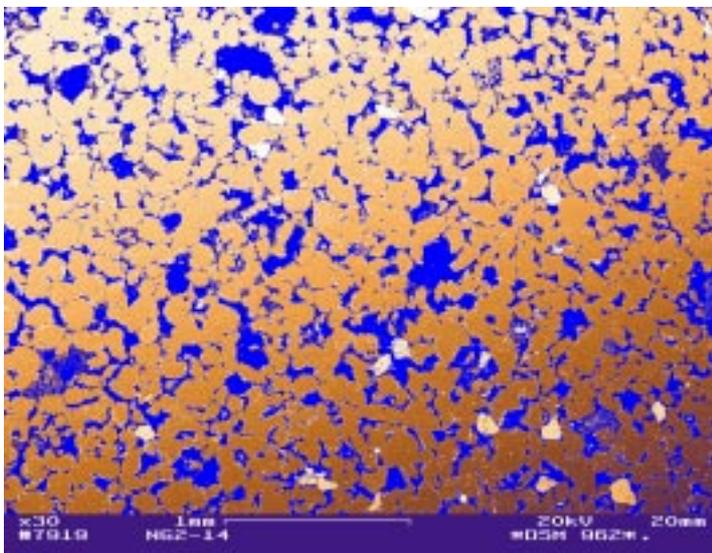


1 A

Mittelkörniger Sandstein der Bohrung Neustadt-Glewe 1, Teufe: 2245m
Stratigraphie: Keuper-Rät-Contorta-Sch.

Quarzsandstein nach der Klassifikation von Pettijohn et al. 1973, Quarzanteil (gelb bis braune Farbtöne) ca. 95%, Nebenbestandteile: Feldspat, Kaolinit, Dolomit, Kalzit, Pyrit

Porosität (Kern): 23%
Permeabilität (Kern): $1,05 \times 10^{-12} \text{ m}^2$

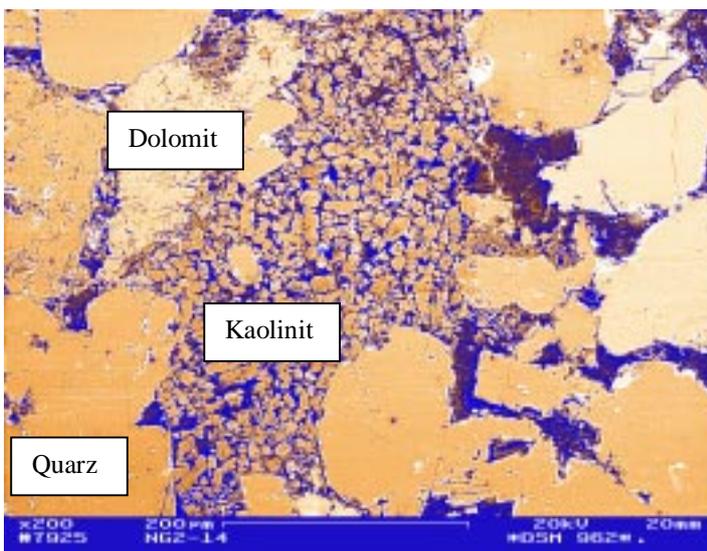


2 B

Fein-mittelkörniger Sandstein der Bohrung Neustadt-Glewe 2, Teufe: ca. 2300.5 m
Stratigraphie: Keuper-Rät-Contorta-Sch.

feldspat- und gesteinsfragmentführender Sandstein nach der Klassifikation von Pettijohn et al. 1973, Quarzanteil ca. 92 %, Nebenbestandteile: Feldspat (ca. 4%), Kaolinit und Illit (ca. 2 %), Dolomit (ca. 1%); Pyrit

Porosität (Kern): 21%
Permeabilität (Kern): $0,320 \times 10^{-12} \text{ m}^2$

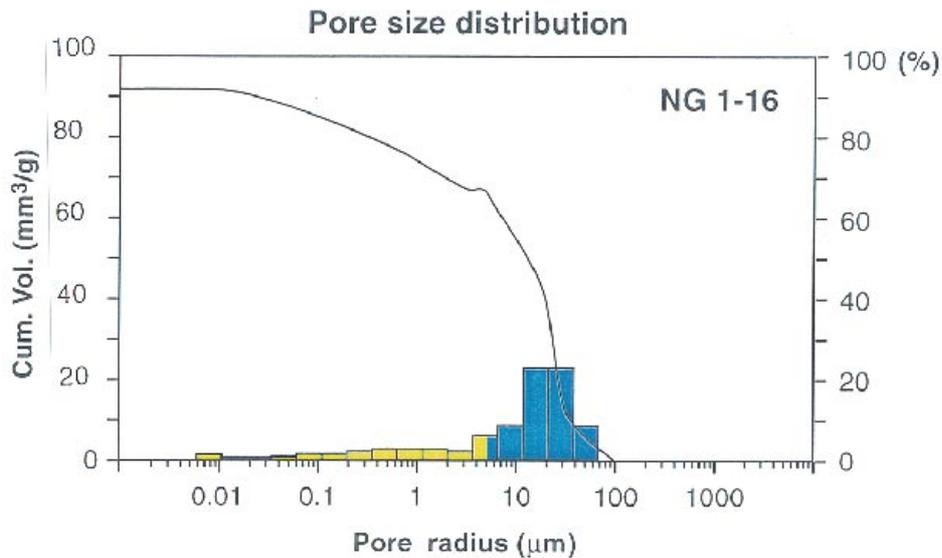
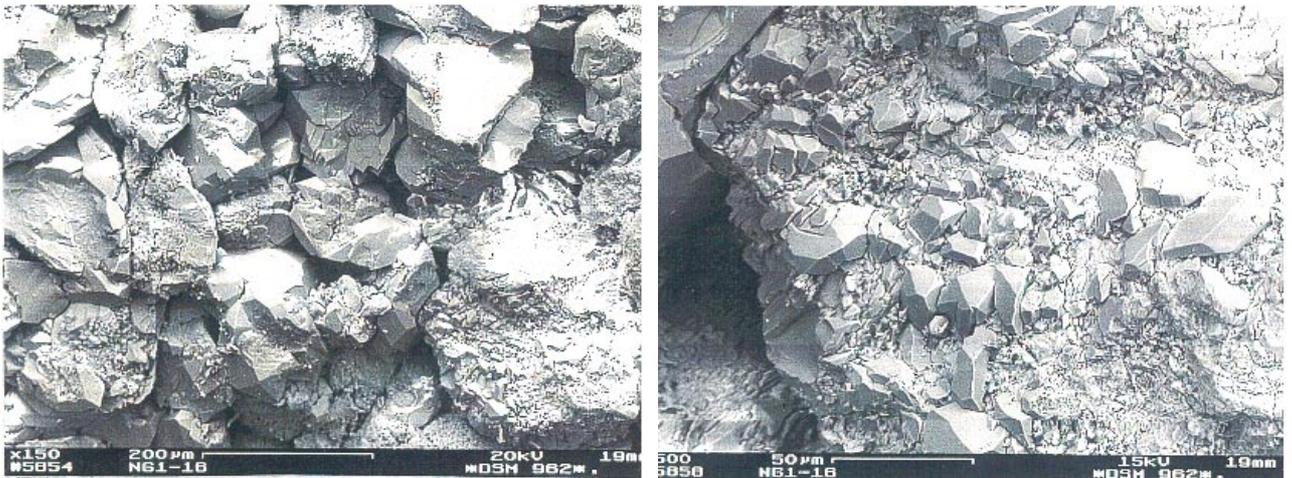


2.1 C

Darstellung eines Bildausschnitts von B

Porenraum des obigen Sandsteins mit authigenem Kaolinit und Dolomitzeiment

Tafel 3-4: Abbildung des Porenraums von Contorta-Sandsteinen der Bohrungen Neustadt-Glewe 1+2 mittels Dünnschliffen; Falschfarbendarstellungen von rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen (Porenraum in blauer Farbe).



Kurzbeschreibung: Mittelkörniger Quarz-Sandstein, sehr reiner Quarzsandstein mit ca. 10 % Quarzzement

Bohrung: Neustadt-Glewe 1

Teufe: 2246 m

Stratigraphie: Trias - Keuper - Rhät
Contorta-Schichten

Porosität: 22 %

Permeabilität: $0,94 - 1,05 \times 10^{-12} \text{ m}^2$

Tafel 3-5: Abbildung des Porenraumes und der Porenradienverteilung für einen Sandstein der Bohrung Neustadt-Glewe 1. Der bedeutende Anteil an Quarzzement bedingt die gute Standfestigkeit des Reservoirs.

3.3 Zur Bedeutung der Tonminerale für die Speichereigenschaften der Sandsteine

Georg Frosch und Egon Althaus

Tonminerale sind Mineralpartikel mit einer Korngröße kleiner als 2 μm . In den geothermisch genutzten Sandsteinspeichern Nordostdeutschlands sind dies überwiegend die blättchenförmig oder stengelig ausgebildeten, wasserhaltigen Alumosilikate Kaolinit, Illit, Smektit und Smektit / Illit - Wechsellagerungen.

Tonminerale in Sandsteinen können während der Sedimentation oder kurz danach eingebracht worden sein. Sie sind dann ein integraler Teil der Gesteinsmatrix. Oder sie haben sich als Folge diagenetischer Prozesse zu einem späteren Zeitpunkt authigen in den Porenräumen gebildet [Wilson und Pittman, 1977].

Letztere sind für die Speichereigenschaften eines Sandsteins von besonderer Bedeutung [King, 1992]. Sie sind nicht dem Gebirgsdruck ausgesetzt und können daher mechanisch mobilisiert werden [Khilar et al., 1985]. Da sie als Präzipitat oder als Reaktionsprodukt einer Ausgangsphase im Porenraum entstanden sind, stehen sie in engstem Kontakt zum Fluid. Ihre oftmals feine Ausbildung führt zu einem großen Oberflächen/Masse- Verhältnis. Dies ist wichtig, da die für die Speichereigenschaften wesentlichen Reaktionen oberflächenabhängig sind [King, 1992].

Die Bildung authigener Tonminerale verändert die Permeabilität eines Sandsteinspeichers. Sie kleiden den Porenraum von den Wänden her rasenartig aus bzw. füllen ihn ganz oder teilweise [Wilson und Pittman, 1977]. Dabei reduzieren sie einerseits die Permeabilität des Speichers durch die Verkleinerung der Porenhäule und durch die zunehmende „Rauhigkeit“ der Porenwände, welche Turbulenzen im Fluid erzeugt [Ives, 1987]. Howard (1992) konnte zeigen, daß Permeabilitätsverringerung überwiegend auf die Verengung der Wegsamkeiten zurückzuführen ist. Andererseits wird aber auch das Porenvolumen der Gesteine und dadurch deren Speicherkapazität für Thermalfluide herabgesetzt.

Bei der Gewinnung niedrigerenergetischer geothermaler Energie wird das System Fluid / Speichergestein verändert. Im Idealfall betrifft dies nur die Temperatur, den Druck und das Fließregime sowie die davon abhängigen Parameter. Diese Bedingungen sind beim ungestörten Betrieb der GHZ Neustadt-Glewe auch gegeben [M. Kühn, mündl. Mitteilung]. Weitergehende Veränderungen z. B. des pH-Wertes oder des Redoxzustandes sind denkbar und für Sonderfälle (z. B. Pumptests) auch dokumentiert [Schulz et al., 1994]. Die Tonminerale des Speichers reagieren auf diese Veränderungen, was zu unterschiedlichen Auswirkungen führen kann. Drei davon seien hier aufgeführt:

1. Freisetzung und Migration von Tonmineralen

Nach Baudracco (1989) ist der permeabilitätsverändernde Einfluß der Tonminerale während der Förderung auf ihre unterschiedliche Anordnung im Porenraum zurückzuführen. Diese ist eine Folge von oberflächenabhängigen Koagulations- bzw. Peptisationsvorgängen. Schädigungen des Speichers treten auf, wenn Tonpartikel durch hydrodynamische Kräfte freigesetzt werden, migrieren und durch einen internen Filterprozeß die Wegsamkeiten verstopfen. Die Filterwirkung wird durch authigene Tonminerale im Porenraum verstärkt. Wichtig für die Beurteilung dieser Vorgänge sind u. a. folgende Größen:

- Art, Eigenschaften, Anordnung und Ausbildung der Tonminerale (z. B. CEC),
- die Salinität und die chemische Zusammensetzung des Fluids,
- der pH-Wert des Fluids,
- die Temperatur.

Die Modellierung dieser Prozesse erfolgt durch Anpassung der Gouy-Chapman-Stern-Theorie [Riepe, 1984; Stumm, 1992] an die Bedingungen der geothermisch genutzten Speicher [Baudracco, 1989]. Oftmals wird das elektrokinetische Potential (Zeta-Potential) als Maß für die Flockungsempfindlichkeit herangezogen.

2. Quellen von Tonmineralen

Quellfähige Tonminerale und solche mit quellfähigen Anteilen in den Wechsellagerungsstrukturen können im Kontakt mit Wasser unterschiedliche Hydratationsstufen einnehmen. Dieses Quellen ist vom Ladungszustand der Tonminerale und von der Art und Konzentration des Elektrolyten abhängig [Jasmund und Lagaly, 1993]. Die Permeabilität des Speichers wird dabei durch Verengung der Wegsamkeiten herabgesetzt [King, 1992]. Kommt es zu einem Quellen bis zur Delamination, werden migrationsfähige Partikel freigesetzt (s. o.). Als quellfähige Phasen wurden in den Speichergesteinen aus den Bohrungen Neubrandenburg, Neustadt-Glewe und Rheinsberg überwiegend Illit / Smektit-Wechsellagerungen mit Smektitanteilen bis zu 60 % identifiziert. Die Gefahr einer drastischen Reduktion der Permeabilität durch solche Migrationsvorgänge ist daher gegeben und muß für den Dauerbetrieb in Betracht gezogen werden.

3. Lösungsvorgänge

Veränderungen des Fluids können die Sättigungsindices bezüglich der Tonminerale verändern. Dies gilt in starkem Maße für pH-Wert Änderungen. Es kann zu Lösungerscheinungen kommen, die die Zusammensetzung des Fluids und die Eigenschaften des Gesteins (z. B. Porosität und Permeabilität) ungünstig beeinflussen.

3.4 Erkundungs- und Untersuchungsumfang für mesozoische Speichergesteine

Herbert Schneider, Geothermie Neubrandenburg GmbH

In Norddeutschland, besonders in den Bundesländern Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg sind die geologischen Voraussetzungen für eine Nutzung des Erdwärmepotentials, gebunden an mineralisierte Tiefenwässer mit einem Wärmeinhalt entsprechend der angetroffenen Schichttemperaturen zwischen 44°C bis 100,5°C gegeben.

Die technologische Machbarkeit ist grundsätzlich durch den Betrieb von geothermischen Heizwerken (Geothermische Heizzentralen - GHZ) in Waren/Müritz (seit 1984), Neubrandenburg (seit 1988), Neustadt-Glewe (seit 1995), der Pilotanlage Prenzlau (1988 bis 1990) sowie durch die Bohr- und Testergebnisse aus inzwischen 31 Geothermie- bzw. Thermalwasser-Tiefbohrungen nachgewiesen.

Mit dem BMFT-unterstützten Forschungsvorhaben "Geowissenschaftliche, geotechnologische und verfahrenstechnische Forschungsarbeiten zur Vervollkommnung des Verfahrens der Nutzung geothermischer Ressourcen im Hinblick auf das Langzeitverhalten" erfolgte u. a. die Analyse und Bewertung mesozoischer Speichergesteine unter faziellen, genetischen und hydrodynamischen Aspekten mit dem Ziel, verbesserte Grundlagen für die Prognose geothermischer Ressourcen in Aquiferen verfügbar zu haben.

Hinsichtlich Verbreitung und Nutzbarkeit wurden die 6 mesozoischen Sandsteinschichten:

- | | |
|----------|---|
| - Dogger | Aalen (Dogger beta) |
| - Lias | Untersinemur-Hettang (Lias alpha) |
| - Keuper | Rätkeuper/Contorta-Schichten (Mittelrät-Hauptsandstein) |

Dolomitmergelkeuper/ Obere Postera-Schichten (Unterrät)
 Schilfsandstein
 - Buntsandstein Detfurth-Sandstein

untersucht. Trotz der wichtigen regionalen Aussagen kann eine ortsdiskrete Prognose der geologisch-geothermischen Verhältnisse mit der erforderlichen Sicherheit nicht vorgenommen werden. Auch für zukünftige Vorhaben ist in der Erkundungs-/ Aufschlußphase ein angemessener geologischer Untersuchungskomplex mit den Bestandteilen

- Bohrkernuntersuchungen,
- geophysikalische Bohrlochmessungen,
- Testarbeiten

unerlässlich. Der Kernuntersuchungskomplex kann nach Untersuchungsart und -umfang präzisiert werden. Unverzichtbar sind Kernuntersuchungen in keinem Fall: Sie ermöglichen die erforderliche Bestimmung der Speichereigenschaften. Die notwendigen Untersuchungen und ihre Einschätzung werden in den Tabellen 3-2 bis 3-4 wiedergegeben.

Die komplexe, regionale und standortbezogene, gesteinsgenetisch sowohl auf die stratigraphische Einheit als auch auf die Speichersandsteine bezogene Interpretation führte zu folgenden wesentlichen Schlußfolgerungen:

- Die Ergebnisse der mit Tiefbohrungen mehr oder weniger intensiv aufgeschlossenen 15 Geothermiestandorte lassen sich in den regionalen geologischen Rahmen gut einordnen. In den meisten Fällen gestatten sie für den jeweiligen Speicherhorizont verallgemeinerbare Aussagen.
- Für einzelne Speicherhorizonte bzw. Standorte festgestellte Zusammenhänge von Parametern oder erkennbare Trends werden durch statistisch gesicherte Aussagen der Gesamtheit der Einzeldaten gestützt. Abweichungen sind zumeist sedimentologisch erklärbar. Als Beispiel soll die nachfolgende Darstellung der tiefenabhängigen Veränderung der Nutzporosität auf der Grundlage von ca. 3000 Proben dienen (s. Abbildung 3-15).

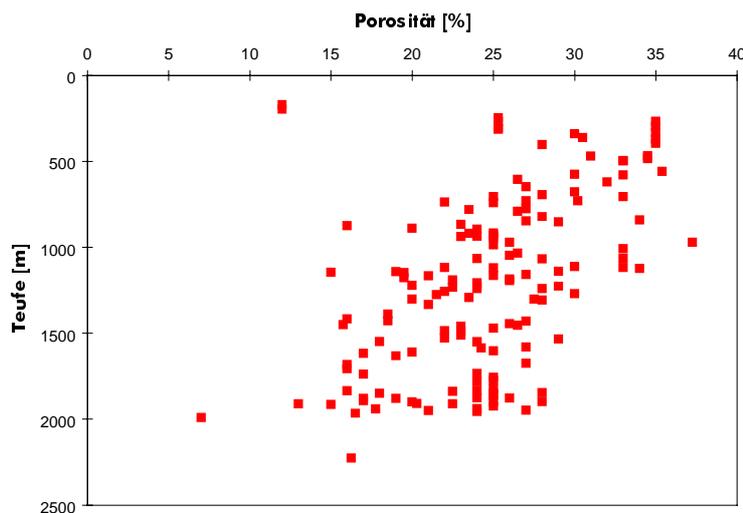


Abbildung 3-15: Beziehung zwischen Porosität und Tiefe für mesozoische Sandsteine des Ostteils des Norddeutschen Beckens.

- Reifegrad eines Sedimentes, mechanische Kompaktion (Lagerungsteufe) und Korngröße sind die drei Hauptfaktoren, die in komplizierter Wechselwirkung die petrophysikalischen und hydrodynamischen Speichereigenschaften der untersuchten mesozoischen Horizonte bestimmen.
- Die Zusammenhänge zwischen petrographisch-petrophysikalischen und hydrodynamischen Ergebnissen sind weitaus komplexer; zweiseitige Abhängigkeiten sind für eine erschöpfende Erklärung in den meisten Fällen nicht ausreichend. Die Streubreite der Einzelwerte ist im allgemeinen groß.
- Unter Berücksichtigung der verschiedenen, objektiven wie subjektiven Einflußfaktoren auf die Ableitung von Kriterien zur Speicherbewertung wird deutlich, daß es nicht einen einzelnen Grenzparameter geben kann, der nutzbaren von nicht nutzbaren Speichersandstein und potentielle Nutzhorizonte unterschiedlicher Güte voneinander unterscheiden läßt.
- Hauptkriterien für die prinzipielle geothermische Nutzbarkeit eines mesozoischen Sandsteinspeichers im untersuchten Rahmen sind:

Mittlere Nutzporosität,
 Permeabilität (nach Kern und Test),
 Sandsteinmächtigkeit,
 Porenradienverteilung,
 Feinkornanteil und
 Bindemittel + Zementanteil.

Mit Ausnahme der Speichermächtigkeit beeinflußt dieser Kriterienkomplex die Speichergüte.

- Die Prognosemöglichkeiten für standortbezogene Speicherparameter beschränken sich auf die Angabe begründeter Erwartungswerte innerhalb der Verbreitungsgebiete, die in der Regel die wichtige Entscheidung über Nutzbarkeit oder Nichtnutzbarkeit der Hauptspeicherbereiche am gefragten Standort gewährleisten. Infolge der starken faziellen Differenziertheit und Mikro-Heterogenität aller untersuchten Speicher besitzen diese Werte nur grob orientierenden Charakter für die Ableitung potentiell realisierbarer Leistungen (Thermalwassergewinnung und -reinjektion).
- Die durchgeführten Untersuchungen verweisen darauf, daß auch zukünftig standortbezogene Erkundungsarbeiten weder in den sechs bearbeiteten, noch in anderen mesozoischen Speicherhorizonten ersetzt werden können.

a) Kernuntersuchungen

Untersuchungsart	Wesentliche ermittelte Parameter
Kernbemusterung / Kernaufnahme	Gesteinsansprache, Gliederung in lithologisch-petrographische Einheiten, Erfassung von strukturellen und texturellen Merkmalen
Porositätsbestimmung (NP) (Tränkungsverfahren)	Nutzporosität in Vol.-%
Permeabilitätsbestimmung (DL) senkrecht und parallel zur Kernachse	Permeabilität in 10^{-12} m^2
NP- und DL-Bestimmung unter Überlagerungsdruck	Nutzporosität in situ in Vol.-% Permeabilität in situ in 10^{-12} m^2

Untersuchungsart	Wesentliche ermittelte Parameter
Kapillardruckanalyse	Anteile von Großporen (>5000 nm), Mittelporen (75 - 5000 nm) und Kleinporen (<75 nm), Porenradienmedianwert (R 50) Porenradiengröße, Porenradienmaximum, Porenradiensortierung, Gesteinsdichte
Korngrößenuntersuchungen (Siebanalyse)	Kornfraktionen, mittlerer Korndurchmesser, Kornsortierungsgrad, Anteile von Fein-, Mittel- und Grobsand
Röntgenographische Analyse	Mineralbestand, Zementminerale, Akzessorien
Dünnschliffuntersuchungen	Schichtungstyp Sortierungsgrad, Packung, Verteilung und Anteil von Bindemittel- und Zement-Mineralen
Chemische Kurzanalyse	Bestimmung der Zementminerale
Mikropaläontologische Untersuchungen	stratigraphische Zuordnung
Elektronenmikroskopische Aufnahmen	Struktur des Porenraumes und der Gesteinsmatrix

Tabelle 3-2: Erforderliche Untersuchungen an Bohrkernen.

b) Bohrlochmessungen

Meßverfahren	Wesentliche Ergebnisse
Gammalog	Aushalten und Korrelation lithologischer/stratigraphischer Einheiten, Abgrenzung Speicher-Nichtspeicher
Kaliber	Bohrlochbeschaffenheit, Lokalisierung von Speicherbereichen
Widerstandsverfahren	Lokalisierung von Schichtgrenzen/Wechsel petrophysikalischer Eigenschaften
Akustiklog	Porositätseinschätzung
Laterolog Neutron-Neutron-Log	quantitative Porositätsbestimmung
Gamma-Gamma-Log	Dichtebestimmung
Bohrlochabweichung	
Flowmeter	Zuflußprofilierung

Tabelle 3-3: Analysen mittels Bohrlochmessungen

c) Geodynamische Testarbeiten

Untersuchungsart	Wesentliche Ergebnisse
Test im Bohrprozeß - Gestängelifttest	Bewertung von potentiellen Speicher-Kapazitäten im Förderverhalten, Schicht-inhalt, Schichtdruck, -temperatur, -permeabilität
Test nach Bohrabschluß - Casinglifttest - Zuflußmessung nach Filtereinbau - Interferenzuntersuchungen	s. o. hydrodynamische Verhältnisse unter Betriebsbedingungen

Tabelle 3-4: Wesentliche Ergebnisse geodynamischer Testarbeiten

3.5 Well completion and test

Peter Seibt und Heiko Horn

Beside the evaluation of the exploitability of a geothermal reservoir, optimal technical solution's planning and implementation of reservoir development is an essential condition for the successful operation of a geothermal heating station. The following recommendations and experience with regard to completion and testing of geothermal injection wells refer to Mesozoic reservoir horizons in Northeast Germany. These thermal-water bearing reservoir horizons are fine to medium-grained sandstones with thickness from 20 to 100 m of depth intervals between 1000 and 2500 m. In the last 15 years, 70 hydrodynamical tests (including 22 injection tests) were carried out in 50 different sandstone horizons of 31 wells.

The investigated geothermally exploitable aquifers consist of high-permeable sandstones (with permeabilities up to 2 Darcy), for which the entry of particles from drilling mud represents a serious danger because of reservoir blocking, especially for injection wells. Subsequently, such primary damages may require more or less extensive stimulation. Therefore, it is advised to keep the entry of particles in this phase as low as possible. According to the present technical knowledge reservoirs are developed by well widening (underreaming) of a cored interval. Bentonite muds with low solid content and little filtrate are used for coring. The unavoidable damages to the near-well area, connected herewith, can be reduced by underreaming to the largest possible extent. However, the question then is what kind of drilling mud has to be applied for underreaming. Biopolymerised fluids combined with soluble particles and salt solutions (salt suspensions) might be used. This would result in the formation of an - by re-flushing easily decomposable (dissolution of salt) - elastic filter crust. Proper handling and disposal of this drilling mud, however, still forms a problem.

According to present knowledge, it is possible to combine the process of underreaming with nitrogen lift production, even using foams in the underbalanced regime. Good experience was collected with nitrogen lift production for the wash out of reservoir sand during installation and the intensification of even installed wells. As in all fluid production and injection wells, stability and geohydrodynamical characteristics of the matrix, in particular in the near-well

area, are of special importance for proper geothermal reservoir installation. In Northeast Germany, the following methods of installation were applied:

- Open hole

This installation method is usable for stable, not sanding reservoir rocks. In general reservoir rock stability increases with depth. After testing, the well can be used for production with open, uncased hole. The little impact on the near-well area (low damage potential) is the advantage of this method. However, possibilities of stimulation by frac-pack treatment are very much restricted technically.

- Cased hole with perforated section

A solution predominantly used so far for injection wells is, the opening-up of the reservoir after casing and cementation with jet or erosion perforators. Here, the most important advantage is the maintenance of the chances to stimulate by frac-pack treatment. Parameters similar to those of the production tests can be reached, also with regard to the injection behaviour after the frac-pack treatment. A disadvantage is sanding through the perforations during well operating, which is quite often observed in injection wells. This can lead to plugging, which would make expensive flushing necessary.

- Pre-pack installations

To prevent the above mentioned sanding through the perforations, a pre-pack can be installed in front of the reservoir sandstone. Epoxy resin-gravel mixtures have by now been used. The pre-pack is pressed through the perforations under high pressure into the reservoir and the caverns around the well.

Compared to other installations (e.g., wire-wrapped screens) this method of sand consolidation can be advantageous with regard to cost and time. A disadvantage up until now is that the pre-pack could not be placed in front of all perforations with the required thickness. In some wells, sanding was therefore observed even after such treatment.

- Wire-wrapped screen installations with gravel pack

The most common and recently applied solution for filter installation within geothermal production and injection wells is the completion by wire-wrapped screens. The advantages are commonly known and proven by the productivity of the wells completed in this fashion. The following conditions, however, may be disadvantageous:

-Screen slot, reservoir sand and gravel grain sizes can be coordinated only in very few cases. The supply of the desired high-quality screen completion with matching slots is - with regard to logistics - extremely difficult because of the very short time period between opening-up of the reservoir and installation. Selection is done in general on the basis of the predicted values. This can lead under certain conditions to losses in productivity.

-The possibilities of frac-pack stimulation are technically very much restricted and imply the great danger of damages. A frac-pack can be applied prior to final installation without any disadvantage for the screen installation if flow restrictions occur in the reservoir before installation. It must be emphasised, that such a kind of installation requires top-quality equipment and highest technological discipline.

In spite of the disadvantages, this installation method has proven technically most favourable. Last but not least, this is confirmed by, to date, excellent operating behaviour of the Neustadt-Glewe GHS injection well.

The influence of technological development for well completion and injected water quality is explained in the description of the Gt NG 1/88 and Gt NG 2/82 well tests [Seibt et al., 1997].

Injectivity tests have shown, that the production and storage of geothermal water will always result in a change of its quality. These changes can cause, depending on aquifer properties and the level of the reservoir development, reservoir blocking during reinjection processes.

The following new main points were identified regarding the technology of the thermal water reinjection process in the frame work of injectivity tests:

- Prevention of oxygen influence on the waters during thermal water production by a nitrogen gas-protection-system
- thermal water storage in closed, nitrogen-flushed tanks
- reduction of the storage time (i.e. reinjection immediately after production, if possible)
- avoidance of oxygen-permeable spots
- reduction of water filtration to a safety filter in the closed injection string
- elimination of acid adding
- retaining of a tank system.

The critical evaluation of test results can also lead to technical modifications of the surface installation. This is the reason that pressure buildup during injection tests must always be assessed under the aspect of reservoir reactivity and flow restriction. It's very important to consider, that it is not possible to simulate the real thermal loop conditions of a geothermal heating plant with injection tests. This is due to the fact that the same high level of protection from the ambient influences as in the thermal loop (no interaction) is not realizable during these tests. The test equipment used in the process of well completion will always be more or less provisional in comparison to the thermal water loop installed within the geothermal heating plant.

The methodology for the reservoir evaluation described by Seibt et al. (1997) (s. figure 3-16) allows reliable prediction with regard to the injection behaviour of the reservoirs. The method is based on the evaluation of production tests, relevant laboratory analyses and modelling of the hydraulic and chemical reservoir behaviour. Therefore, technical injection tests prior to the commissioning of geothermal loops should be implemented only in case of well-founded uncertainties, such as significant deviation of individual parameters from empirical values.

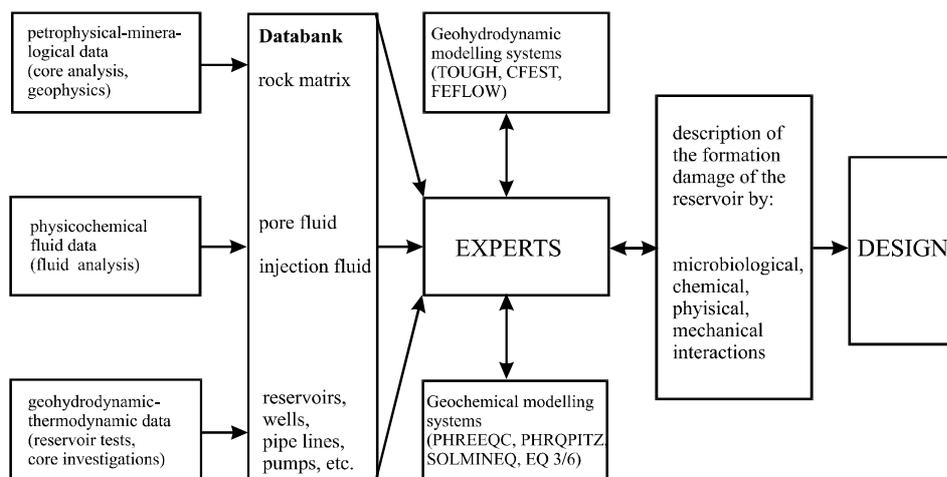


Figure 3-16: Methodology of reservoir evaluation for designing GHS

3.6 Mögliche Formationsschädigung durch Partikeleintrag

Margit Martin und Andrea Seibt

Ein wesentlicher Faktor für den Injektionsverlauf ist der Eintrag suspendierter Feststoffe mit dem Injektionsfluid. In der Literatur sind eine Vielzahl von Studien bekannt, die Schädigungsmechanismen mittels Kerndurchströmungsexperimenten untersuchen und darauf aufbauend mathematische Modelle zur Vorhersage von Bohrlochinjektivitätsabnahmen entwickeln. Einige wichtige Arbeiten sollen hier beispielhaft genannt werden: Barkman und Davidson (1972), Eylander (1988), Eleri et al. (1992), Sorbie et al. (1992), van Oort et al. (1993) und Civan (1996). Die Teilchen, die vom Fluid durch das poröse Medium bewegt werden, setzen sich in den Matrixporen ab, woraus eine Abnahme resultiert. Tiefenfiltrationsmodelle [Herzig et al., 1970; Donaldson und Baker, 1977; Hofsäss und Kleinitz, 1994 und 1995; Liu und Civan, 1996; Pang und Sharma, 1994) beschreiben das Eindringen der Teilchen in den Porenraum und die resultierende Schädigung.

In Anlehnung an Barkman und Davidson (1972) sowie Abrams (1977) läßt sich die Beeinträchtigung der Schicht durch das Eindringen suspendierter Feststoffe durch folgende empirische Regel beschreiben:

- Teilchen $> 1/3$ des Porendurchmessers überbrücken die Porenöffnungen der Schichtoberfläche (Bohrlochwand) und bilden eine äußere Filterkruste.
- Teilchen $< 1/3$ und $> 1/7$ des Porendurchmessers dringen in die Schicht ein und verkeilen sich, wobei sie eine innere Filterkruste (Tiefenfiltration) bilden.
- Teilchen $< 1/7$ des Porendurchmessers verursachen keine Formationsbeeinträchtigung, sie werden durch die Schicht transportiert.

Als Mangel der von Barkman und Davidson (1972) und Abrams (1977) entwickelten Modelle stellte sich das Fehlen realistischer Werte für die Eindringtiefen der Teilchen und die Durchlässigkeit der inneren Filterkruste heraus.

Ein weiteres Modell zur Vorhersage von Beeinträchtigungen durch innere Filterkrustenbildung während der Wasserinjektion wurde von van Oort et al. (1993) entwickelt. Unter Ausnutzung des Darcy-Gesetzes für radiale Strömung, einem Stoffgleichgewicht zwischen dem Feststoff in der Suspension und der inneren Filterkruste und der Modifizierung der Iwasaki-Beziehung zur Tiefenfiltration läßt sich die Reduzierung der Injektivität und die Eindringtiefe der Feststoffe kalkulieren. Zwei neue Parameter - der Schädigungsfaktor und der Volumenfiltrationskoeffizient -, die nur experimentell zu ermitteln sind, wurden in das Modell eingeführt. Aufgrund der Komplexität dieses Problems und der Verschiedenartigkeit der Speichergesteine und Injektionswässer wurde eine halbempirische Näherung als Lösung favorisiert, die in guter Übereinstimmung mit den Experimenten stand. Mit Hilfe dieses Modells sind realistische Voraussagen zur Abschätzungen für Wasserinjektionen möglich. In Abhängigkeit der Einströmgeschwindigkeit des Fluids ändert sich die Beeinflussungsrate der permeablen Schicht. So steigt z. B. der Umfang der Beeinträchtigung um mehrere Größenordnungen, wenn die Injektion unter eine kritische Einströmgeschwindigkeit von 2 cm/min sinkt. Hier verursachen kleinere Partikel die zunehmende Schädigung, so daß eine $1/3 : 1/14$ Regel (Teilchen-/Porengrößenverhältnis für innere Filterkrustenbildung) anwendbar wird. Erst bei einer Einströmgeschwindigkeiten von 10 cm/min bestätigt sich die ansonsten herangezogene $1/3 : 1/7$ Regel. Deshalb wird in den Arbeiten von van Oort et al. (1993) ein Filtrationskoeffizient benutzt, der zur anfänglichen Injektionsrate umgekehrt proportional ist.

Von Roque et al. (1995) wurden die Phasen der Formationsschädigung durch Retention von suspendierten Partikeln spezifiziert und anhand von Laborexperimenten untersucht.

Auch Hofsäss und Kleinitz (1995 und 1994) zeigen, wie mit phänomenologischen Modellen der Tiefenfiltration die Entwicklung von Druck, Ablagerungs- und Permeabilitätsprofil einer Injektion berechnet werden können.

Todd et al. (1984) berücksichtigen den Beitrag der Diffusion zum Teilchentransport. Die Differentialgleichungen des Modells mußten somit numerisch gelöst werden. Die Lösungen für lineare Durchströmung stimmen mit den Ergebnissen ihrer Kernuntersuchungen überein. Die daraus gewonnenen Modellparameter nutzten die Autoren zur Berechnung der Permeabilitätsentwicklung bei radialer Strömung.

Pang und Sharma (1994) entwickelten ein Netzwerkmodell zur Vorhersage der Permeabilitätsbeeinträchtigung durch Finesmigration bzw. -injektion. Dieses Modell berechnet die detaillierte Porenstruktur und kann für spezifische Partikel- und Porengrößenverteilungen verwendet werden. Alle bisher betrachteten Modelle berechnen den inneren und äußeren Filterkuchen getrennt, was eine wesentliche Vereinfachung darstellt, weil sich beide Arten der Filterkuchen gleichzeitig bilden. Mit dem Konzept der Übergangszeit von Pang und Sharma (1994) werden Bedingungen definiert, unter denen beide, externe und interne Filterkuchenbildung, stattfinden.

Liu und Civan (1996) berichten über Kerntests und Modellierung sowie modellgestützte Analyse der Tests. Als Hauptfaktor für die Formationsschädigung durch Partikelinvasion zeigt sich die Partikelkonzentration. Eine Schädigung durch Bohrspülungsfiltration ist bei Zweiphasenströmung geringer. Chemische Ausfällungen und organische Ablagerungen werden im Modell nicht betrachtet.

Alle diese Modelle betrachten nur die mit dem Fluid eingetragenen Partikel (Fines Migration durch mechanische Scherung) und nicht mögliche Reaktionen im Porenraum (Unverträglichkeiten zwischen Fluiden und Gesteinen, Tonmobilisierung u. a.) bei der Durchströmung mobilisierte Partikel.

Von Civan (1996) wird ein Modell, das die chemischen, physikochemischen, hydrodynamischen, thermischen und mechanischen Formationsschädigungen im Komplex betrachtet, vorgestellt. Mit dessen Hilfe ist es möglich, die Gesteins-Fluid-, Fluid-Fluid- Wechselwirkungen und die daraus resultierenden Veränderungen in der Speicherschicht zu simulieren. Es stellt eine makroskopische Modellierung aller unterschiedlichen Phänomene dar, die eine Schädigung der Speicherschicht hervorrufen können. Nicht alles läßt sich in theoretischen Formeln darstellen, so daß experimentelle Untersuchungen und empirische Ansätze einbezogen werden müssen.

Die meisten der vorgestellten Modelle, die auf der Grundlage von Kerndurchströmungsversuchen entwickelt wurden, eignen sich gut, eine Formationsschädigung in Bohrlochnähe zu prognostizieren und zu beschreiben. Allerdings werden nur für die Erdölindustrie relevante Fragestellungen wie Spülungsfiltration betrachtet. Die Beschreibung der Ansätze bei der Injektion beziehen sich auf den sogenannten „Wasserschock“, d. h. Eintrag von „süßem Wasser“ oder auf Wässern mit einem maximalen NaCl-Gehalt bis zu 5 %. Bei der Injektion von hochsalinaren Wässern, wie sie bei der thermischen Nutzung der norddeutschen Thermalwässer auftreten, stellt aufgrund der angewandten Filtertechnologie der Partikeleintrag einen eher untergeordneten Schädigungsfaktor dar.

Die Partikel/Fluid-Wechselwirkungen im Porenraum, die sich in Mobilisierung und Verlagerung von Partikeln äußern, können Veränderungen im Porenraum und damit eine Änderung der Durchströmbarkeit bewirken. Diese Vorgänge lassen sich mittels geochemischer Modelle erfassen. Ziel eines hydrogeochemischen Modells ist die Interpretation von Fluidanalysen, um Wechselwirkungen mit bestimmten festen und gasförmigen Phasen nachweisen oder voraussagen zu können. Mit Hilfe thermodynamischer Gleichgewichtsberechnungen werden Sättigungsindizes einzelner Mineralphasen in Abhängigkeit der Parameter (Druck, Temperatur,

stoffliche Zusammensetzung) bestimmt. Die Berechnung eines Gleichgewichtszustandes erfordert die Annahme eines geschlossenen Systems, wodurch eine zeitunabhängige chemische Zusammensetzung des Gesamtsystems beschrieben werden kann.

Im Verständnis geochemischer (natürlicher bzw. technisch bedingter) Prozesse wurden in den letzten Jahren erhebliche Fortschritte erzielt, daß auch komplexe Partikel/Fluid-Wechselwirkungen mit Erfolg interpretiert werden können. Allerdings bestehen immer noch Lücken im Verständnis der komplexen Natur der Partikel/Fluid-Wechselwirkungen, die zur Zeit nur durch empirische Modellanteile überbrückt werden können. Das trifft insbesondere dann zu, wenn sich das System aufgrund kinetischer Behinderung nicht im Gleichgewicht befindet, z. B. durch biotische Einflüsse oder den zonierten Aufbau von Mischkristallen.

Daran wird deutlich, daß laborativ bestimmte Daten im System der hydrogeothermalen Injektion aufgrund der Zusammensetzung der injizierten Wässer und der erwarteten Wechselwirkungen durchaus Berechtigung haben.

3.7 Durchströmungsversuche

Margit Martin, Michael Kühn und Volker Köckritz

Die absolute Permeabilität bei Strömung von Fluiden (z. B. Schichtwasser) errechnet sich aus dem DARCY-Gesetz für die lineare Durchströmung einer zylindrischen Probe der Länge l und des Durchmessers d (mit dem Probenquerschnitt senkrecht zur Strömungsrichtung $= \pi d^2 / 4$) durch

$$k = \frac{l * \eta * \Delta V}{A * \Delta p * \Delta t}$$

k	absolute Permeabilität [m^2]
$\Delta V / \Delta t$	Flüssigkeitsvolumenstrom [cm^3/s]
η	dynamische Viskosität des Strömungsfluids [$Pa * s$]
$\Delta p = p_E - p_A$	Druckabfall längs der Probe [Pa].

Für die laborative Bestimmung der Permeabilität gut durchlässiger Materialien stehen erprobte, meist stationäre Meßverfahren zur Verfügung [Häfner et al., 1985; Häfner und Pohl, 1985]. Grundlage der laborativen Permeabilitätsbestimmung [Häfner und Heeg, 1980] ist die vollständige Sättigung des nutzbaren Porenvolumens mit einem Fluid.

Die Untersuchung der Permeabilitätsentwicklung von Aquifersandsteinen bei Durchströmung mit veränderten Thermalwässern (hinsichtlich physiko-chemischer Eigenschaften, chemischem Milieu, Verunreinigungen) unter lagerstättenähnlichen Bedingungen im Langzeitregime dient der Beurteilung der Beeinflussung einer Speicherschicht durch Injektion und der Möglichkeiten zur Verringerung bzw. Beseitigung eingetretener Schädigungen [Köckritz und Martin, 1996].

Ebenso sind Untersuchungen zur Konditionierung der Injektionsfluide erforderlich, weil so langfristig eine Speicherschädigung verringert oder verhindert werden kann. Im Betrieb einer hydrogeothermalen Anlage auftretende Bedingungen können damit im Labor nachvollzogen und mögliche Einflußfaktoren auf das Injektionsverhalten getestet werden.

Apparativer Aufbau

Die Laboranlagen [Glasenapp von, 1962; Wildemann, 1991; Eleri et al., 1992; Eylander, 1988] zur Kerndurchströmung sind vergleichbar aufgebaut, aber die Versuchsparameter unterscheiden sich aufgrund unterschiedlicher Zielstellungen wesentlich.

- Anlage der Universität Bremen

Der Aufbau der Perkolationsanlage ist schematisch in Abbildung 3-16 dargestellt. Der Kernhalter in der Versuchsanlage ist aus einem Stück V4A Stahl gedreht. Der Sandsteinkern wurde vorn und hinten mit Teflonkappen abgedeckt, in die Glasfritten eingelassen waren. Kern und Kappen wurden mit Teflonband umwickelt und in einen Teflonschlauch eingeschrumpft. Die PEEK-Kapillaren wurden durch die Bohrungen der Teflonkappen und der Abstandshalter innerhalb der Hochdrucksäule bis auf die Glasfritten geführt. Die Hochdrucksäule wurde während der Perkolation in einem Ofen auf 25 bzw. 70°C temperiert.

In der dargestellten Anlage wurde ein Stück zylindrischer Bohrkern ($d = 3,6 \text{ cm}$ und $l = 4,8 \text{ cm}$) des Nutzhorizontes der GHZ Neustadt-Glewe mit einem sauerstofffreien, künstlichen Salzwasser (Salzgehalt: 216 g/l; Hauptbestandteile: Na-K-Ca-Mg-Sr-Ba-Cl-SO₄) unter in situ Speicherbedingungen (Druck und Temperatur) mit einer Fließrate von 6 ml/h (entspricht einem mittleren Fluß von 1 km in zehn Jahren zwischen Förder- und Injektionsbohrung) durchströmt. Die Lösung wurde mit einem pH-Wert von 5,15 mit einer HPLC-Pumpe, die den Druck in der Anlage erzeugte, durch den Sandstein gepumpt. Die hinter der Hochdrucksäule angebrachten Überdruckventile ermöglichten die Regulierung der Druckbedingungen (Abbildung 3-17).

Permeabilitätsänderungen im Kern, wie sie durch Ausfällungen entstehen, können während des Versuchs durch die Messung der Druckdifferenz zwischen Ein- und Auslauf der Säule bestimmt werden. Zusätzlich wurde Bromid als Tracer in momentaner Eingabe durch das Injektionsventil (Abbildung 3-17) eingespritzt, um Veränderungen der Durchlässigkeit anhand des Verlaufs der Durchgangskurve zu bestimmen. Die Bromiddetektion erfolgte on-line mit einem UV-Spektrometer.

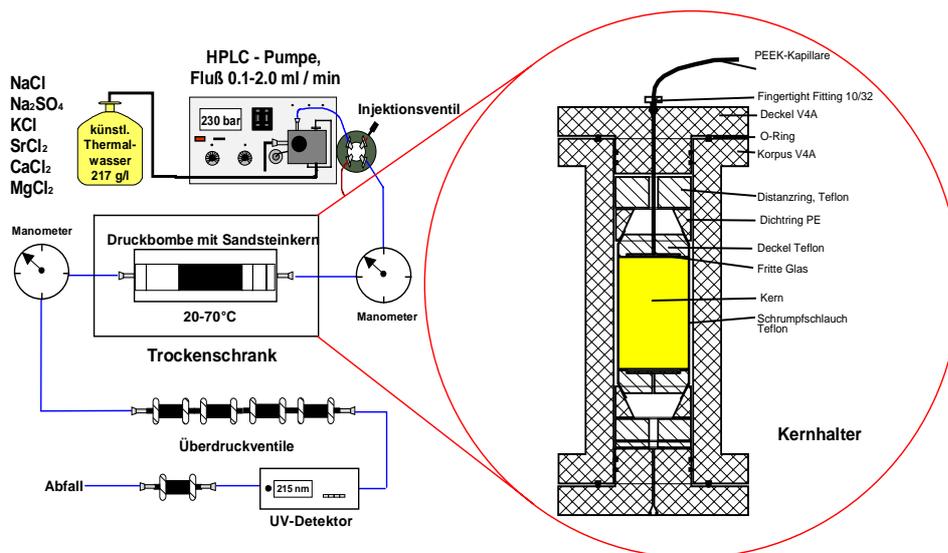


Abbildung 3-17: Kerndurchströmungsanlage für in situ Druck- und Temperaturbedingungen.

- Anlage der Bergakademie Freiberg

Der Aufbau der Kerndurchströmungsanlage RCCA 100 ist schematisch in Abbildung 3-18 dargestellt. Die Anlage konnte mit präparativen HPLC-Pumpen mit PEEK-Pumpenköpfen (Flußrate bis 50 ml/min, Druck bis 15 MPa) ergänzt werden. Bauteile aus PEEK sowie glasbeschichtete Stahlleitungen (Silcosteel) sollen Korrosion durch hochsalinare Thermalwässer im System verhindern.

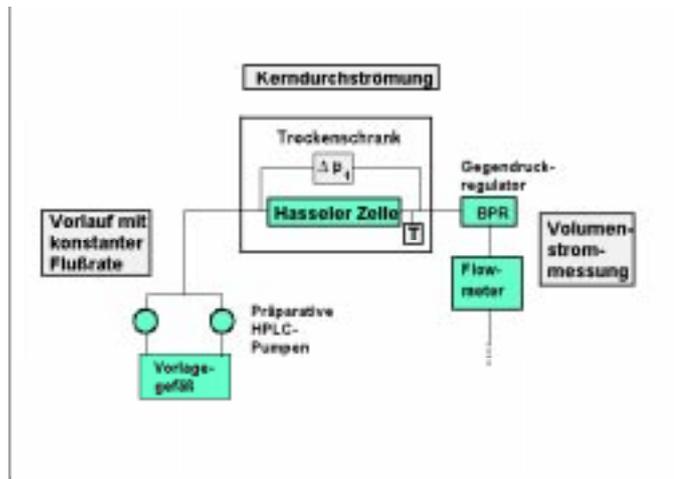


Abbildung 3-18: Kerndurchströmungsanlage der TU BA Freiberg für lagerstättenähnliche Druck- und Temperaturbedingungen

Die Sandsteinprobe wird in einem Viton-Gummimantel in den Kernhalter eingebaut. Die Einstromflächen werden mit Lochscheiben bzw. Glasfritten abgedeckt; die Befestigung im Kernhalter erfolgt durch PEEK-Stempel. Die Probe wird mit einem Überlagerungsdruck von mindestens 0,7 MPa beaufschlagt. Der Kernhalter mit der Probe befindet sich in einem Wärmeschrank, wo eine Temperierung der Probe zwischen 20 und 95°C möglich ist. Mit einem Gegendruckregulator kann ein maximaler Druck von 35 MPa mittels Luft oder Stickstoff im System erzeugt und konstant gehalten werden. Die Druckmessung erfolgt mit Drucksensoren unterschiedlicher Bauart. Die Strömungsrichtung durch die Kernprobe kann bei eingebauter Probe umgekehrt werden. Mit einem Degasser läßt sich der Gasgehalt der Durchströmungsfluide auf etwa 10 ppb senken. Eine Partikelentfernung aus den Fluiden erfolgt durch 10 µm Lösungsmittelfilter. Diese apparatbedingten Behandlungen idealisieren die Injektionsbedingungen.

Durch eine N₂-Beaufschlagung des gesamten Systems lassen sich lagerstättenähnliche Bedingungen (reduzierendes Milieu) erreichen. Eine Zusatzeinrichtung ermöglicht, blockierende Substanzen (z. B. mit definierten Partikelgehalten), gasgesättigte Lösungen, Bohrspülungen usw. zu dosieren. Die Durchströmung der Proben erfolgt in Schichtrichtung, was bei annähernd waagerechter Schichtung des Speichers und senkrechter Bohrung, durch Herstellung der Proben (3,8 cm Ø und bis max. 7,5 cm Länge) horizontal zur Bohrkernachse aus Bohrkernen der Nutzhorizonte der GHZ Neubrandenburg bzw. Neustadt-Glewe realisiert wird.

Nach Trocknung der Probe wird die Sättigung mit dem Durchströmungsfluid unter Vakuum vorgenommen. Die Probe wird in der elastischen Ummantelung eingebaut und einem Überlagerungsdruck p_{ii} (simulierter Gebirgsdruck) ausgesetzt. Mantel- und stirnseitig wirkend, erzeugt dieser Überlagerungsdruck in der Untersuchungsprobe einen annähernd hydrostatischen Spannungszustand.

Nach Einbau der gesättigten Proben in den Kernhalter und Beaufschlagung mit Überlagerungsdruck erfolgte die Durchströmung mit Salzlösungen (Originalschichtwasser bzw. synthetisches Fluid) mit einer Flußrate von 25 ml/min bei unterschiedlichen Druck- und Temperaturbedingungen in einem Zeitraum bis zu vier Wochen. Der Volumenstrom wurde durch Ermittlung des Differenzdruckes beim Strömen des Fluids durch eine Kapillare mit definierter Länge und Durchmesser bzw. durch ein Flowmeter bestimmt. Die Änderung der Permeabilität konnte anhand der Entwicklung des Volumenstromes und des Differenzdruckes über der Probenlänge verfolgt werden. Eine Verringerung der Permeabilität war durch Partikeltransport, besonders bei O₂-haltigen Lösungen durch Eisenausfällungen, zu verzeichnen.

Unterschiede im Versuchsaufbau (Freiberg, Bremen) bedingen einen unterschiedlichen Spannungszustand in der Probe. Für hochpermeable Sandsteine sollten die auftretenden Beeinflussungen allerdings gering sein. Während als Zielstellung der Bremer Versuche ein Nachweis möglicher Reaktionen unter Porendruck im Speicher in größerem Abstand zum Bohrloch betrachtet wurden (z. B. Ausmaß der Blockierungen durch Barytausfällungen [Kühn, 1997]), zielen die Freiburger Versuche mit an Lagerstättenbedingungen angenähertem Spannungszustand der Proben und hohen Strömungsgeschwindigkeiten auf mögliche Wechselwirkungen in der bohrlochnahen Zone mit einer geringen Filterfläche ab.

Literatur

- Abrams, A., Mud design to minimize rock impairment due to particle invasion, JPT, 586, Mai, 1977.
- Autorenkollektiv: Diener, I., G. Katzung, P. Kühn, u. a., Geothermie-Atlas der DDR; Berlin, Zentrales Geologisches Institut, Berlin, 18 S., 27 Anlagen, 1984.
- Autorenkollektiv, Geologische Grundlagen für die Geothermienutzung in Nordostdeutschland, Zentrales Geologisches Institut Berlin, Gesellschaft für Umwelt- und Wirtschaftsgeologie mbH Berlin, 1992.
- Barkman, H.J. and D.H. Davidson, Measuring water quality and predicting well impairment, S. 865-873, Juli, 1972.
- Baudracco, J., Variations of the permeability and fine particle migrations in unconsolidated sandstones submitted to saline circulations, In: Miles, D.L.(Eds.): Proceedings of the 6th International Symposium on Water-Rock Interaction, Malvern, U.K., Balkema, Rotterdam, 1989.
- Berg, R., Reservoir Sandstones, Prentice-Hall, 481 pp., New Jersey, 1986.
- Civan, Faruk, A multi-purpose formation damage modell, SPE 31101, 1996.
- Donaldson, E.C. and A.B. Baker, Particle transport in sandstones, SPE 6905, 1977.
- Doveton, J.H., Geologic Log Interpretation, SEPM Short Course, No. 29, Tulsa, 169 p., 1994.
- Doveton, J.H., Geologic Log analysis using computer methods. AAPG Computer Applications, Geology, no. 2, Tulsa, 169 p., 1994.
- Eleri, O.O., J.-R. Ursin and U. Rogaland, Physical aspects of formation damage in linear flooding experiments, SPE 23 784, 1992.
- Ellis, D.V., Well Logging for Earth Scientist, New York Elsevier, 532 p., 1987.

- Eylander, J.G.R., Suspended solids specification for water injection from coreflood test, SPE RE, 1287, Nov., 1988.
- Franks, S.G. and R.W. Forester, Relationships Among Secondary Porosity, Pore-Fluid Chemistry and Carbon Dioxide, Texas Gulf Coast, In: Mc Donald, D.A. and R.C. Surdam (Eds.), Clastic Diagenesis, AAPG Memoir 37, Tulsa, 63-79, 1985.
- Füchtbauer, H. (Eds.), Sedimente und Sedimentgesteine. 4. Aufl. Stuttgart, E. Schweizerbart, 1141 S, 1988.
- Glasenapp, K.-J. von, Über die experimentelle Bestimmung der Permeabilität von Sandsteinen für NaCl-Lösungen unter atmosphärischen und Lagerstättenbedingungen, Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie 15, 5, 339-346, 1962.
- Haenel, R. and E. Staroste (Eds.), Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerlands, Hannover, Verlag Th. Schaefer, 1988.
- Häfner, F., H.D. Voigt, H.-F. Bamberg und M. Lauterbach, Geohydrodynamische Erkundung von Erdöl-, Erdgas- und Grundwasserlagerstätten, WTI des ZGI 26, 1, 1985.
- Häfner, F. und A. Pohl, Lehrbrief Geoströmungstechnik, TU Bergakademie Freiberg, 1985.
- Häfner, F. und W. Heeg, Praktikum Geohydrodynamik, TU Bergakademie Freiberg, 1980.
- Herzig, J.P., D.M. Leclerc und P.le Goff, Flow of suspensions through porous media-application to deep filtration, Ind.Engin.Chem., 62, 8-35, 1970.
- Hofsäss, T. und W. Kleinitz, Infiltration von Feststoffen in Wasserinjektionsträger, Erdöl, Erdgas, Kohle 111, 9, 363-370, 1995.
- Hofsäss, T. und W. Kleinitz, Modelle der Filterkuchenbildung bei Wasserinjektionsbohrungen, Erdöl, Erdgas, Kohle 110, 9, 359-364, 1994.
- Hoth, P., Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz-Rügen. Schriftenr. f. Geowiss. 4, 139 S., 1997.
- Howard, James J., Influence of authigenic clay minerals on permeability, In: Houseknecht, D.W. und E. Pittman (Eds.): Origin, Diagenesis and Petrophysics of clay minerals in Sandstones, SEPM Special Publication, 47, 257-265, 1992.
- Hunt, J.M., Petroleum geochemistry and geology, San Francisco, Freeman Publishing Co., 617 p., 1979.
- Ives, K., Filtration of clay suspensions through sand, Clay Minerals, 22, 49-61, 1987.
- Jasmund, K. und G. Lagaly (Eds.): Tonminerale und Tone. - Steinkopff Verlag, Darmstadt, 1993.
- Kenyon, W.E., Petrophysical principles of application of NMR Logging, The Log Analyst, vol. 38, no.2, 21-43, 1997.
- Khilar, K.C. and H.S. Fogler, Water sensitivity of sandstones, SPE, 55-64, Febr. 1982.
- Khilar, K.C. et al., Model for piping -plugging in earthen structures, J. Geotech. Eng., 111, 7, 1985.
- King, George E, Formation clays: Are they really a problem in production. In: Houseknecht, D.W. und E. Pittman (Eds.): Origin, Diagenesis and Petrophysics of clay minerals in Sandstones, SEPM Special publication, 47, 265-272, 1992.

- Köckritz, V. und M. Martin, Untersuchungen zum Permeabilitätsverhalten von Sandsteinen bei der Verpressung hochsalinärer, geothermischer Wässer, XLVII. Berg- und Hüttenmännischer Tag, Koll. 3; Freiberg, 1996.
- Kulenkampff, J., Die komplexe elektrische Leitfähigkeit poröser Gesteine im Frequenzbereich von 10 Hz bis 1 MHz - Einflüsse von Porenstrukturen und Porenfüllung, Diss. TU Clausthal, 163 S., 1994.
- Liu, X. and F. Civan, Formation damage and filter cake buildup in laboratory core tests, modelling and model-assisted analysis, SPE FE, 26-30, March 1996.
- Martin, M., A. Seibt und P. Hoth, Kerndurchströmungsversuche zur Ermittlung von Fluid-Matrix-Wechselwirkungen (unter besonderer Berücksichtigung der Kernausswahl und -vorbehandlung), Geothermische Vereinigung / Schweizerische Vereinigung für Geothermie, (Herausgeber): Geothermie - Energie der Zukunft, Tagungsband der 4. Geothermischen Fachtagung, Konstanz, 18. - 20. September 1996, ISBN: 3-932570-09-x, Geeste, 208-216, 1997.
- Oort, E. van, J.F.G. van Velzen and K. Leerlooljer, Impairment by suspended solids invasion: testing and prediction, (Beeinträchtigung durch Eindringen suspendierter Feststoffe: Test und Vorhersage), SPE PF, 178-184, Aug., 1993.
- Pang, S. and M.M. Sharma, A modell for predicting injectivity decline in injection wells, SPE 28489, 1994.
- Parkhurst D.L., PHREEQC, A computer program for speciation, reaction-path, advective transport and inverse geochemical calculations, U.S. Geological Survey, Dallas, 143 p., 1995.
- Prammer, M.G., E.D. Drack, C.D. Bouton and J.S. Gardner, Measurement of clay-bound water and total porosity by magnetic resonance. The Log Analyst, vol. 37, no.6, 61-69, 1996.
- Riepe, L., Theoretische und experimentelle Untersuchungen über den Einfluß der spezifischen inneren Oberfläche auf petrophysikalische und bohrlochgeophysikalische Parameter von Sedimentgesteinen, Clausthaler Geowiss., Diss., 337 S., 1984.
- Robert, P., Organic Metamorphism and Geothermal History, D. Riedel Publishing Company, Vordrecht-Boston-Lancaster-New York, 311 p., 1988.
- Rockel, W., P. Hoth, und P. Seibt, Charakteristik und Aufschluß hydrogeothermaler Speicher, Die Geowissenschaften 15, Heft, 8, 4-12, 1997.
- Rockel, W. und H. Schneider, Die Möglichkeiten der Nutzung geothermischer Energie in Nordostdeutschland und der Bearbeitungsstand geplanter Vorhaben; In: Schulz, Werner, Ruhland und Bußmann (Eds.), Geothermische Energie - Forschung und Anwendung in Deutschland, Karlsruhe, Verl. C. F. Müller, 1992, 87-98, 1992.
- Roque, C., G. Chauveteau, M. Renard, G. Thibault, M. Bouteca and J. Rochon, Mechanisms of formation damage by retention of particles suspended in injection water, SPE 30110, 1995.
- Seibt, P. et al., Geothermische Energiegewinnung Neustadt-Glewe, Abschlußbericht zu den F/E- Arbeiten, Geothermie Neubrandenburg GmbH, (unveröffentlicht), 1996.
- Seibt, P. et al., Untersuchungen zur Verbesserung des Injektivitätsindex in klastischen Sedimenten, BMFT 032695A, veröffentlicht in Heederik, J.P et al., Improvement of the injectivity index of argillaceous sandstone, Final-Report; Contract No. JOU2-CT92-0125 and

- 0183 (JOULE II programme, GTN with TNO Netherlands, BRGM France, TU Delft, Final report, under preparation, 1997.
- Schön, J.H., Physical properties of rocks. In: Helbig, K und S. Treitel (Eds.), Handbook of geophysical exploration, Vol. 18, Pergamon Press, 583 p, 1996.
- Schopper, J.R., Porosität und Permeabilität von Gesteinen, In: Landolt-Börnstein, Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik, Gruppe V, Band 1: Physikalische Eigenschaften der Gesteine, Springer Verlag Berlin-Heidelberg-New York, 184-284, 1982.
- Schulz, H.D. et al., Successive Geochemical Reactions during the Utilization and Reinjektion of Geothermal Waters, In: Improvement of the Injectivity Index of Argillaceous Sandstone, Periodic Report, 1994.
- Sorbie, K.S., R.M.S. Wat and A.C. Todd, Interpretation and theoretical modeling of scale-inhibitor/tracer corefloods, SPE PE, 307-312, Aug., 1992.
- Spangenberg, E., E. Huenges, D. Freund, P. Hoth et al., unveröffentl. Petrophysikalische Datenbank, GFZ Potsdam, 1996-1997.
- Straley, C., D. Rossini, H.-J. Vinegar, P. Tutunjan and C.E. Morriss, Core analysis by low field NMR, The Log Analyst, vol. 38, no.2, 84-94, 1997.
- Stumm, W., Chemistry of the solid water interface, John Wiley & Sons, New York, 1992.
- Todd, A.C. et al., Application of depth of formation damage measurements in predicting water injectivity decline, SPE 12498, 1984.
- Wild, A., Umweltorientierte Bodenkunde, Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg-Berlin-Oxford, 328 S, 1995.
- Wildemann, B., Mineralogische und geochemische Probleme bei der Reinjektion geothermischer Wässer in Sandsteinaquifere, TU Bergakademie Freiberg, Diss., 1991.
- Wilson, M.D. and E.D. Pittman, Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis, J.Sed.Petr., v. 47, 3-31, 1977.

4 Hydrochemische Charakterisierung mesozoischer Tiefenwässer

4.1 Chemische Charakterisierung der Thermalwässer

Peer Hoth, Andrea Seibt und Torsten Kellner

Die in Norddeutschland anzutreffenden Thermalwässer umfassen ausgehend vom Gesamtlösungsinhalt ein breites Spektrum an Salzwässern und Solen, das von durch Oberflächenwasser beeinflussten Salzwässern über gering konzentrierte (36-150 g/l) bis hin zu konzentrierten (150 - 280 g/l) und hoch konzentrierten Salzlösungen (> 280 g/l) reicht. Alle diese norddeutschen Thermalwässer sind nach der Klassifikation von Nicholson (1993) Teil niedrig temperierter Geothermalsysteme zumeist statischer, teilweise jedoch auch dynamischer Art. In Norddeutschland sind diese Wässer besonders im Rahmen der Erdöl- und Erdgasexploration, bei der direkten Thermalwassererkundung sowie im Rahmen von Projekten zur Untergrundspeicherung bzw. Endlagerung untersucht worden. Die Zahl der Analysen von Erdöl- und Erdgasbegleitwässern übertrifft dabei die der Wasseruntersuchungen in den anderen Projekten um ein vielfaches. Umfassende hydrochemische Analysen der Wässer sind relativ selten, da beim größten Teil der Untersuchungen die Analytik projektspezifisch bedeutender Inhaltsstoffe im Vordergrund stand. Da außerdem ein Teil der Daten nicht frei zugänglich ist, gibt es nur relativ wenig Publikationen, die sich mit der Charakterisierung und der Genese der Thermalwässer Norddeutschlands befassen [z. B. Carlé, 1975; Müller und Papendieck, 1975; Thomas 1994].

Folgende Bedingungen bzw. Prozesse haben den Chemismus der heute vor allem in porösen Sandsteinen aber auch in geklüfteten Klastiten und Karbonaten des Norddeutschen Beckens gespeicherten Thermalwässer hauptsächlich geprägt:

- Einschluß eines primär marinen Porenwassers (Formationswasser Typ A) im Speicherhorizont während dessen Sedimentation bzw. Frühdiagenese
- Einschluß eines durch Evaporationsprozesse (z. T. auch durch oberflächennahe Subrosion) entstandenen primär hypersalinen Porenwassers im Speicherhorizont (Formationswasser Typ B)
- Einfluß meteorischer Wässer (Eindringen von Oberflächenwässern in die Tiefe über permeable Schichten und Störungszonen)
- Ablaugung von Salzgesteinen im tieferen Untergrund
- Kompaktion der Sedimentgesteine (Kompaktionswässer)
- Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen im Verlauf der Diagenese der Reservoir- und der Reservoirneben-gesteine (diagenetisch-metamorphe Wässer)
- mikrobiologische Prozesse.

Bei der Charakterisierung und Klassifizierung der Thermalwässer des Norddeutschen Beckens stehen spezifische Eigenschaften der Wässer der verschiedenen stratigraphischen Einheiten, die Aufzeichnung regionaler Trends und Tiefenabhängigkeiten, Schlußfolgerungen zur Genese sowie Aussagen zum Verhalten dieser Wässer bei unterschiedlichen technologischen Prozessen im Vordergrund. Die Klassifizierung der Wässer erfolgt deshalb vor allem nach dem Gesamtlösungsinhalt, nach Temperatur sowie Eh- und pH-Werten und nach den Mengenverhältnissen der Hauptbestandteile.

Für einen großen Teil von Sedimentbecken ist eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Zunahme der Salinität der Wässer mit steigender Tiefe charakteristisch [Müller und Papendieck, 1975; Dickey, 1968 und 1979; Bachu, 1995; Bachu und Hitchon, 1996; Carpenter, 1978; Kharaka et al., 1987; Laier, 1989]. Diese vertikalen Salinitätsgradienten der Porenwäs-

ser treten insbesondere in Sedimentbecken mit tief versenkten Evaporitfolgen auf. In der Literatur wird dieses Phänomen unterschiedlich diskutiert. So vermutet z. B. Land (1987), daß Porenwasserbewegungen in Sedimentbecken relativ ungehindert über geologische Zeiträume hinweg erfolgen können und sich deshalb eine Dichteschichtung herausbildet. Untersuchungen zum gravitativen Absinken von Ionen, thermoelektrischen Effekten und zur Membranfiltration von Tonen haben, wie z. B. bei Klinge (1991) dargestellt, gezeigt, daß diese Effekte und Prozesse nur zu einer geringfügigen Veränderung bestehender Salzverteilungen führen können. Aus diesem Grund finden heute Vorstellungen über einen diffusen Transport von gelösten Salzen zwischen den Salinaren und der Oberfläche [Carpenter, 1978; Klinge, 1991] verstärkt Beachtung. Für letztgenannten Autor ist ein konstanter Salinitätsgradient dabei ein Beleg für einen im Gleichgewichtszustand befindlichen Transportvorgang. Besonders in Becken mit sehr mächtigen Sedimentfüllungen und in Becken, die bis zu ihrem unterlagernden Basement bzw. bis in dessen Nähe durch Bohrungen erschlossen sind, existiert parallel zu dem generellen Salinitäts/Tiefen-Trend mit dem Übergang von NaCl-Solen über Na-Ca-Mg-Cl- zu Ca-(Mg-Na)-Cl-Solen auch eine charakteristische Veränderung der Hauptinhaltsstoffe. Bei den in der Literatur beschriebenen Sedimentbecken ohne Salinitätsgradient handelt es sich sowohl um Becken mit zahlreichen, in verschiedenen Tiefen liegenden Evaporithorizonten als auch um solche ohne Evaporite. Vor allem Evaporite begleitende bzw. mit Evaporiten direkt in Verbindung stehende Schichtwässer weisen hohe Salinitäten ohne direkten Bezug zur Tiefenlage auf [Mortan and Land, 1987].

In Abbildung 4-1 sind die teufenbezogenen Variationen der Salinitäten von Tiefenwässern des Norddeutschen Beckens aus thermalwasserführenden Schichten (nachfolgend als Aquifere bezeichnet) unterschiedlichen Alters dargestellt. Es ist ersichtlich, daß eine generelle Abhängigkeit der Konzentration der Schichtwässer von der Tiefe nur für die Aquifere des Tertiärs, der Kreide, des Jura und der Oberen Trias vorliegt. Diese Abhängigkeit wird anhand des Datensatzes aus dem Ostteil des Beckens (überwiegender Anteil der Daten aus Müller und Papendieck (1975), ergänzt durch interne Thermalwasseranalysen von GTN (30) und GFZ (10)) besonders deutlich. Abweichungen von diesem Trend sind zumeist durch Ablaugungen von Salzgesteinen in der Nähe von Salzstöcken bedingt. Da die Daten der Wässer der vergleichbaren stratigraphischen Horizonte des Westteils des Beckens vor allem von Erdölexplorations- und Erdölfördergebieten in unmittelbarer Nähe zu Salzstrukturen stammen, liegen hier oft vom generellen Salinitätstrend der Abbildung 4-1 abweichende erhöhte Salinitäten vor. Dies und der hydrodynamische Einfluß von Störungszonen sind die wesentlichen Gründe dafür, daß bei diesen Wässern der Salinitäts/Tiefen-Trend kaum noch zu beobachten ist.

Die in Abbildung 4-1 dargestellten Wässer der stratigraphischen Einheiten des Buntsandsteins bis mittleren Keupers, des Zechsteins und des Rotliegenden weisen Salinitäten zwischen ca. 20 g/l und 500 g/l in einem Tiefenbereich von 500-3500 m auf. Dabei sind die extrem hohe Salinitäten mit über 350 g/l an intrasalinare Ablagerungen des Zechsteins gebunden; niedrige Salinitäten um 20 g/l in Ablagerungen des Buntsandsteins und des Mittleren Keupers gehen auf Infiltrationen meteorischer Wässer in den Beckenrandbereichen zurück. Der überwiegende Teil der in den Speicherhorizonten des Mittleren Keupers bis Rotliegenden auftretenden Formationswässer ist durch einen Gesamtlösungsinhalt zwischen 150 und 350 g/l gekennzeichnet. Charakteristisch dabei ist, daß sich mit Annäherung an die Salinarablagerungen des Zechsteins bzw. an die Salinareinschaltungen im Buntsandstein und Keuper die Salinitäten erhöhen und deshalb in Abbildung 4-1 für diese Formationswässer keine generelle Teufenabhängigkeit der Konzentration existiert.

Aus den unterschiedlichen Salinitäten der Thermalwässer läßt sich schlußfolgern [s. Müller und Papendieck, 1975], daß es sich bei den Thermalwässern einerseits um primär marine und

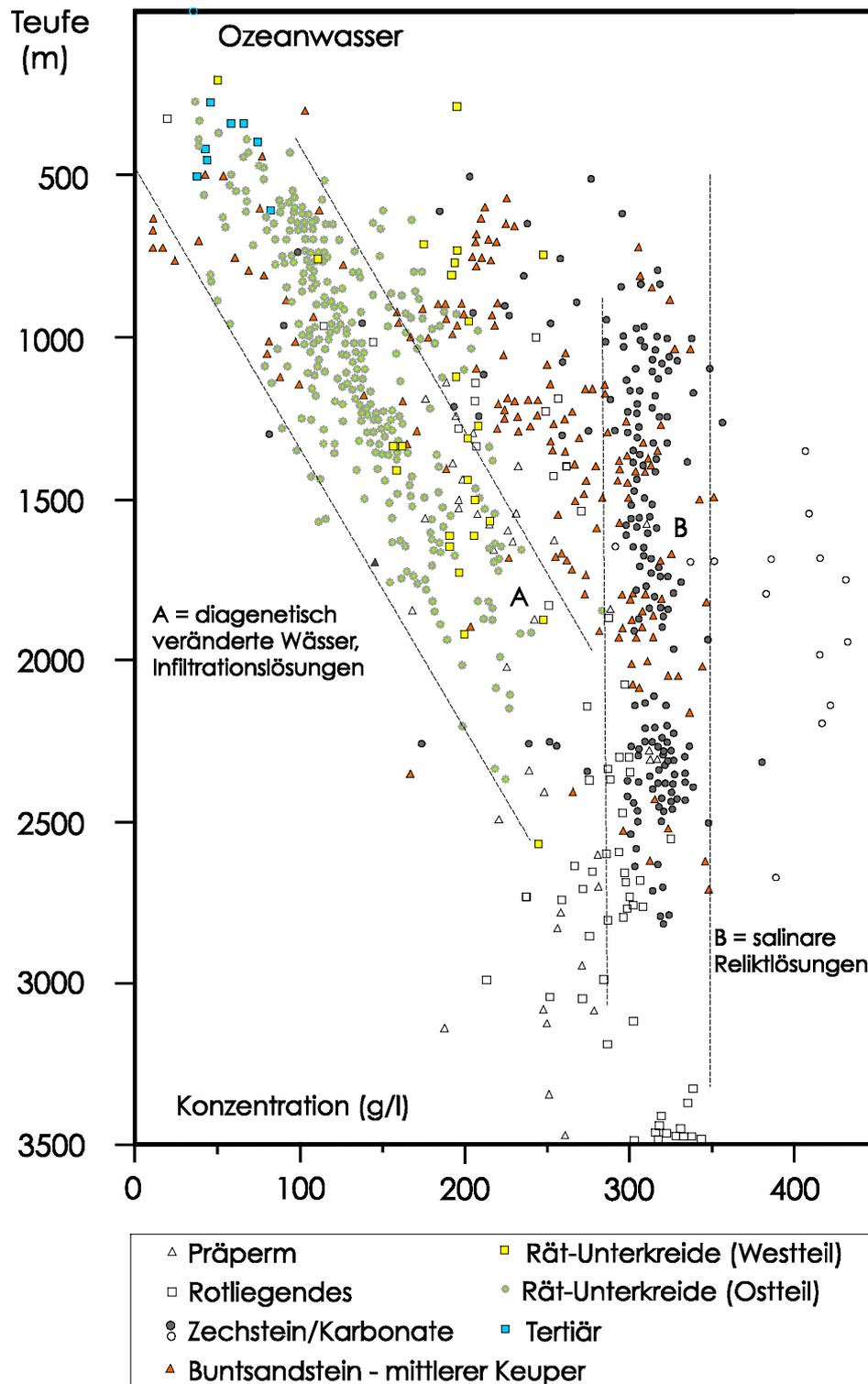


Abbildung 4-1: Gesamtmineralisation der Thermalwässer des Norddeutschen Beckens, Abbildung nach Müller und Papendieck (1975), ergänzt durch Daten von Thermalwasseranalysen von GTN, GFZ sowie aus Carlé (1975) und Schulz et al. (1994).

später diagenetisch veränderte Porenwässer, Infiltrationswässer und deren Gemische sowie andererseits um Ablaugungswässer und primär hypersalinare Reliktlösungen handelt. Diese Thermalwassertypen weisen auch charakteristische Unterschiede in der Konzentration der Haupt-, Neben- und Spurenkomponten auf.

Nach der Klassifikation der Mineralwässer von Quentin (1969), bei der alle Ionen mit mindestens 20 mmol(eq)-% Berücksichtigung finden, handelt es sich bei den Formationswässern Norddeutschlands überwiegend um Na-Cl-, Na>>Ca>Mg/Na>>Mg>Ca-Cl- sowie um Ca>Na>Mg/Mg>Na>Ca-Cl-Typen. Charakteristische Unterschiede in den Kationengehalten zwischen den Formationswässern erlauben z. T. eine Tiefengliederung in ein postsalinare (über den Zechsteinsalinaren gelegenes), ein intrasalinare und ein subsalinare (unter den Zechsteinsalinaren gelegenes) Thermalwasserstockwerk [Müller und Papendieck, 1975]. Bei einer nur auf der Konzentrationsabfolge beruhenden Klassifikation dominieren im postsalinaren Bereich Na>>Ca>Mg-Cl-Wässer, während es sich bei den Wässern des intrasalinaren Stockwerks überwiegend um erdalkalibetonte Formationswässer der Typen Mg>Ca>Na, Mg>Na>Ca und Na>Mg>Ca handelt. Für das subsalinare Stockwerk sind Na>Ca>Mg- und Ca>Na>Mg- Wässer charakteristisch. Bei den Wässern des post- und subsalinaren Stockwerkes lassen sich bei den Gehalten an K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} und Sr^{2+} ähnliche Trends, wie sie bereits von Thomas (1994) bei der Analyse nordwestdeutscher Erdölbegleitwässer nachgewiesen worden sind, aufzeigen. Während K und Mg im Vergleich mit der Evaporationskurve von Meerwasser in den Thermalwässern überwiegend mit geringeren Konzentrationen vorliegen, sind Ca und Sr angereichert. Diese Verhältnisse stehen mit den folgenden charakteristischen diagenetischen Veränderungen der Sedimentgesteine des Beckens im Zusammenhang:

- Einbau von K und Mg in Schichtsilikate bei der Versenkungsdiagenese toniger Sedimentgesteine
- Zementation von Sandsteinen
- Umkristallisation und Dolomitisierung von Karbonatgesteinen.

Bei den Anionen der betrachteten Thermalwässer dominiert Chlorid. Der Chloridanteil steigt mit zunehmender Tiefe parallel zur Abnahme der Anteile an Hydrogenkarbonat und Sulfat deutlich an, Redoxpotential und pH-Wert der Wässer nehmen mit der Tiefe ab. Ausnahmen von der generellen tiefenabhängigen und vor allem durch bakterielle Reduktion verursachten Abnahme der Sulfatkonzentration treten in Regionen mit starker Gips- und Anhydritablauung auf. Als Neben- und Spurenbestandteile besitzen vor allem K, NH_4^+ , Rb, Sr, Ba, Fe, Mn, Li, Si, Al, Zn, Pb, Cu, Cd, Bi sowie Br, B, I und organische Säuren Bedeutung. Die intra- und subsalinaren Tiefenwässer weisen im Vergleich mit den postsalinaren Tiefenwässern zumeist höhere Konzentrationen an diesen Komponenten auf. Weitere Hinweise auf die Genese der Thermalwässer lassen sich unter anderem aus den im folgenden betrachteten Elementverhältnissen bzw. Gehalten an Neben- und Spurenkomponenten sowie aus den im folgenden nicht weiter betrachteten Gehalten natürlicher stabiler und radioaktiver Isotope ableiten.

Die Br^- -Gehalte der Wässer liegen zwischen 50 und 5000 mg/l, wobei Werte über 2000 mg/l vor allem für die Zechsteinkarbonate typisch sind (Abbildung 4-2). Brom reichert sich bei der Evaporation von Wässern in der Restlösung an, so daß besonders nach einer beginnenden Halit-Abscheidung die Bromkonzentration stark ansteigt. Die höchsten Brom-Anreicherungen sind aus kontinentalen Salzseen bekannt. Nach Krejci-Graf (1980) ist Brom am stärksten in hochsalinaren nichtmarinen Salzwässern konzentriert. Das Br/Cl-Verhältnis wird seit den Untersuchungen von Rittenhouse (1967) zur Beurteilung der Herkunft und Genese von Formationswässern in Sedimentbecken verwendet.

Die in den Abbildungen 4-2 und 4-3 dargestellte hydrochemische Zusammensetzung des Meerwassers im Verlaufe der Evaporation ist durch einzelne Evaporationsstadien charakterisiert, die den Beginn der Ausfällung wichtiger Salze markieren. Entsprechende Daten finden sich in den Arbeiten von Valyashko (1956), Herrmann et al. (1973), Collins (1975), Harvie et al. (1980) und Matray (1988). Sie sind von Thomas (1994, Anlage 21) in Tabellenform zusammenfassend dargestellt. Aus den in Abbildung 4-2 dargestellten Thermalwässern lassen sich folgende Trends und Aussagen ableiten. Generell nimmt der Bromgehalt der Schichtwässern vom Tertiär über Kreide, Keuper, Buntsandstein zum Zechstein hin stark zu. Aus dem

Bromid/Chlorid-Diagramm wird die Korrelation zur Anreicherung des Broms in Restlösungen bei Evaporation von Meerwasser deutlich. Die Genese des überwiegenden Anteils der Zechsteinkarbonat-Wässer ist somit durch eine fortgeschrittene syngenetische Evaporation geprägt worden. Zechsteinwässer mit deutlich von der Evaporationskurve abweichenden Br-Gehalten weisen insbesondere auf Reaktionen mit Br-haltigen Gesteinen, auf Ablaugung von Steinsalz infolge salztektonischer Prozesse und auf Mischungen mit Kompaktionswässern aus dem Zechstein selbst bzw. mit anderen Formationswässern hin.

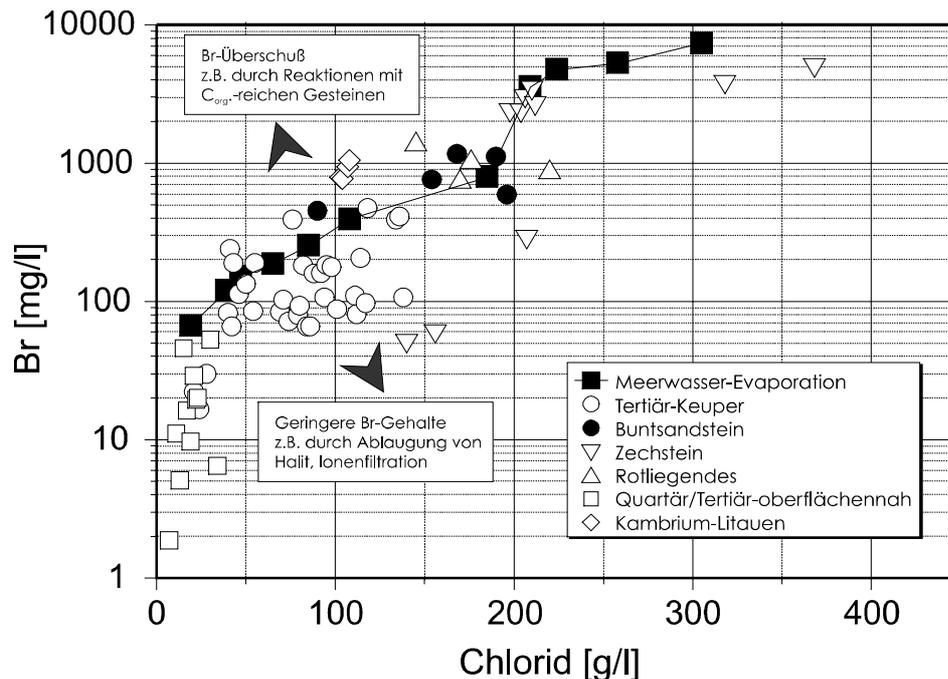


Abbildung 4-2: Br/Cl-Verhältnisse ausgewählter Schichtwässer Norddeutschlands [Quellen: Carlé, 1975; Müller und Papendieck, 1975; Thermalwasseranalysen von GTN und GFZ, Meerwasser-Evaporationskurve nach Thomas, 1994, Anlage 21)

Ein Großteil der dargestellten Schichtwässer der Aquifere des Tertiär bis Keuper zeigt gegenüber der Meerwasser-Evaporationskurve eine Verarmung an Bromid. Ursachen dafür liegen sowohl in salinartektonisch verursachten Ablaugungen von Halit als auch im Einfluß von Infiltrationswässern und von während der Diagenese aus den Sedimenten freigesetzten salinaren Wässern (z. B. Kompaktionswässer). Bei einigen der Formationswässer mit einer Anreicherung von Bromid gegenüber der Evaporationskurve ist eine Beziehung zu C_{org} -reichen Gesteinen offensichtlich. Gleiches gilt für die zum Vergleich im Diagramm 4-2 angegebenen Thermalwässer aus kambrischen Sandsteinen Litauens. Die Nebengesteine dieser altpaläozoischen Sandsteine sind C_{org} -reiche Tonsteine, die primär einen hohen Algenanteil aufwiesen und heute stellenweise Erdölmuttergesteine (Kerogentyp I) darstellen.

Da der biophile Charakter des Bromids allgemein bekannt ist, weist der oben beschriebene Zusammenhang zwischen der erhöhten Konzentration des Bromids im Thermalwasser und den Gesteinen mit hohem organischen Anteil auf die Bromid-Mobilisation aus den Gesteinen infolge von Wechselwirkungen mit den Thermalwässern hin. Andere Gründe für eine Anreicherung des Bromids in Thermalwässern können in der Ionenfiltration und in der Ablaugung von stark Br-haltigen Salzphasen liegen.

Die in Abbildung 4-2 enthaltenen Formationswässer des Buntsandsteins und des Rotliegenden weisen große Ähnlichkeiten auf. Ihre Stellung im Diagramm zwischen den Wässern des Zechsteins und denen der tertiären bis obertriassischen Aquifere deutet auf eine höhere syngenetische Evaporation dieser Schichtwässer im Vergleich zu letzteren hin. In der Nähe der Salinareinschaltungen des Rotliegenden und des Buntsandsteins sind auch den Zechsteinwässern ähnelnde salinare Reliktlösungen vorhanden.

Neben dem Bromid sind NH_4^+ , Iodid und Bor weitere marine und biophile Komponenten der Thermalwässer. Iod ist nach Krejci-Graf (1980) ausgesprochen biogen und marin angereichert, was dazu führt, daß selbst bei hohen Salz- und Bromidgehalten in nichtmarinen Wässern kein Iod oder nur geringe Gehalte auftreten. Die Iodkonzentrationen der norddeutschen Thermalwässer liegen zwischen Konzentrationen von kleiner als 1mg/l und Werten von bis zu 100 mg/l. Selten treten noch höhere Gehalte auf [Carlé, 1975; Müller und Papendieck, 1975; Holldorf et al., 1992; Thomas, 1994]. Im überwiegenden Teil der Thermalwässer ist das Iod gegenüber der Evaporationskurve des Meerwassers deutlich angereichert [vgl. Thomas, 1994 - Abb. 18], wobei die höchsten Konzentrationen in Kohlenwasserstoff-Begleitwässern und somit vor allem im Rotliegenden, Zechstein und besonders in NW-Deutschland auch im Keuper, Jura und Tertiär auftreten.

Hohe NH_4^+ -Gehalte der Schichtwässer, wie sie z. B. aus dem Staßfurtkarbonat in Norddeutschland mit Werten größer als 1 g/l bekannt sind [Müller und Papendieck, 1975] werden aus der Zersetzung stickstoffreicher Komponenten der organischen Substanzen der Sedimentgesteine und speziellen Kationenaustauschreaktionen an Tonmineralen (Kalium und Natrium gegen Ammonium) abgeleitet. Die hohen Ammoniumgehalte dieser Wässer besitzen auch für die Diskussion zur Genese N_2 -reicher Erdgase eine besondere Bedeutung, da NH_4^+ zu N_2 durch das in roten hämatitführenden Tonsteinen vorhandene Fe^{3+} oxidiert werden kann [Getz, 1980].

Die Borgehalte der Wässer reichen von einigen wenigen mg/l bis zu maximalen Werten von ca. 1 g/l. Da das Bor ein typisches marines und biophiles Element im sedimentären Zyklus darstellt, liegt es in klastischen und marinen karbonatischen Sedimentgesteinen vor allem sorptiv an Tonminerale gebunden und in Verbindung mit organischen Substanzen vor. Schichtwässer des Tertiär bis Keuper weisen Borgehalte bis zu 100 mg/l auf, wobei die Mehrzahl der aus der oben bereits genannten Literatur und eigenen Thermalwasseranalysen stammenden Daten Konzentrationen zwischen 10 und 50 mg/l aufweisen. Norddeutsche salinare Reliktlösungen besitzen überwiegend Borgehalte > 100 mg/l auf [Müller und Papendieck, 1975].

Ein weiteres in den norddeutschen Thermalwässern gegenüber der Evaporationskurve von Meerwasser überwiegend angereichertes Element ist das Lithium. Die Werte der in Abbildung 4-3 erfaßten Thermalwässer reichen von 0,3 mg/l bis zu 200 mg/l.

Besonders hohe Gehalte treten im Buntsandstein, Zechstein und Rotliegenden auf. Der aus dem Diagramm ersichtliche generelle Anreicherungstrend läßt sich wie schon von Thomas (1994) dargestellt, nicht allein durch Anreicherungsprozesse infolge von Evaporation erklären, sondern muß auch durch intensive Wasser-Gestein-Wechselwirkungen bedingt sein. Lithium ist in den klastischen Sedimentgesteinen des Norddeutschen Beckens vor allem an Illit und Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale gebunden, wobei es sowohl adsorptiv an Oberflächen gebunden wie auch in Zwischenschichten eingebaut sein kann. Bei der sehr stark temperaturgesteuerten und auch von der Verfügbarkeit von Kalium abhängigen diagenetischen Umwandlung von Illit-Smektit über Illit zu Illit/Muskovit wird, wie von Hoth (1997) anhand paläozoischer Tonsteine des Beckens nachgewiesen, Li freigesetzt (Abbildung 4-4).

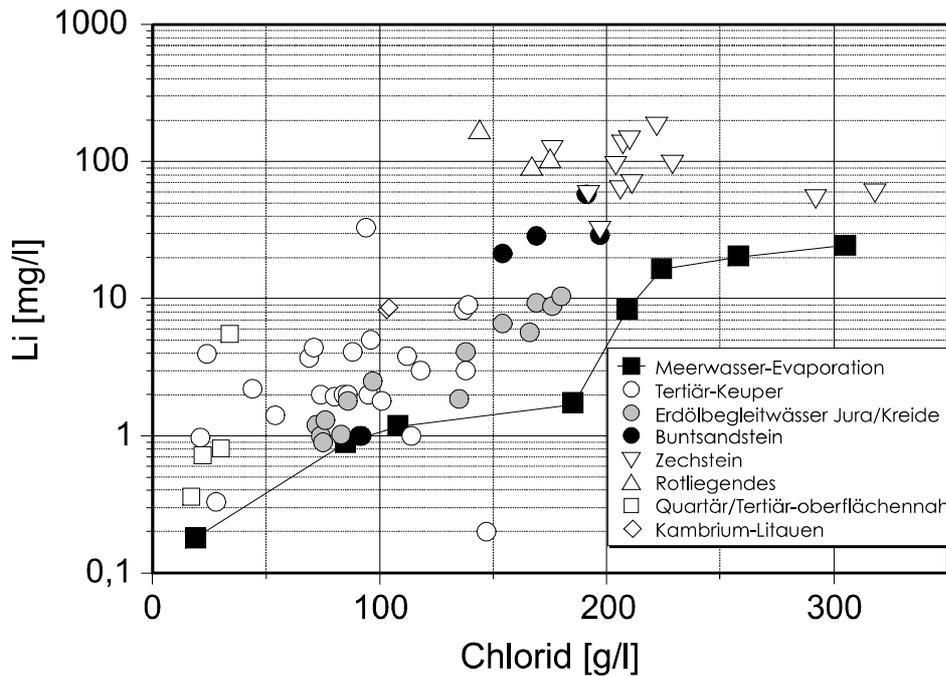


Abbildung 4-3: Li/Cl-Verhältnisse ausgewählter Schichtwässer Norddeutschlands [Quellen: Carlé, 1975; Thomas, 1994; Müller und Papendieck, 1975; Thermalwasseranalysen von GTN und GFZ, Meerwasser-Evaporationskurve nach Thomas, 1994, Anlage 21]

Für diesen Prozeß besitzen neben der Temperatur Ionenaustauschprozesse eine besondere Bedeutung. Da die Austauschfähigkeit der in Tonmineralen vorkommenden Alkalien in der Reihenfolge von $\text{Li} > \text{Na} > \text{K} > \text{Rb} > \text{Cs}$ abnimmt, findet im Verlauf der Diagenese ein Austausch des Li bevorzugt gegen K aber auch gegen Na statt. Zeugnis dieses Austauschprozesses können die Anreicherungen des Lithiums bei gleichzeitiger Konzentrationsabnahme des Kaliums in den Wässern sein. Extrem Li-haltige sekundäre Phasen wie z. B. Li-Chlorite können als weitere Hinweise gelten.

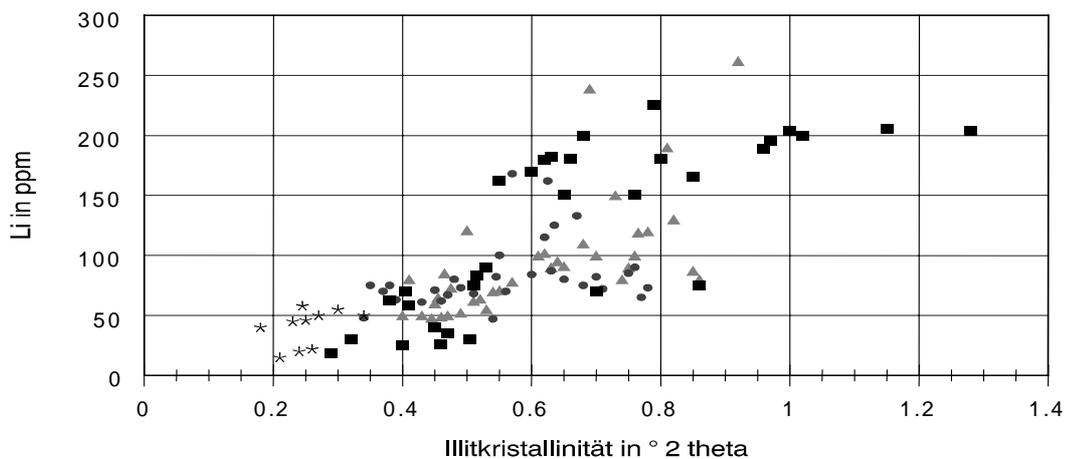


Abbildung 4-4: Korrelation von Li-Gehalten pelitischer Gesteine des Norddeutschen Beckens und Diagenesegrad (Illitkristallinität)

Besondere technologische Bedeutung bei der Nutzung bzw. der Reinjektion von Thermalwässern können die Eisen- und untergeordnet auch die Mangan- und Schwermetallgehalte (insbesondere Pb und Zn) besitzen. Da die Wässer überwiegend reduzierende Verhältnisse aufweisen, liegen diese Elemente in zweiwertiger Form vor. Sie sind im Vergleich zum Meerwasser durch Fluid-Gestein-Wechselwirkungen in den Thermalwässern sehr stark angereichert. Die Konzentration dieser Ionen ist vor allem durch die unter reduzierenden Bedingungen mögliche verstärkte Lösung aus den Gesteinen bedingt und hängt somit von der Verfügbarkeit der entsprechenden Verbindungen in den Speicher- und Nebengesteinen ab. Der überwiegende Anteil der mesozoischen Wässer besitzt Fe^{2+} -Gehalte zwischen 1 mg/l und 200 mg/l. Einige der relativ oberflächennah aufgeschlossenen Wässer des Quartärs und Tertiärs weisen deutlich geringere Gehalte auf [Carlé, 1975]. Fe^{2+} -Konzentrationen größer als 200 mg/l sind vor allem aus Schichtwässern bekannt, die mit besonders Fe-reichen Gesteinen in Wechselwirkung stehen. So sind z. B. im Rotliegenden des Emslandes Wässer mit fast 600 mg/l Fe^{2+} erbohrt worden [Carlé, 1975].

Die von Thomas (1994) untersuchten Erdölbegleitwässer NW-Deutschlands weisen Mangangehalte von 0,1 bis 10 mg/l auf, die im Rahmen der hydrogeothermalen Erdwärmennutzung untersuchten Wässer von Jura- und Keuperreservoirien sind durch Mangangehalte zwischen 1 und 20 mg/l charakterisiert. Deutlich höhere Gehalte (teilweise > 100 mg/l) sind aus dem Buntsandstein und dem Rotliegenden des Norddeutschen Beckens bekannt. Pb und Zn treten in den Thermalwässern zumeist in Konzentrationen von unter 100 µg/l und bis zu 10 mg/l auf [Carlé, 1975; s. Tabellen im Teil B, Kapitel 4]. Weit höhere Konzentrationen sind wiederum aus Formationswässern des Buntsandsteins und des Rotliegenden, die im Rahmen der Erdölerkundung analysiert wurden, bekannt.

Bei den bisher in Norddeutschland geothermisch genutzten Thermalwässern handelt es sich um Formationswässer des Jura und Keuper (s. Teil B, Kapitel 4), die dem Thermalwassertyp A der Abbildung 4-1 zuzuordnen sind. Alle diese in Nutzung befindlichen Wässer sind hochsalinare Na-(Ca-Mg)-Cl-Lösungen mit reduzierenden Verhältnissen ($E_h < -50$ mV), pH-Werten zwischen 5,5 und 6,5 und einem geringen Anteil an gelösten Schichtgasen. In Abbildung 4-5 sind die in den geothermischen Heizzentralen der Standorte Waren/Müritz, Neubrandenburg und Neustadt-Glewe genutzten Thermalwässer mit Hilfe von STIFF-Diagrammen charakterisiert.

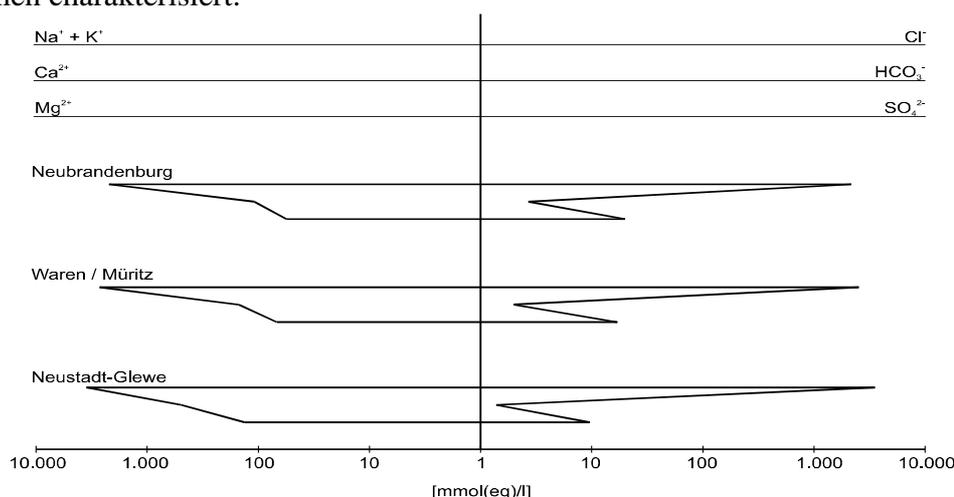


Abbildung 4-5: STIFF-Diagramme der in den geothermischen Heizzentralen von Waren, Neubrandenburg und Neustadt-Glewe genutzten Thermalwässer.

Dominierende Thermalwasserkomponenten sind Chlorid mit > 49 mmol(eq)-% und Natrium mit 42 - 47 mmol(eq)-%. Weitere Komponenten sind Calcium, Magnesium, Kalium, Hydro-

genkarbonat und Sulfat mit Anteilen von 0,10 bis 10 mmol(eq)-%. Mit zunehmender Teufe erhöht sich der Ca- Gehalt der Wässer, gleichzeitig nimmt der Hydrogencarbonatgehalt ab. Nebenbestandteile und Spurenbestandteile sind Ammonium, Lithium, Strontium, Rubidium, Barium, Eisen, Mangan, Zink, Blei, Silicium, Bor sowie Iodid, Bromid, Fluorid und organische Säuren.

Die geringen Schichtgasanteile von maximal 10% setzen sich aus N₂, CO₂, CH₄, Spuren von höheren Kohlenwasserstoffen, H₂ und He zusammen.

4.2 Thermalwasseranalytik

Michael Kühn

Die Wasserqualität ist bei der Reinjektion in klastische Reservoirs von essentieller Bedeutung für die Lebensdauer der Injektionsbohrung. Um mögliche Fällungsreaktionen abschätzen zu können, ist eine umfangreiche und verlässliche Analyse der Wässer Grundlage geochemischer thermodynamischer Modellierungen.

Die Analytik der Hauptbestandteile und speziell der Spurenstoffe ist in den anoxischen Thermalsolen aufgrund der Matrixeffekte und möglicher Eisenhydroxidfällungen schwierig. Eine Meßprozedur wurde für die geothermischen Heizanlagen Neubrandenburg und Neustadt-Glewe entwickelt, getestet und vor Ort eingesetzt [Kühn et al., 1996]. Die Parameter Na⁺, K⁺, NH₄⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Ba²⁺, Sr²⁺, Fe_{Gesamt}, Mn²⁺, SiO₄⁴⁻, B(OH)₃, Zn²⁺, Pb²⁺, Cd²⁺, F⁻, Cl⁻, Br⁻, I⁻, SO₄²⁻, SO₃²⁻, S²⁻, PO₄³⁻, NO₃⁻, NO₂⁻ und DOC wurden mittels der ICP-AES, ionensensitiver Elektroden, der Photometrie, der Polarographie, Titrationen, der Ionenchromatographie und dem TOC-Gerät bestimmt. Abgesehen von Cl⁻ und SO₄²⁻ wurde die gesamte Anionenanalytik vor Ort durchgeführt, denn der hohe Eisengehalt des Wassers erfordert die Konservierung mit Säure, was abhängig von der Meßmethode bei den Anionen meist vermieden werden muß.

Die Spurenmetalle Zn²⁺, Pb²⁺, Cu²⁺, Cd²⁺, Cr³⁺, Sc³⁺, Co²⁺, Y³⁺, La³⁺, Ce³⁺, Al³⁺, wurden mit Hilfe eines Spuren-Matrix-Trennungsverfahrens bestimmt. Es erfolgte eine Anreicherung der Elemente im Säulenbetrieb mit dem chelatisierenden Kationenaustauscher Chelex[®]100. Die Elementkonzentrationen der im Folgeschritt gewonnenen sauren Eluate wurden mit der ICP-MS bestimmt. In Abhängigkeit vom pH-Wert und des Salzgehaltes der Wässer wurde eine Methode entwickelt, mit deren Hilfe die Spurenmetallgehalte mit Nachweisgrenzen unterhalb 1 µg/l bestimmt werden können.

Ionensensitive Elektroden

Ammonium und Fluorid wurden mit der ORION Ammonium Elektrode 95-12 und der ORION Fluorid Elektrode 96-09 analysiert. In stark alkalischen Lösungen (> pH 10) werden die Ammonium-Ionen in Ammoniak umgewandelt, diffundieren durch die gaspermeable Membran der Elektrode und werden dort proportional zur Ammoniumkonzentration der Probe detektiert.

Die Fluoridelektrode besteht aus einem mit Europium dotiertem Lanthantrifluoridkristall in Epoxidharz. Die Detektion erfolgt in einem pH-Puffer (TISAB: HCl, TRIS-Hydroxymethyl-Aminomethan, Na-Tartrat), der gleichzeitig die Fluoridionen dekomplexiert.

Titrationen

Die Säurekapazität des Wassers wurde direkt nach der Beprobung nach DIN 38409 (1979) bestimmt. Die Proben wurden dafür mit Salzsäure bis zu einem pH-Wert von 4,3 titriert. Die

Bromid- und Iodidionen wurden in einem Schritt mittels einer iodometrischen Titration bestimmt [DEV, 1986].

Polarographie

Die polarographischen Meßmethoden eröffnen einen breiten Anwendungsbereich in der Spurenanalytik, der sich über die Kationen-, Anionen- und Speziesanalytik erstreckt [Naumer und Heller, 1990]. Die Messungen wurden durchgeführt mit dem Metrohm Polarecord E 506, in Verbindung mit dem Controller E 608 und dem VA-Stand 663 der Multi-Mode-Elektrode. Zink, Cadmium und Blei konnten bis in den unteren µg/l Bereich mit der inversen Voltammetrie bestimmt werden [Metrohm, 1987, Appl.B. No. 147; Metrohm, 1992, Appl.B. No. 113]. Die Schwefelspezies Sulfid und Sulfid wurden direkt nach der Beprobung vor Ort analysiert [Metrohm, 1992, Appl.B. No. 99].

ICP-OES

Die Messungen wurden mit einem PERKIN-ELMER ICP/6500 XR Gerät und einem Babington Zerstäuber durchgeführt. Tabelle 4-1 zeigt die mit ICP-AES analysierten Elemente und die dabei verwendeten Wellenlängen.

Element/Ion	Wellenlänge	Element/Ion	Wellenlänge
Natrium (Na ⁺)	589.592 nm	Eisen (Fe ²⁺)	238.204 nm
Kalium (K ⁺)	766.500 nm	Mangan (Mn ²⁺)	257.610 nm
Magnesium (Mg ²⁺)	279.553 nm	Silicium (SiO ₄ ⁴⁻)	251.611 nm
Calcium (Ca ²⁺)	393.366 nm	Bor (B(OH) ₃)	249.773 nm
Strontium (Sr ²⁺)	407.771 nm	Schwefel (SO ₄ ²⁻)	182.037 nm (N ₂)
Barium (Ba ²⁺)	233.527 nm		

Tabelle 4-1: Mittels ICP-AES analysierte Elemente

Photometrie

Der ortho-Phosphatgehalt der Proben wurde photometrisch über einen Molybdat-Komplex bei 880 nm detektiert [DIN 38405, 1983]. Die Messungen erfolgten mit einem PERKIN-ELMER 550 SE UV/VIS Spektrophotometer. Die Nitritkonzentration der Wässer ließ sich mit einem roten Azo-Farbkomplex bei 530 nm bestimmen. Die Analyse der Nitrationen erfolgte als Nitrit nach Reduktion in einer Cadmium-Säule mittels einer automatisierten Meßprozedur [Grasshoff et al., 1983].

Ionenchromatographie

Die Chloridkonzentrationen wurden ionenchromatographisch mit einer KNAUER HPLC Pumpe 64 und einer 25 cm langen VESCAN Anionen-R-Säule und UV-Detektion bestimmt (Eluent: K-Hydrogenphthalat, pH 3,8).

Total Organic Carbon Analyzer

Der Gehalt an nicht ausblasbarem gelösten organischen Kohlenstoff (TOC) wurde mit dem Total Organic Carbon Analyzer TOC-5050/ASI-5000 von SHIMADZU bestimmt. Die Proben werden verbrannt und das dabei entstehende Kohlendioxid mit einem Infrarot-Detektor analysiert.

Spuren-Matrix-Trennung mit Chelex[®] 100-ICP-MS

Die für marine Proben bekannte Anreicherung von Spurenmetallen mit Chelex[®] 100 [Pai, 1988 und Pai et al., 1988; Paulson, 1986; Van Berkel et al., 1988] wurde für die anoxischen Tiefenwässer weiterentwickelt. Im Säulenbetrieb wurde der chelatisierende Kationenaustauscher (200-400 mesh, Na-Form, Bio-Rad Laboratories) verwendet. Die Messung der sauren Eluate erfolgte mit der FINNIGAN MAT ICP-MS SOLA.

4.3 Gase in hydrothermalen Wässern Nordostdeutschlands und Möglichkeiten der Isotopengeochemie

Dirk Naumann und Jörg Erzinger

In hydrothermalen Wässern, die zur geothermischen Nutzung herangezogen werden, sind Gase in unterschiedlichen Konzentrationen und Zusammensetzungen enthalten. Für den Betrieb einer geothermischen Heizanlage sind auch die Zusammensetzung der freien und im Wasser gelösten Gase sowie das Gas/Wasser-Verhältnis von großer Bedeutung, da sich die unter Schichtbedingungen im Formationswasser gelösten Gase bei Druckentlastung entlösen und zu erheblichen technologischen Problemen führen können [Schön und Rockel, 1991].

Die Gase, die in geothermalen Quellen auftreten, können in zwei Gruppen unterschieden werden: die reaktiven Gase CO₂, H₂S, NH₃, H₂ und Kohlenwasserstoffe (wie z. B. CH₄), die zusammen mit dem reaktionsträgen N₂ die Hauptbestandteile der Gasphase bilden und an chemischen Gleichgewichtsreaktionen teilnehmen und inerte Gase wie die Edelgase. Die Zusammensetzung der Gasphase ist von mehreren Faktoren abhängig, wie z. B. Druck und Temperatur im Reservoir, stoffliche Zusammensetzung der Mutter- und Speichergesteine sowie die Löslichkeit der einzelnen Gase im Fluid: He und N₂ zählen beispielsweise zu den relativ schlecht löslichen Gasen; Ar, CH₄ und CO₂ sind dagegen weitaus besser löslich [Zimmer, 1993; Nicholson, 1993 und Verweise darin].

Die Zusammensetzung der Gase in den durch Geothermiebohrungen erschlossenen sedimentären Schichtwässern in Nordostdeutschland variiert stark. Während die Schichtwässer der Bohrungen Gt Stralsund 2/85 (1580 m) und Gt Neuruppin 2/87 (1600 m) über 90 Vol.-% N₂ enthalten, hat das im Wasser der Bohrung Gt Schwerin 3/87 (2060 m) enthaltene Gas einen CH₄-Anteil von 70-75 Vol.-% und lediglich bis zu 26 Vol.-% Stickstoff [Schön und Rockel, 1991]. Nach unseren Ergebnissen sind in der Gasphase des Thermalwassers von Neustadt-Glewe (2250 m) neben Spuren an N₂, He, H₂, Rn und aliphatischen Kohlenwasserstoffen 80-85 Vol.-% CO₂ und 10-15 Vol.-% Methan enthalten [Naumann und Erzinger, 1996]. Die Gasphase des in Neubrandenburg geothermisch genutzten Wassers wird hingegen hauptsächlich von N₂ dominiert.

Die in Nordostdeutschland prospektierten und zum Teil geförderten Erdgase zeigen ebenfalls relativ hohe Stickstoffkonzentrationen. In Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg enthalten die Erdgase über 90 Vol.-% N₂ [Müller et al., 1976], während die Erdgase in der Altmark 40-80 Vol.-% N₂ und CH₄-Gehalte von weniger als 20 bis über 60 Vol.-% aufweisen [Müller, 1990; Schumacher und May, 1990].

Quantitatives Datenmaterial von in den Thermalwässern des norddeutschen Sedimentbeckens enthaltenen Gasen ist in der Literatur eher selten. Dagegen wurden hydrothermale Wässer im

süddeutschen Kristallin vergleichsweise häufig auf ihre Gasgehalte hin untersucht. Auch dort sind die Gaszusammensetzungen der salinaren Wässer variabel. Untersuchungen von Pauwels et al. (1993) im Rheingraben haben CO₂-Anteile von 46 bis 67 Vol.-% und 27-37 Vol.-% N₂ ergeben. CH₄ tritt hier mit etwa 5 Vol.-% auf, während der Wasserstoffanteil bis zu 20 Vol.-% betragen kann. Das Gas/Wasserverhältnis wird mit etwa 1:5 angegeben. Untersuchungen während der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) in der Oberpfalz haben gezeigt, daß dort die Formationsfluide im kristallinen Grundgebirge vorwiegend N₂ enthalten. Die Gasphase von Fluidproben aus verschiedenen Teufen (bis 5000 m) enthielt als Hauptbestandteile 70-90 Vol.-% N₂ und bis zu 32 Vol.-% CH₄ [Zimmer, 1993; Weise et al., 1995]. Das bei einem Pumpstest der KTB-Vorbohrung geförderte Formationswasser (3850-4000 m) enthielt 0,8 l gelöstes Gas pro einem Liter Wasser [Zimmer, 1993]. In den Kristallinwässern der Nagra-Tiefbohrungen (Schweiz) ist ebenfalls N₂ die Hauptgaskomponente [Kanz, 1987]. Untersuchungen von Giggenbach et al. (1991) am Laacher See (Vulkaneifel) zeigen eine deutliche CO₂-Dominanz der Gasphase.

Sowohl die Zusammensetzung der Gasphase als auch die Isotopensignaturen der Gase und Wässer können Hinweise auf die mögliche Herkunft und Geschichte der Gase und Wässer liefern. So ist es möglich, mit einem N₂-Ar-He-Dreiecksdiagramm die dominierenden Quellen der Gase aufzuzeigen [Giggenbach, 1980; Norman und Musgrave, 1994].

Bei Isotopenuntersuchungen unterscheidet man zwischen stabilen und radioaktiven Isotopen. Als stabile Isotope kommen für die norddeutschen Thermalwässer und deren Gase z. B. ¹³C, ¹⁵N, ³⁴S, ²H (Deuterium), ¹⁸O und Edelgasisotope in Betracht. Mit Hilfe der Konzentration stabiler Isotope und deren Verhältnissen lassen sich Aussagen über die Herkunft der Gase und Wässer sowie Wasser/Gestein-Reaktionsverhältnisse gewinnen. Radioaktive Isotope wie ³H (Tritium), ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr, ¹²⁹I und ³⁶Cl [Hedenquist et al., 1990; Graham, 1992; Fehn et al., 1992] werden zur Datierung und als Tracer eingesetzt.

Isotopenuntersuchungen an norddeutschen Thermalwässern sind bisher relativ selten durchgeführt bzw. veröffentlicht worden. Bei Müller und Papendieck (1975) und Müller und Nebel (1976) sind Ergebnisse zur Isotopengeochemie von H, O und S von Tiefenwässern in Nordostdeutschland und des Thüringer Beckens zu finden. Danach variieren die δD, δ¹⁸O und δ³⁴S-Werte in den verschiedenen Schichtwässern (z. T. auch in den Wässern der gleichen Periode wie z. B. des Perm) stark. Als Variationsbreiten werden für δD -60 bis +60 ‰, für δ¹⁸O -10,8 bis +10,2 ‰ und für δ³⁴S +3 bis +47 ‰ angegeben.

Bei den Edelgasen ist das ³He/⁴He-Verhältnis ein guter Indikator für den Anteil des Heliums, der durch Entgasung und Diffusion aus dem „Erdmantel migriert“ ist bzw. in der Erdkruste neu gebildet wurde [Mazor et al., 1988; Ballentine und O’Nions, 1994; Mamyrin und Tolstikhin, 1984]. Abbildung 4-6 zeigt eine Zusammenstellung von He-Isotopensignaturen von Wässern unterschiedlicher geographischer Herkunft zusammen mit dem am GFZ gemessenen ³He/⁴He-Verhältnis des Thermalwassers von Neustadt-Glewe. Danach deutet das relativ kleine ³He/⁴He-Verhältnis im Thermalwasser von Neustadt-Glewe eindeutig auf eine krustale Herkunft des Heliums hin.

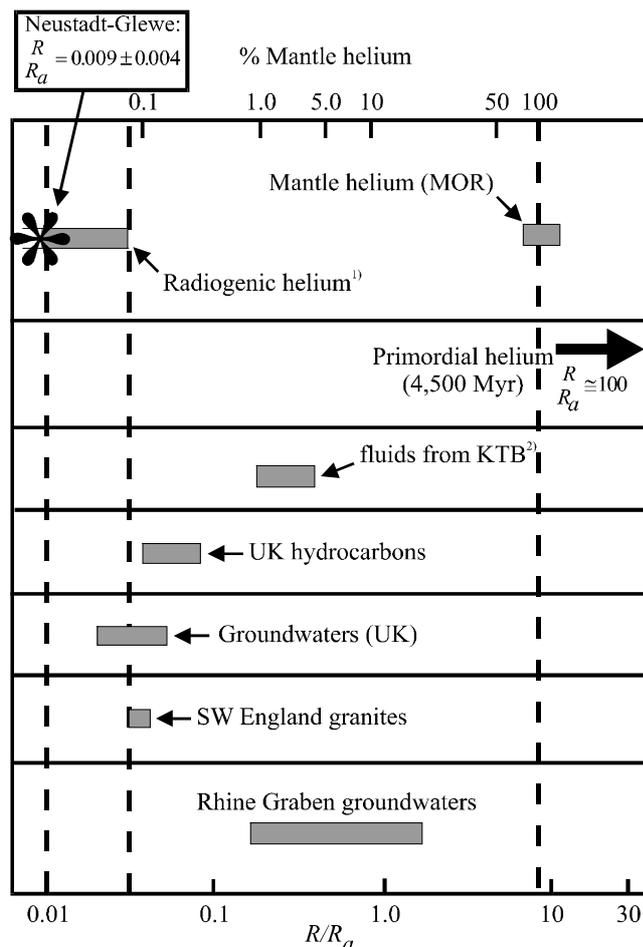


Abbildung 4-6: He-Isotopenverhältnisse in Wasserproben aus West-Europa und Darstellung des entsprechenden Wertes für das Thermalwasser aus Neustadt-Glewe. Die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse der Proben (R) werden verglichen mit dem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis der Atmosphäre ($R_a=1.4 \cdot 10^{-6}$) [modifiziert nach Hooker et al., 1985 aus Mamyrin und Tolstikhin, 1984, Daten aus Weise, 1990 und Fritz et al., 1991].

4.4 Gasprobenahme und Gasanalytik an geothermisch genutzten hydrothermalen Wässern

Dirk Naumann und Jörg Erzinger

Die Probenahme dieser Gase kann auf verschiedene Arten geschehen. Eine Möglichkeit ist die („off-line“-) Probenahme von Thermalwasser in einem geeigneten gasdichten Behältnis, das anschließend in einem Labor entgast und analysiert wird. Dabei ist zu beachten, daß die Probe nicht durch Luft oder andere Gase (z. B. anlagenbedingte N_2 -Beaufschlagung) kontaminiert wird und möglichst nur aus einer Phase besteht. Weiterhin besteht die Möglichkeit, das Thermalwasser vor Ort zu entgasen und das gewonnene Gas z. B. in einem Gassammelrohr für die Analytik in einem Labor zu separieren.

Um die in Wässern enthaltenen Gase quantitativ freizusetzen, gibt es mehrere Möglichkeiten: (a) Rühren bzw. Schütteln der Wasserprobe im Vakuum, (b) Erhitzen der Wasserprobe, (c) Zerstäuben des Wassers im Vakuum, (d) Extraktion der Gase mittels Ultraschall und (e) mittels „Stripping“. Diese Methoden können auch miteinander kombiniert werden. Methode (a) wird u. a. in der Edelgasmassenspektrometrie angewandt [Schulze, 1993; Bayer et al., 1989; Otton und Reimer, 1991]. Das Austreiben der Gase mittels Ultraschallwellen beschreibt Holt

et al. (1995) [s. Sedwick et al., 1994; Jeroschewski und Braun, 1996] sehr ausführlich. Piperov et al. (1994) extrahieren die im Wasser gelösten Gase durch Erhitzen (80 °C) der Wasserprobe im Vakuum. Eine Anleitung zur Extraktion von Gasen aus Wasser mittels Zerstäuben und Erhitzen im Vakuum ist bei Smethie und Schell (1980) zu finden. Bei der Stripping-Methode wird die Wasserprobe mit einem Trägergas (Helium, Stickstoff etc.) durchströmt. Dadurch werden die im Wasser gelösten Gase vom Trägergas aufgenommen und somit entläßt. Die Art des Trägergases und die dadurch verursachte Verdünnung der Gase schränken die Anwendung dieser Methode jedoch ein. Sie wird bevorzugt bei der Radonbestimmung angewandt [Key et al., 1979; Yang, 1991; Berelson et al., 1987].

Die so gewonnenen Gase werden dann einem für die zu bestimmenden Gaskomponenten geeigneten Meßgerät zugeführt, wie z. B. Massenspektrometer, Gaschromatographen, IR-Photometer oder Gassensoren.

Im gasanalytischen Labor des GeoForschungsZentrums Potsdam befindet sich z. Z. eine Apparatur im Aufbau, mit der Gase aus Wässern im Durchfluß durch Ultraschall in Kombination mit der bei Schulze (1993) und Bayer et al. (1989) beschriebenen Separation extrahiert werden.

Neben der „off-line“-Probenahme besteht die Möglichkeit, sogenannte „on-line“-Bestimmungen durchzuführen, wie sie von unserer Arbeitsgruppe an der Geothermie-Anlage in Neustadt-Glewe durchgeführten wurden. Die Gase werden mittels eines selbstgebauten Entgasers freigesetzt (Abbildung 4-7), in welchem das etwa 90°C heiße Thermalwasser in einem abgeschlossenen Gefäß versprüht wird. Durch die hohe Wassertemperatur entläßt sich das Gas nahezu vollständig. Das freigesetzte Gas wird parallel in ein Quadrupolmassenspektrometer (QMS), einen Gaschromatographen (GC) und ein Radon- α -Spektrometer gepumpt. Mit dem QMS werden N₂, CO₂, Ar, He und H₂ bestimmt. Der GC quantifiziert die Kohlenwasserstoffe CH₄, C₂H₆, C₃H₈ und C₄H₁₀ [Figgemeier et al., 1991] und ist mit einem Gas Sammelsystem verbunden, welches bei Bedarf automatisch Gasproben nimmt, an denen im Labor des GFZ in Potsdam spezielle Untersuchungen (z. B. Spuren- und Edelgase, Isotopenverhältnisse) durchgeführt werden. Das Radon- α -Spektrometer bestimmt das radiogene Edelgas Radon [Erzinger et al., 1992].

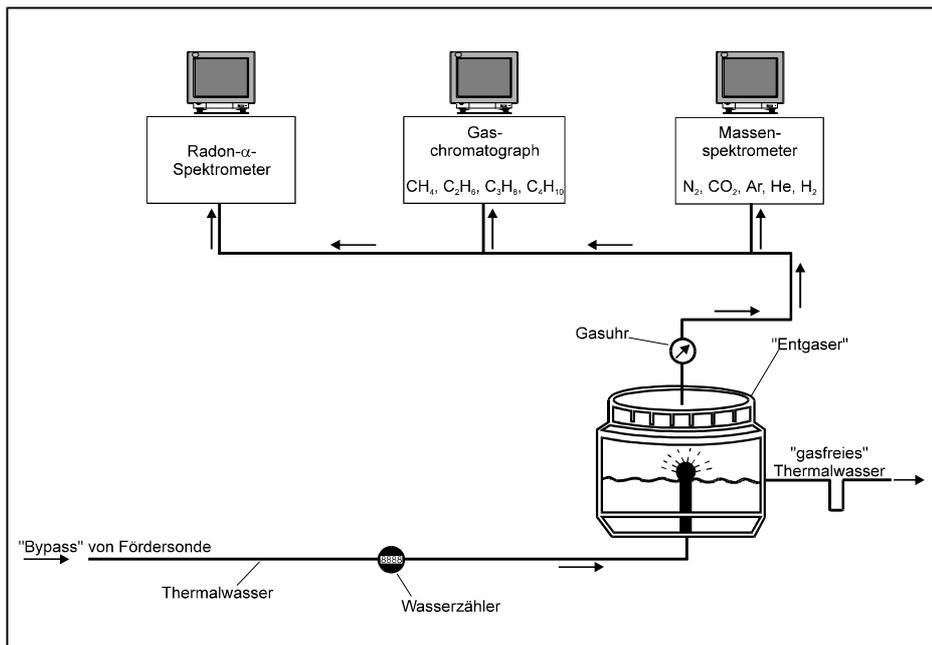


Abbildung 4-7: „On-line“-Meßaufbau zur Bestimmung der Gaszusammensetzung von Thermalwasser an einer Geothermie-Anlage

4.5 Mikrobiologie der Thermalwässer

Manfred Köhler, Sabine Bochnig, Fernando Völsger und Klaus Hofmann

Im Rahmen des seit 1990 bearbeiteten und vom BMFT bzw. BMBF geförderten Projektes „Geomikrobiologische Untersuchungen von geothermisch genutzten Tiefenwässern Nordostdeutschlands (Mecklenburg-Vorpommern)“ und dem Nachfolgethema „Spezielle mikrobiologische Untersuchungen an geothermisch genutzten Tiefenwässern in Mecklenburg-Vorpommern“ wurden in Kooperation mit der Geothermie Neubrandenburg GmbH umfangreiche mikrobiologische und geologisch-mineralogische Analysen und Modellversuche mit Tiefenwässern der Geothermischen Heizzentralen Neubrandenburg, Neustadt-Glewe und Waren durchgeführt. Über Ergebnisse dieser Forschungsarbeiten wurde auf den Geothermischen Fachtagungen berichtet [Köhler et al., 1992, 1994 und 1996] und deren Bedeutung für den störungsfreien Langzeitbetrieb von Geothermieranlagen nachgewiesen.

Geothermisch genutzte Tiefenwässer und Speicherhorizonte stellen extreme Biotope dar, wo mehrere außergewöhnliche Standortfaktoren zusammenwirken:

- Temperaturen von ca. 40 °C bis >90 °C,
- Salzgehalte zwischen 8 % und 30 %,
- Drücke von etwa 10 bis 25 MPa sowie
- anaerobe bzw. mikroaerophile Bedingungen.

Auf Grund des hohen Anpassungsvermögens, insbesondere der sogenannten extremophilen Mikroorganismen (halophile, thermophile, barophile), ist unter dem Einfluß wachstumsfördernder Faktoren eine Massenentwicklung der in einem Tiefenwasser bzw. Aquifer vorhandenen Mikroorganismen möglich: Halophile Bakterien können bei NaCl-Konzentrationen > 200 g/l optimal wachsen. Thermophile Bakterien entwickeln bei Temperaturen bis 70 °C, hyperthermophile Bakterien >90 °C noch volle physiologische Aktivität. Barophile Bakterien werden durch hohe Drücke bis 20 MPa und darüber im Wachstum gefördert. Derartige Mikroorganismen, die bisher im Rahmen der Mikrobiologie aus submarinen Hydrothermalsystemen (rift valley), Solfaterenfeldern, Erdöllagerstättenwässern sowie untertägigen Gasspeichern beschrieben wurden, können nach bisherigen Befunden auch geothermisch genutzte Schichtwässer besiedeln.

Keimdichte und Artenspektrum in einem Thermalwasser werden insgesamt durch die Milieubedingungen bestimmt, d. h. Temperatur, Salzgehalt, Druck, Redoxpotential und pH-Wert. Als potentielle Kohlenstoff- und Energiequellen stehen den Mikroorganismen die im Tiefenwasser und Speichergestein vorhandenen organischen Stoffe und mineralischen Bestandteile sowie gelöste Gase, z. B. H₂, CO₂, N₂ und CH₄ zur Verfügung. Wachstum und Vermehrung können vor allem durch exogene organische Substanzen, insbesondere bei Eintrag von C/N-Quellen über Sicker- und Slop-Wässer, Spülungswässer und Bohrspülungschemikalien sowie durch Phosphat stimuliert werden.

Zusammensetzung der Tiefenwässer, Milieubedingungen und exogener Nährstoffeintrag bieten unterschiedlichen Mikroorganismengruppen entsprechende Entwicklungsmöglichkeiten, die ein Zusammenwirken in Form einer Metabiose ermöglichen. So werden z. B. beim Abbau organischer Stoffe (z. B. Carboxymethylcellulose, Stärke) u. a. organische Säuren gebildet, die vor allem von Desulfurizierern verwertet werden können.

Zum Bestand der in geothermisch genutzten Tiefenwässern nachgewiesenen Bakterien und Pilze gehören autochthone Mikroorganismen, d. h. eng an die Aquiferbedingungen adaptierte

Keime, die aus der Periode der Ablagerung des Sedimentes stammen sowie allochthone Mikroorganismen, die erst später das betreffende Sediment besiedelt haben. Bei zahlreichen durchgeführten mikrobiologischen Analysen wurde eine große Anzahl aerober und anaerober Bakterien und Pilze isoliert, die unterschiedlichen taxonomischen und physiologischen Gruppen angehören:

- Grampositive Bakterien, vor allem Sporenbildner der Gattungen *Bacillus* (*B. licheniformis*) und *Clostridium* (Abbildung 4-8);
Die hitzeresistenten Sporen dieser Bakterien können ungünstige Bedingungen in einem inaktiven Zustand überdauern und bei Wegfall oder Minderung eines "Stressfaktors" auskeimen und volle Aktivität als vegetative Zellen entfalten.



Abbildung 4-8: Thermalwasserbakterien mit Endosporen

- Gramnegative Bakterien, darunter Angehörige der halophilen Gattung *Halomonas*; Darüber hinaus konnten noch nicht näher identifizierte Bakterien (bzw. Archaeobakterien) isoliert werden, die hohe Temperaturen ($>90\text{ }^{\circ}\text{C}$) und NaCl-Konzentrationen ($>200\text{ g/l}$) vertragen.
- Desulfurizierer, d. h. sulfatreduzierende Bakterien (z. B. *Desulfovibrio*); Neben organischen C-Quellen, insbesondere niedermolekularen Säuren (Lactat, Pyruvat, Acetat) können die sogenannten autotrophen Desulfurizierer auch CO_2 mit molekularem Wasserstoff verwerten (Abbildung 4-9).
- Durch das bei der Reduktion von Sulfat entstehende H_2S werden Metallsulfide ausgefällt. Die Umsetzung kann auch mit Kalziumpulat (Gips, Anhydrit) des Speichergesteins erfolgen. Die infolge Sulfatreduzierung verursachte Alkalisierung des Mediums führt u. a. zur Fällung von Kalzit. Auch die durch Desulfurizierer verursachte anaerobe Korrosion an Eisenteilen (z. B. an der Bohrlochverrohrung) kann zu erheblichen Schäden führen.
- Methanogene Bakterien, die durch Anreicherungskulturen nachweisbar waren, sind in der Lage, aus H_2 und CO_2 unter anaeroben Bedingungen CH_4 zu bilden. Eine Beteiligung dieser Bakteriengruppe am Methanvorkommen im Thermalwasser ist daher nicht auszuschließen.

- Zeitweise konnten auch filamentöse Pilze (z. B. *Aspergillus*, *Penicillium*) sowie Hefen (*Rhodotorula* und sogen. Schwarzhefen) vor allem unter weniger extremen Bedingungen nachgewiesen werden.

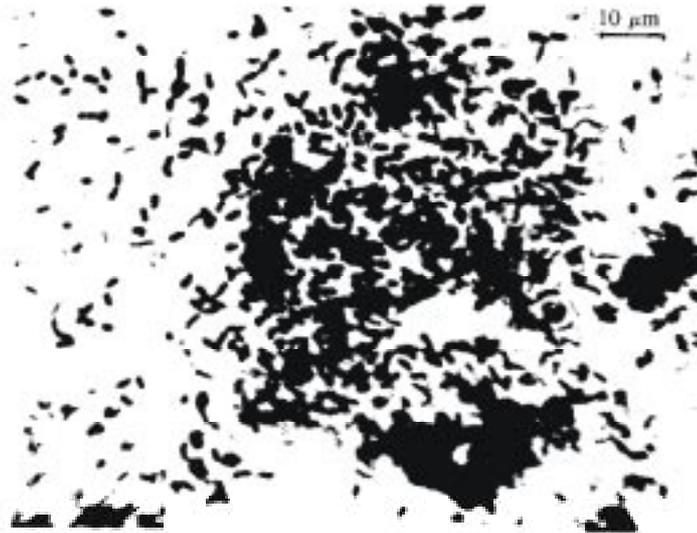


Abbildung 4-9: Anreicherungskultur halophiler Bakterien im Thermalwasser

Die maximal ermittelten Zahlen kultivierbarer Keime in Thermalwässern pro 100 ml ergaben unterschiedliche Resultate und lagen bisher bei ca. 8.000 (Neustadt-Glewe), 46.000 (Neu-Brandenburg) und 2.800 (Waren). Je extremer die Bedingungen sind, um so geringer ist offenbar der Keimgehalt. Zwischen den Keimzahlen vor und nach der Passage durch die 3 µm-Filter gab es keine grundlegenden Unterschiede.

Mit Hilfe von Modellversuchen an Bohrkernen in Triaxialzellen wurde weiterhin nachgewiesen, daß die überwiegende Zahl der in einer Suspension vorhandenen Bakterienzellen an den Oberflächen der Gesteinsmatrix (Mineralkörner) zurückgehalten und z. T. adsorbiert wird (Abbildung 4-10). Daher ist davon auszugehen, daß der tatsächliche Keimgehalt in einem Aquifer wesentlich größer ist als die nach den Kulturverfahren ermittelten Keimzahlen.

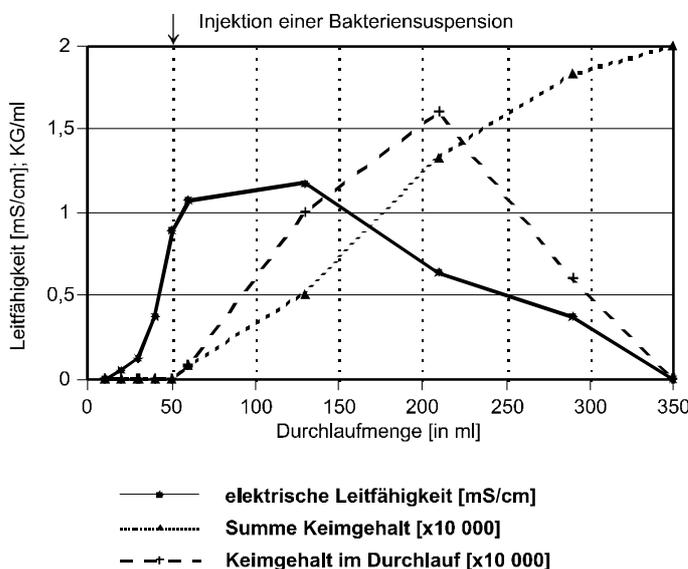


Abbildung 4-10: Bestimmung der Adsorption von Thermalwasserbakterien (im Bohrkern aus der Bohrung Gt NG 1/88)

Keimdichte der injizierten Bakteriensuspension: $10^7 - 10^8$ /ml in 5 % iger NaCl-Lösung,
 Säuleninnendruck: 0,04 bar, Säulenaußendruck: 0,3 bar,
 Durchlauf: 8 ml/min
 Nutzporosität des Bohrkernes: ca. 21 %

Der Anteil aerober Bakterien am Gesamtkeimgehalt ist relativ hoch (Abbildung 4-11). Es handelt sich überwiegend um fakultative Anaerobier, deren kritische Sauerstoffkonzentration, d. h. die O₂-Konzentration, bei der noch uneingeschränkter oxidativer Stoffwechsel möglich ist, offenbar gering ist (ca. 0,2 bis 0,5 mg/l O₂).

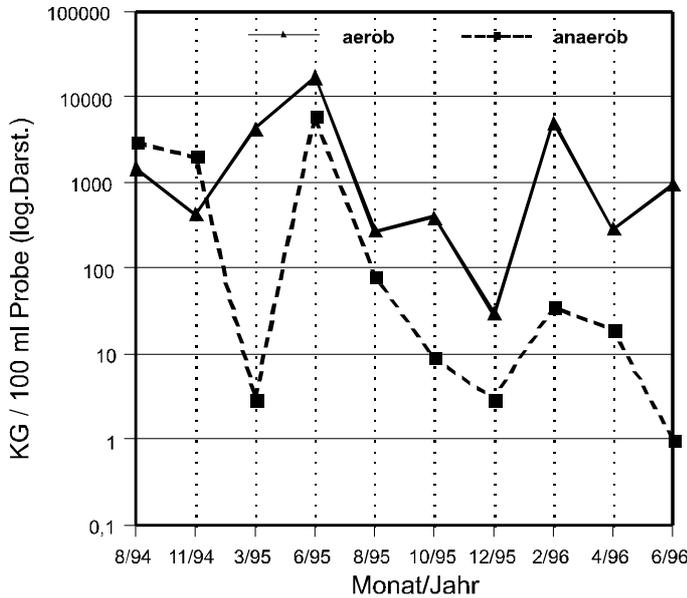


Abbildung 4-11: Verhältnis aerober und anaerober Bakterien in Thermalwasserproben aus Förder- und Injektionssonden der GHZ Neustadt-Glewe (KG: Keimgehalt)

Die Stoffwechselintensität sowohl aerober als auch anaerober Thermalwasserbakterien wird durch einen erhöhten Druck stimuliert. Bei der Prüfung von isolierten Desulfurizierern konnte eindeutig der Nachweis erbracht werden, daß bereits bei einem Druck von 5 MPa eine wesentlich höhere Stoffwechselaktivität bei der Verwertung niedermolekularer Säuren (Lactat, Acetat) vorliegt als unter Normaldruck (Tabelle 4-2). Auch beim anaeroben Abbau von Bohrspülungschemikalien erfolgt bei erhöhtem Druck eine offenbar intensivere Verwertung als C- und Energiequelle (Abbildung 4-12).

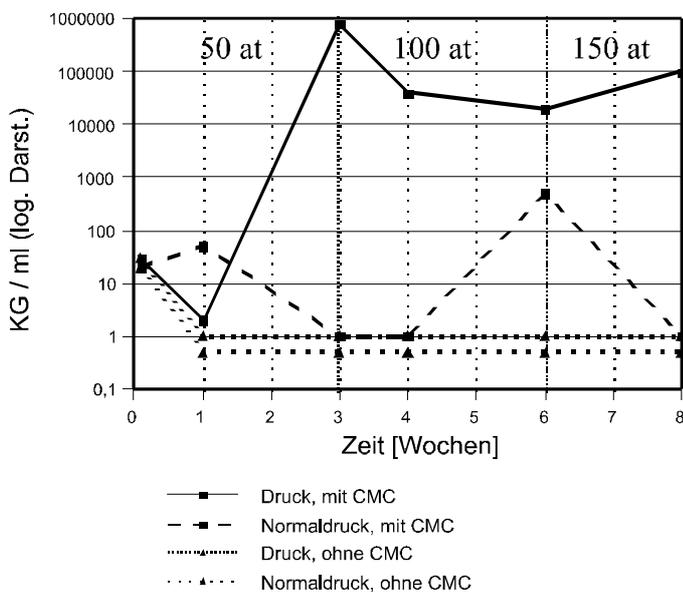


Abbildung 4-12: Einfluß des Druckes auf die Vermehrung von Thermalwasserbakterien bei Verwertung von Carboxymethylcellulose (CMC, Serogel); Testmedien: Thermalwasser NGI + 0,1 % (NH₄)₂HPO₄, KG: Keimgehalt

Während der anaeroben Kultivierung von Thermalwasserbakterien bei Wassertemperaturen von ca. 90 °C und einem Lösungsinhalt von 200 g NaCl/l bilden sich zumeist braunschwarze Biofilme an den Wandungen der Kulturgefäße sowie an den Obersedimenten. Im Rahmen eingehender Untersuchungen wurde nachgewiesen, daß sich unter günstigen Entwicklungsbedingungen (C-, N- und P-Quellen) Mikroorganismen entwickeln, die zur Bildung von eisenhaltigen und sulfidischen Ausfällungsprodukten führen. Besonders auf den Oberflächen von Rohren etc. einer GHZ können sich dabei Biofilme bilden, die aus anorganischen Fällungsprodukten und Bakterienzellen bestehen (Tafel 4-1 und 4-2). Vor allem während der Veränderung des Strömungsregimes in der Fördersonde, so z. B. nach einer Stillstandszeit der Anlage, können sich diese Biofilme von den Rohrwandungen ablösen und finden sich dann als plattige Aggregate in den Filtern der Heizzentrale wieder.

Parameter	Normaldruck		5 Mpa	
	API	THLN	API	THLN
PH-Wert	6,7	7,2	8,3	7,5
optische Dichte (OD)	0,001	0,02	0,34	0,36
Keimgehalt/ml	$0,8 \times 10^7$	$1,8 \times 10^7$	$1,6 \times 10^8$	$2,3 \times 10^8$
SO ₄ -Verbrauch [mg/ l]	150	740	660	1.112

Tabelle 4-2: Einfluß erhöhten Druckes auf Wachstum und physiologische Aktivität von Thermalwasserbakterien

Kulturmedien: API: Medium nach Vorschrift des American Petroleum Instituts; THLN: Thermalwasser Neubrandenburg + Lactat, Hefeextrakt, (NH₄)₂HPO₄, (pH-Werte beider Medien 7,2); *Kulturbedingungen:* Kultur unter Normaldruck mit Anaerocultsystem A (Merck), Kultur bei erhöhtem Druck (ca. 5 MPa) unter N₂-Atmosphäre, Temperatur 37 C, Animpftiter ~10⁶/ml, Versuchszeit 4 Wochen.

Mit den angewandten Untersuchungsmethoden konnte eine unmittelbare Beziehung zwischen Bakterienzellen und Fällungsprodukten nachgewiesen werden, eine Differenzierung zwischen biogenen (biochemischen) und rein chemischen Fällungsprodukten war jedoch nicht möglich. Offenbar bestehen aber eindeutige Beziehungen zwischen Bakterientätigkeit und der Ausfällung des anorganischen Materials. Die Ergebnisse der speziellen elektronenmikroskopischen und phasenanalytischen Untersuchungen (vor allem TEM mit EDX, SEM und ESMA-EDX) haben gezeigt, daß die biogen gebildeten eisenhaltigen Ausfällungen vor allem die Elemente Schwefel, Sauerstoff, Calcium, Magnesium sowie Silizium enthalten, die aus dem Thermalwasser und dem Nährmedium stammen. An den Wänden der Kulturgefäße bilden die Biofilme dichte schwarze bis dunkelgraue Beläge, die aus Lagen eng gepackter, rundlicher Aggregate bestehen. Auf der Oberfläche dieser Platten sind adsorbierte Bakterien zu erkennen (Tafel 4-1).

Die durch die Tätigkeit von Mikroorganismen verursachten Reduzierungen der Permeabilität und Injektivität im Förder- und Injektionshorizont kann zu Havarien bzw. Verringerung der Förderleistung führen. Derartige Probleme wurden bisher sowohl bei der Erdölförderung als auch in französischen Geothermie-Anlagen im Pariser Becken [Gahnal und Kleinitz, 1983; Nèveke et al., 1986; Honegger et al., 1989] sowie in Prenzlau [Schneider et al., 1996] beschrieben. Zur Sicherung der Langzeitstabilität Geothermischer Heizzentralen ist die Ent-

wicklung und Anwendung eines mikrobiologischen Kontrollsystems sowie bei Erfordernis die Hemmung oder zumindest Einschränkung der mikrobiellen Aktivitäten im gesamten Thermalwassersystem erforderlich.

4.6 Untersuchungsmethoden zur geomikrobiologischen Charakterisierung der Thermalwässer

Manfred Köhler, Sabine Bochnig, Fernando Völsken und Klaus Hofmann

Durch die Erfassung der im Thermalwasser vorhandenen Mikroorganismen ergeben sich wichtige Anhaltspunkte über eine mögliche Massenvermehrung potentieller Schadorganismen. Bezüglich der Ermittlung der Keimgehalte in Thermalwässern sind die besonderen Milieubedingungen zu beachten, an die die alloch- und autochthonen Mikroorganismen adaptiert sind. Dadurch sind diese Mikroorganismen mit Hilfe standardisierter mikrobiologischer Untersuchungsmethoden nicht bzw. nur in geringem Umfang nachweisbar. Die Wirksamkeit der über Tage nachweisbaren Mikroorganismen im gesamten Thermalwasserkreislauf kann weiterhin durch aussagefähige Modellversuche mit relevanten Mikroorganismen unter Laborbedingungen geprüft werden.

Im Rahmen der Untersuchungen zur geomikrobiologischen Charakterisierung von Tiefenwässern aus Norddeutschland wurden u. a. folgende grundlegende Methoden und Verfahren angewendet:

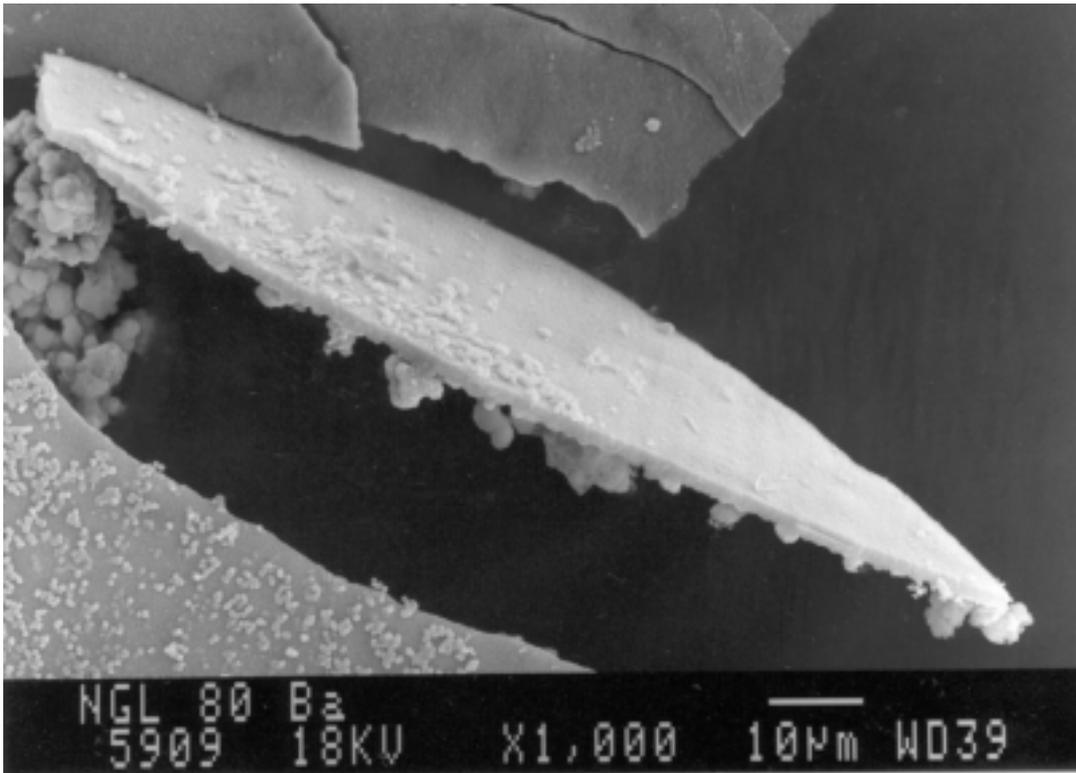
- Die Bestimmung der Keimgehalte von Thermalwasserproben aus Förder- und Injektionssonden erfolgte stets vor und nach Filtration über einen 3 µm-Feststofffilter. Eine gesicherte Bestandsaufnahme der Mikroorganismen des Thermalwassers ist nur durch längerfristige und differenzierte Analysen bei Anwendung unterschiedlicher Nachweisverfahren und Testmedien möglich. Nach der Probennahme ist im allgemeinen eine Anreicherung der Keime durch Zentrifugation erforderlich. Danach erfolgt die Aussaat (evtl. über Verdünnungsreihen) auf vorbereitete Festmedien (Tafel 4-2). Um ein möglichst breites Spektrum an aeroben und anaeroben Keimen zu erfassen, wurden unterschiedliche Medien verwendet, z. B. Nähragar und R₂A-Agar für Bakterien und Malzagar für Pilze bzw. Hefen. Anstelle einer direkten Aussaat auf Agarplatten wurde auch auf die Membranfiltertechnik zurückgegriffen. Generell gilt, daß bei diesen Aussaaten allerdings nur die kultivierbaren Keime erfaßt werden. Die an Oberflächen der Festphase haftenden Keime sind damit nicht nachweisbar.
- In speziellen Untersuchungen erfolgte ein Nachweis der physiologischen Aktivität der isolierten Mikroorganismengruppen. Neben der Verwertung unterschiedlicher C- und N-Quellen im Rahmen der taxonomischen Charakterisierung von Thermalwasserkeimen ist die Untersuchung des Abbaus von Bohrspülungschemikalien eine vorwiegend praxisrelevante Problematik. Der Abbau von Bohrspülungschemikalien kann sowohl oxidativ als auch unter reduzierenden Bedingungen erfolgen. Hierfür wurden folgende Methoden genutzt:
 1. Manometrische Methode (Warburg-Technik): Die Beurteilung des aeroben Abbaus erfolgt hierbei durch die Sauerstoffzehrung, die ein Maß für den oxidativen Umsatz einer organischen Substanz ist.
 2. Stand- oder Schüttelkulturen unter N₂-Atmosphäre zur Erfassung der Abbaubarkeit unter anaeroben bzw. mikroaerophilen Bedingungen: Als Indiz für die Verwertung der je-

weiligen C-Quelle kann dabei die Zunahme der Zellzahl im Testmedium gewertet werden.

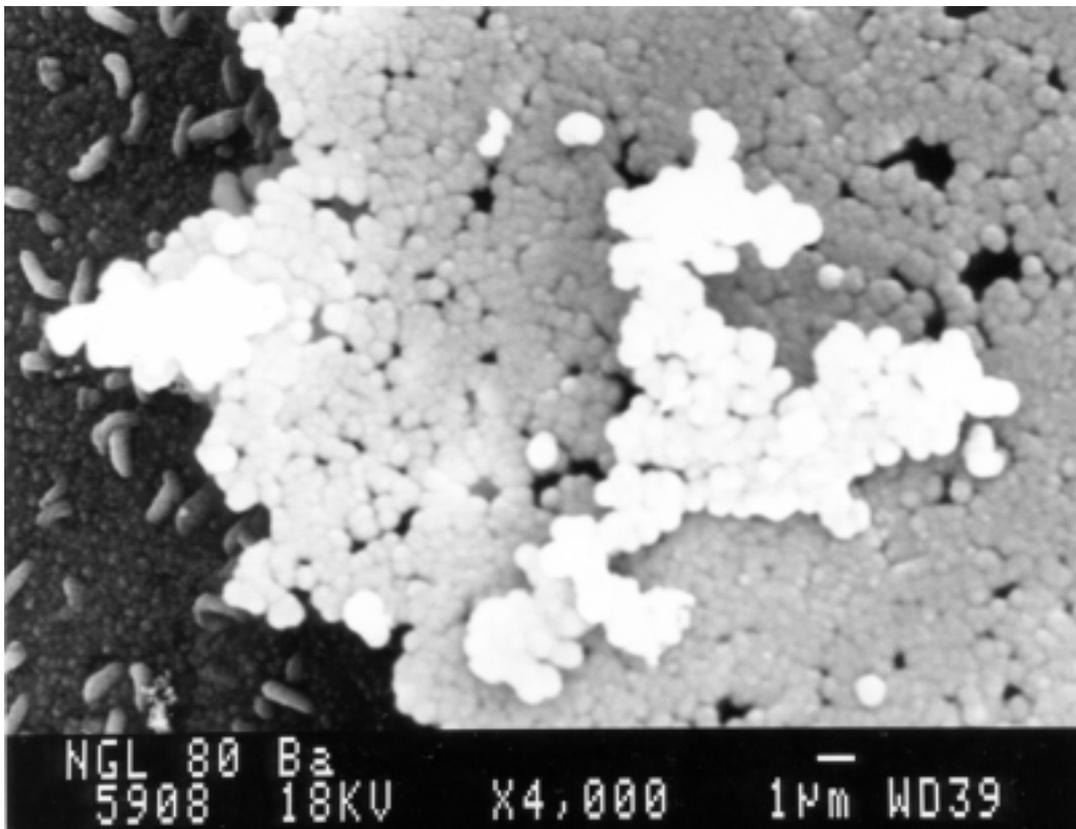
3. Untersuchungen zum Einfluß eines erhöhten Druckes auf die physiologische Aktivität von Thermalwasserkeimen: Hierfür wurde eine spezielle Druckapparatur konstruiert (Tafel 4-2), in der die Kultivierung von Mikroorganismen unter analogen Milieubedingungen wie im Aquifer möglich ist. In mehreren Versuchsreihen wurde geprüft, ob eine stufenweise Erhöhung des Druckes bei unterschiedlichen Temperaturen und C-Quellen (vor allem Bohrspülungschemikalien) die Wachstumsprozesse beeinflusst.
- Anhand von Modellversuchen an Bohrkernen in Triaxialzellen wurde überprüft, inwieweit Mikroorganismen durch einen durchströmten Bohrkern migrieren können. Mit Hilfe verschiedener elektronenmikroskopischer Verfahren, vor allem TEM mit EDX, SEM und ESMA-EDX (Tabelle 4-3), sowie durch Phasenkontrastmikroskopie wurden chemisch-mineralogische und morphologisch-strukturelle Charakterisierungen der Biofilme und Fällungsprodukte aus Bakterienkulturen vorgenommen. Die untersuchten Biofilme stammen aus Kulturröhrchen mit einem ausgewählten Desulfuriziererstamm (Abbildung 4-2/6) und wurden mit unterschiedlichen Präparationsverfahren (Cryopräparation, Ultradünnschnitte, OsO₄-Fixierung, Uranylacetatfixierung u. a.) vorbereitet.

Methode	Apparative Ausstattung	Ziel
Transmissionselektronenmikroskopie (TEM) mit EDX	JEM-1210 (JEOL) 40 - 120 kV), EDX (Oxford Instr. GmbH)	Nähere Charakterisierung der anorganischen Phase und der Bakterien
Scanningelektronenmikroskopie (SEM) mit ESMA-EDX	SM 840 A (JEOL) 80 kV, KEVEX Analyst 8000	Morphologieuntersuchungen und chemische Ansprache
Röntgendiffraktometrie (XRD)	Röntgendiffraktometer D 5000 (Siemens)	Mineralogische Phasenanalyse

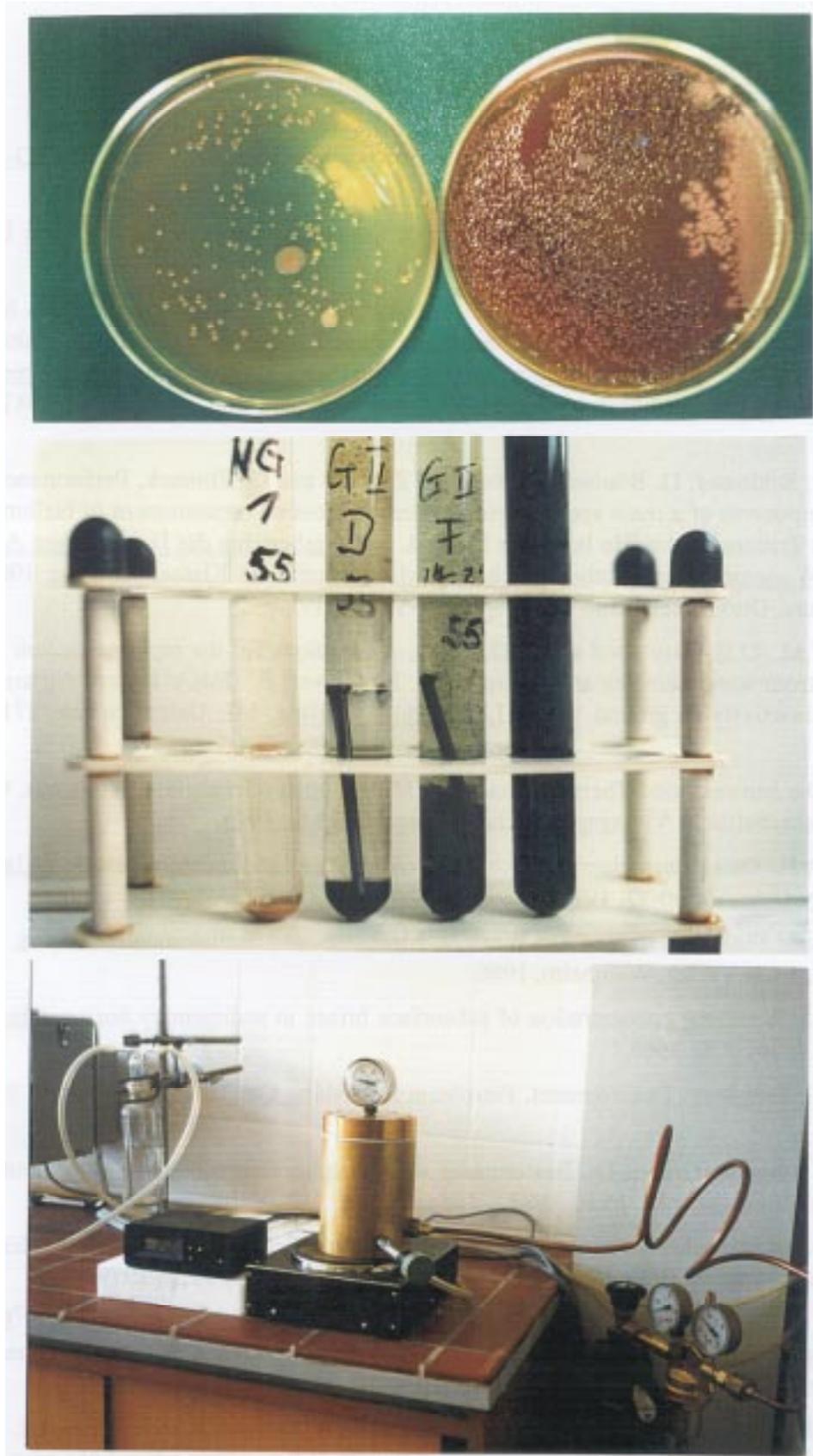
Tabelle 4-3: Zur geomikrobiologischen Charakterisierung der Biofilme verwandte Geräte und Methoden



Tafel 4-1a: Bruchstück eines Biofilmes; sichtbar ist die Unterseite (zur Glaswandung des Kulturröhrchens gewandt)



Tafel 4-1b: Oberfläche eines Biofilmes; erkennbar sind am linken Bildrand Desulfurizierer und rechts die Bildung neuer Schichten (Kokken?) und anorganische Fällungen.



Tafel 4-2:

a: Bakterienkolonnen auf Agrartestmedien

b: Entwicklung sulfatreduzierender Bakterien in Thermalwasser, typische schwarze Biofilme auf den Glaswandungen (linkes Röhrchen Beginn, rechts Endstadium), Temperatur: 55°C, API-Lsg.

c: Druckapparatur zur Kultivierung von Thermalwasserkeimen.

Literatur

- Bachu, S., Synthesis and model of formation water flow, Alberta Basin, Canada, AAPG-Bull., vol. 79, 1159-1178, 1995.
- Bachu, S. and B. Hitchon, Regional-Scale flow of formation waters in the Williston Basin, AAPG-Bull., vol. 80, 248-263, 1996.
- Ballentine, C.J. and R.K. O’Nions, The use of natural He, Ne and Ar isotopes to study hydrocarbon-related fluid provenance, migration and mass balance in sedimentary basins, In: Parnell, J. (Eds.): Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins, London (Alden Press). (= Geological Society Special Publication No. 78), 347-361, 1994.
- Bayer, R., P. Schlosser, G. Bönisch, H. Rupp, F. Zaucker and G. Zimmek, Performance and blank components of a mass spectrometric system for routine measurement of Helium Isotopes and Tritium by the ³He Ingrowth Method, Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Jahrgang 1989, 5. Abhandlung. Otto Haxel 1. Juli 1989, Springer-Verlag, 1989.
- Berelson, W.M., D.E. Hammond and A.D. Eaton, A technique for the rapid extraction of radon-222 from water samples and a case study, In: Graves, B. (Eds.): Radon, radium, and other radioactivity in ground water, Lewis Publ. Chelsea, MI, United States, 271-281, 1987.
- Carlé, W., Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa (Geologie, Chemismus, Genese), Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft Stuttgart, 643 S., 1975.
- Carpenter, A.F., Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins, Oklahoma Geol. Surv.Circ., 79, 60-77, 1978.
- DEV, Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung, Band 1, D2-D3, VCH Verlag, Weinheim, 1986.
- Dickey, P.A., Increasing concentration of subsurface brines in sedimentary basins, Chemical Geology, 4, 361-370, 1968.
- Dickey, P.A., Petroleum Development, Petroleum Publishing Co. Tulsa (Oklahoma), 398 p., 1979.
- DIN 38405, Anionen (Gruppe D), Bestimmung von Phosphorverbindungen (D11), Deutsches Institut für Normung e.V., 15 S., 1983.
- DIN 38409, Summarische Wirkungs- und Stoffkenngrößen (Gruppe H), Bestimmung der Säure- und Basekapazität (H7), Deutsches Institut für Normung e.V., 10 S., 1979.
- Erzinger, J., J. Hansmann, H. Kamm and H.J. Heinschild, On-line determination of ²²²Radon in drilling fluids of the KTB Hauptbohrung, KTB-Report, 92-2 (Eds.): Emmermann, R., H.G. Dietrich, J. Lauterjung und T. Wöhrle, C39-C45, 1992.
- Fehn, U., E.K. Peters, S. Tullai-Fitzpatrick, P.W. Kubik, P. Sharma, R.T.D. Teng, H.E. Gove and D. Elmore, ¹²⁹I and ³⁶Cl concentrations in waters of the eastern Clear Lake area, California, Residence times and sources ages of hydrothermal fluids, Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 2069-2079, 1992.

- Figgemeier, C., J. Hansmann, H.J. Heinschild und H. Kamm, Tiefbohrung KTB-Oberpfalz HB, Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor - Teufenbereich von 0 bis 1720 m, KTB-Report, 91-3 (Eds.): Emmermann, R., H.G. Dietrich, J. Lauterjung und T. Wöhrle, C1-C41, 1991.
- Fritz, P., M. Lodemann, S. Weise, M. Wolf, H.J. Behr, B.T. Hansen, E.E. Horn, C. Reutel, J. Topp, A. Pekdeger, C. Sommer-von Jarmerstedt, E. Nolte, G. Korschinek and W. Rühm, Saline fluids in the KTB pilot borehole, Scientific Drilling, 2, 231-243, 1991.
- Gahnal, P. und W. Kleinitz, Sulfatreduzierende Bakterien in der Rohölförderung. Auswirkungen und betriebliche Maßnahmen, Z. Erdöl Erdgas 99, 241 - 251, 1983.
- Getz, F.A., High ^{15}N in N_2 of Northwest German Basin is due to migration as NH_4 , Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie, Band 33, 575, 1980.
- Giggenbach, W.F., Geothermal gas equilibria, Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 2021-2032, 1980.
- Giggenbach, W.F., Y. Sano and H.U. Schmincke, CO_2 -rich gases from Lakes Nyos and Monoun, Cameroon; Laacher See, Germany; Dieng, Indonesia, and Mt. Gambier, Australia - variations on a common theme, J. of Volcanol. and Geotherm. Res., 45, 311-323, 1991.
- Graham, I.J., Strontium isotope composition of Rotorua geothermal waters, Geothermics, 21 1/2, 165-180, 1992.
- Grasshoff K., M. Ehrhardt and K. Kremling, Methods of seawater analysis, VCH Verlag, Weinheim, S. 139-150., 1983.
- Hedenquist, J.W., F. Goff, F.M. Phillips, D. Elmore and M.K. Stewart, Groundwater dilution and residence times, and constraints on chloride source, in the Mokai geothermal system, New Zealand, from chemical, stable isotope, tritium, and ^{36}Cl data., J. Geophys. Res., 95/B12, 19, 365-19, 375, 1990.
- Holldorf, H., T. Kellner und G. Ziegenbalg, Geochemische Charakterisierung geothermisch genutzter, hochmineralisierter Schichtwässer und chemische Probleme ihrer Entsorgung und ihrer stoffwirtschaftlichen Nutzung, In: Schulz, R., R. Werner, J. Ruhland und W. Bußmann, (Eds.), Geothermische Energie; Verlag C. F. Müller, Karlsruhe, 216 S., 1992.
- Holt, B.D., N.C. Sturchio, G.B. Arehart and A.J. Bakel, Ultrasonic vacuum extraction of gases from water for chemical and isotopic analysis, Chem. Geol., 122, 275-284, 1995.
- Honegger, J.C., I. Czernichowski-Lauriol, A. Criaud, A. Menjöz, S. Sainson and J. Guezennec, Detailed study of sulphide scaling at la Courneuve Nord, a geothermal exploitation of the Paris Basin, France, Deposition of Solids in Geothermal Systems - Proceedings of an International Workshop, 16.08.88-19.08.88, Reykjavik, Geothermics 18, 137-144, 1989.
- Hooker, P.J., R.K O'Nions and E.R. Oxburgh, Helium isotopes in North Sea gas fields and the Rhine rift, Nature, 318, 273-275; 1985.
- Hoth, P., Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz-Rügen. Schriftenr. f. Geowiss. 4, 139 S., 1997.
- Jeroschewski, P. and S. Braun, A flow analysis system with an amperometric detector for the determination of hydrogen sulphide in waters, Fresenius J. Anal. Chem., 354, 169-172, 1996.
- Kanz, W., Grundwasserfließwege und Hydrogeochemie in tiefen Graniten und Gneisen, Geol. Rundsch., 76/1, 265-283; 1987.

- Key, R.M., R.L. Brewer, J.H. Stockwell, N.L.Jr. Guinasso and D.R. Schink, Some improved techniques for measuring radon radium in marine sediments and in seawater, Marine Chemistry, 7, 251-264, 1979.
- Kharaka, Y.K., A.S. Maest, W.W. Carothers, L.M. Law, P.J. Lamotke and T.L. Fries, Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi salt dome basin, U.S.A., Applied Geochemistry, 2, 543-561, 1987.
- Klinge, H., Zur Salinität der Tiefenwässer Norddeutschlands, BGR-Bericht 108262 Textteil, 52 S., Hannover, 1991.
- Köhler, M. und K. Hofmann, Geomikrobiologische Untersuchungen von geothermisch genutzten Tiefenwässern Nordostdeutschlands (Mecklenburg-Vorpommern), 3. Geothermische Fachtagung, Schwerin, 5. - 7. Oktober, 1994.
- Köhler, M., T. Kellner, K.-H. Henning und J. Fietz, Geomikrobiologische Untersuchungen an geothermisch genutzten Tiefenwässern Nordostdeutschlands (Zwischenergebnisse), 2. Geothermische Fachtagung, Erding, 12. - 15. Oktober, 1992.
- Köhler, M., F. Völsger, K. Hofmann, S. Bochnig und T. Kellner, Geomikrobiologische Forschungsarbeiten an hochmineralisierten Tiefenwässern als Beitrag zur optimalen Nutzung geothermischer Energie, Geothermische Vereinigung / Schweizerische Vereinigung für Geothermie, (Herausgeber): Geothermie - Energie der Zukunft, Tagungsband der 4. Geothermischen Fachtagung, Konstanz, 18. - 20. September 1996, ISBN: 3-932570-09-x, Geeste, 136-141, 1997.
- Köhler, M., F. Völsger, J. Kasbohm und S. Bochnig, Elektronenmikroskopische und phasenanalytische Untersuchungen an Biofilmen von Bakterienkulturen an geothermisch genutzten Tiefenwässern, Geothermische Vereinigung / Schweizerische Vereinigung für Geothermie, (Herausgeber): Geothermie - Energie der Zukunft, Tagungsband der 4. Geothermischen Fachtagung, Konstanz, 18. - 20. September 1996, P 8, ISBN: 3-932570-09-x, Geeste, 178-183, 1997.
- Krejci-Graf, K., Wässer in Ölfeldern, Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie, Band 33, 355-361, 1980.
- Kühn, M., C. Niewöhner, M. Isenbeck-Schröter and H.D. Schulz, Determination of major and minor constituents in anoxic thermal brines of deep sandstone aquifers in Northern Germany, eingereicht bei WATER-RESEARCH., 1996.
- Laier, T., Mapping of low enthalpy brines in Denmark for geothermal exploitation, Proceedings of the 6th. International Symposium on Water-Rock Interaction, Malvern, 409-412, 1987.
- Mamyrin, B.A. and I.N. Tolstikhin, Helium isotopes in nature, Amsterdam (Elsevier). (=Developments in Geochemistry 3), 273 S., 1984.
- Mazor, E., J.D. Dubois, J. Fluck and F.C. Jaffe, Noble gases as tracers identifying geothermal components in regions devoid of surface geothermal manifestations: A case study in the Baden springs area, Switzerland. Chem. Geol. 72, 47-61, 1988.
- Metrohm, Simultane Bestimmung von 7 Metalleionen, In „Electronic Grade“ Materialien mit Hilfe der inversen Voltammetrie, Application Bulletin No. 147/d, 16 S., 1987.
- Metrohm, Polarographische Bestimmung von Blei, Kupfer und Zinn nebeneinander in Lebensmitteln, Abwasser, Klärschlamm etc., Application Bulletin No. 113/1d, 3 S., 1992.

- Metrohm, Polarographische Bestimmung von Sulfid, Sulfit und Thiosulfat in Gemischen, Application Bulletin No. 99/1d, 2 S., 1992.
- Mortan, R.A. and L.S. Land, Regional variations in formation water geochemistry, Frio Formation, Texas Gulf Coast. AAPG-Bull., vol. 71, 191-206, 1987.
- Müller, E.P., Genetische Modelle der Bildung von Erdgaslagerstätten im Rotliegenden, Nds. Akad. Geowiss. Veröff., 4, 77-90, 1990.
- Müller, E.P. und B. Nebel, Zur Isotopengeochemie des H, O und S in Tiefenwässern, Z. f. angew. Geol., 22/8, 351-357, 1976.
- Müller, E.P., F. May und G. Stiehl, Zur Isotopengeochemie des Stickstoffs und zur Genese stickstoffreicher Erdgase, Z. f. angew. Geol., 22/7, 319-324, 1976.
- Müller, E.P. und E. Papendieck, Zur Verteilung, Genese und Dynamik von Tiefenwässern unter besonderer Berücksichtigung des Zechsteins, Z. geol. Wiss. 3 (2), 167-196, Berlin, Akademie-Verlag, 1975.
- Naumann, D. und J. Erzinger, Gasanalytik an geothermisch nutzbaren hydrothermalen Wässern - Erste Ergebnisse der "on-line"-Analytik in Neustadt-Glewe, Geothermische Vereinigung / Schweizerische Vereinigung für Geothermie, (Herausgeber): Geothermie - Energie der Zukunft, Tagungsband der 4. Geothermischen Fachtagung, Konstanz, 18. - 20. September 1996, ISBN: 3-932570-09-x, Geeste, 192-197, 1997.
- Naumer H. und W. Heller, Untersuchungsmethoden in der Chemie, Georg Thieme Verlag, Stuttgart, 387 S., 1990.
- Näveke, R. et al., Mikrobielle Stoffwechselprozesse in Erdölfeldern und Gewinnungsanlagen, DGMK-Forschungsberichte Nr. 345, Hamburg, 1986.
- Nicholson, K., Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 261, 263 S., 1993.
- Norman, D.I. and J.A. Musgrave, N₂-Ar-He compositions in fluid inclusions: Indicators of fluid source, Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 1119-1131, 1994.
- Otton, J.K. and G.M. Reimer, Radon, helium and other gases in shallow ground waters of uraniumiferous Holocene alluvium, Flodelle Creek, Stevens County, Northeast Washington, In: Gundersen, L.C.S. und R.B. Wanty (Eds.): Field studies of radon in rocks, soils, and water, U.S. Geological Survey Bulletin, U.S. Govern. Print. Off. (1991), 319-334, 1991.
- Pai, S.-C., Analytica Chimica Acta 211, 271-280, 1988.
- Pai, S.-C., P.-Y. Whung und R.-L. Lai., Analytica Chimica Acta 211, 257-270, 1988.
- Paulson A.J., Analytical Chemistry 58, 183-187, 1986.
- Pauwels, H., C. Fouillac and A.M. Fouillac, Chemistry and isotopes of deep geothermal saline fluids in the Upper Rhine Graben, Origin of compounds and water-rock interactions. Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 2737-2749, 1993.
- Piperov, N.B., I.L. Kamensky and I.N. Tolstikhin, Isotopes of the light noble gases in mineral waters in the part of the Balkan Peninsula, Bulgaria, Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 1889-1898, 1994.
- Quentin, K.-E., Beurteilungsgrundsätze und Anforderungen an Mineral- und Heilwässer, In: Handbuch Lebensmittelchemie 8, Springer Verlag Berlin, 1043-1056, 1969.

- Rittenhouse, G., Bromine in oilfield waters and it's use in deterring possibilities of origin of these waters, AAPG-Bull., vol. 51, 2430-2440, 1967.
- Schneider, D., E. Brossmann und H. Wetzel, Erdwärmefensonde Prenzlau, Technisches Konzept und Betriebserfahrungen, Geothermische Vereinigung / Schweizerische Vereinigung für Geothermie, (Herausgeber): Geothermie - Energie der Zukunft, Tagungsband der 4. Geothermischen Fachtagung, Konstanz, 18. - 20. September 1996, S. 36, ISBN: 3-932570-09-x, Geeste, 335-340, 1997.
- Schön, M. und W. Rockel, Nutzung niedrigthermaler Tiefenwässer - Geologische Grundlagen, In: Bußmann, W. (Eds.): Geothermie - Wärme aus der Erde. Karlsruhe (C.F. Müller), 1991, 20-50, 1991.
- Schulz, R., G. Beutler, H.-G. Röhling, K.-H. Werner, W. Rockel, U. Becker, F. Kabus, T. Kellner, G. Lenz, und H. Schneider, Regionale Untersuchungen von geothermischen Reservieren und Ressourcen in Nordwestdeutschland. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Bericht 111758, Hannover, 161 S., 1994.
- Schulze, S., Parametrisierung einer Gasextraktionsanlage für die $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnismessung, Staatsexamensarbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 64 S., 1993.
- Schumacher, K.H. und F. May, Trends der Verteilung fallen- und lagerstättengenetischer Parameter im Erdgaslagerstättengebiet der Westaltmark, Erdöl und Kohle, 106/6, 243-246, 1990.
- Sedwick, P.N., G.M. McMurtry, D.R. Hilton and F. Goff, Carbon dioxide and helium in hydrothermal fluids from Loihi Seamount, Hawaii, USA: Temporal variability and implications for the release of mantle volatiles, Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 1219-1227, 1994.
- Smethie, W.M.Jr. and W.R. Schell, Vacuum extraction of natural levels of radon from seawater, Marine Chemistry, 8, 251-260, 1980.
- Thomas, L., Hydrogeochemische Untersuchungen an Ölfeldwässern aus NW-Deutschland und dem Oberrheingraben und ihre Modellierung unter dem Aspekt der Entwicklung eines Expertensystems für Fluid-Rock-Interactions (XPS FROCKI), Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 165, 167 S., 1994.
- Van Berkel, W.W., A.W. Overbosch, G. Feenstra and F.J.M.J. Maessen, Enrichment of artificial seawater. A critical examination of Chelex-100 for group-wise analyte pre-concentration and matrix separation, Journal of Analytical Atomic Spectrometry 3, 249-257., 1988.
- Weise, S.M., Ergebnisse der Helium- und Neonisotopenmessungen, KTB-Report, 90-5, 485-494, 1990.
- Weise, S.M., J. Drescher, K. Schäfer, T. Kirsten, J. Hansmann, C. Kamm, H. Kamm and L. Machon, Gas composition and noble gas isotope-derived model ages of the KTB-“4000 m fluid“, Scientific Drilling, 5, 111-118, 1995.
- Yang, I.C., Sampling and analysis of dissolved radon-222 in water by the de-emanation method, In: Gundersen, L.C.S. und R.B. Wanty, (Eds.): Field studies of radon in rocks, soils, and water, U.S. Geological Survey Bulletin, U.S. Govern. Print. Off. (1991), 227-230, 1991.
- Zimmer, M., Zur Geochemie von Gasen in Formationsfluiden, Bohrspülungen und Krustengesteinen - Ergebnisse aus der Kontinentalen Tiefbohrung, Diss., Justus-Liebig-Universität Gießen, 87 S., 1993.

Teil B: Geowissenschaftliche Erfahrungen aus dem Betrieb geothermischer Heizzentralen

5 Einführung

Andrea Seibt und Peer Hoth

Bei der direkten energetischen Nutzung der niedrigthermalen Wässer in Nordostdeutschland wird die Wärme mittels Wärmetauscher auf einen Heiznetzkreislauf übertragen. Der Einsatz einer Wärmepumpe hängt dabei zum einen von der Thermalwassertemperatur und zum anderen vom Abnehmersystem ab. In Tabelle 5-1 sind technische Daten für die drei in Norddeutschland in Betrieb befindlichen geothermischen Heizzentralen (GHZ) inklusive der Wärmenutzung aufgeführt.

Geothermische Heizzentrale	Waren	Neubrandenburg	Neustadt-Glewe
Quelle	[Kabus und Jäntsich, 1995]	[Evers, 1997]	[Bußmann, 1995]
in Betrieb seit	1984	1988	1995
Sondenkopftemperatur [°C]	61	55	96
max. Volumenstrom Thermalwasser [m ³ /h]	60	100	125
Spitzensystem	Gas	Gas/ Öl	Gas
Wärmepumpe	Keine	Sanyo TSA-GH 1080	Keine
installierte Leistung [MW]	6,2	15,4	10,5
geothermische Leistung [MW]	1,5	3,5	6,75
Wärmearbeit [MWh/a]	13.400	20.030 ¹	30.000
geothermischer Anteil [MWh/a]	9300 = 70%	8.744 = 44%	28.000 = 94%
Heizung von	1000 Wohnungen, soziale Einrichtungen	ca. 900 Wohnungen, Hochschulgebäuden, gewerblichen Einrichtungen	1130 Wohnungen

Tabelle 5-1: Betriebsparameter bestehender Anlagen

Um die Wirtschaftlichkeit einer geothermischen Heizzentrale zu erhöhen, ist ein Kaskadenbetrieb zur weiteren Nutzung des Wassers z. B. als Prozeßwärme oder Brauchwasser usw. anstrebenswert. Eine Nutzung des Thermalwassers für balneologische Zwecke liegt aufgrund der Thermalwasserbeschaffenheit nahe und kann ebenso in Kombination mit der Wärmenutzung zur Erhöhung der Wirtschaftlichkeit beitragen. Derartige Vorstellungen gibt es beispielsweise für Waren und Neustadt-Glewe; für eine Reihe weiterer niedrigthermalen Wässer des Norddeutschen Beckens erfolgte die Anerkennung als Heilwasser [Brandt, 1996], (s. Teil B, Kapitel 6.3). Auch eine Wertstoffgewinnung wie z. B. die denkbare Gewinnung von Borverbindungen, Brom und Jod aus dem Thermalwasser [Holldorf et al., 1992] würde die ökonomische Effizienz der Thermalwassernutzung wesentlich steigern.

Das durch die Förderung und die Nutzung in seinen physikochemischen Eigenschaften veränderte Thermalwasser muß aufgrund seiner hohen Salinität wieder in die poröse und permeable

¹ Energiedaten von 1995

Schicht reinjiziert werden. Um über lange Zeiträume einen wirtschaftlichen Betrieb einer GHZ zu gewährleisten, muß dies mit geringstem Energieaufwand praktiziert werden können. Deshalb dürfen keinerlei Blockierungen im Reinjektionshorizont auftreten. Untersuchungen zur Abschätzung des Gefährdungspotentials durch Ablagerungen im Thermalwasserkreislauf sowie im Aquifer selbst, bilden somit eine wesentliche Grundvoraussetzung für eine langjährige Nutzung der Thermalwässer und bilden den Schwerpunkt der folgenden Beiträge. Erfahrungen werden ausgewertet und daraus resultierende weiterführende Untersuchungen vorgestellt.

Abschließend erfolgt eine Zusammenstellung wichtiger Daten zur Aquifer- und Thermalwassercharakteristik der geothermischen Heizzentralen Waren/Müritz, Neubrandenburg und Neustadt-Glewe in tabellarischer Form.

6 Ausfällungs- und Verträglichkeitsverhalten der Thermalwässer

6.1 Reinjektion der Thermalwässer - Chemische Wechselwirkungsreaktionen

Torsten Kellner

In erster Näherung stehen die Thermalwässer im dynamischen Gleichgewicht mit dem Speichergestein. Im Thermalwasserkreislauf werden die geothermisch genutzten Wässer Druck- und Temperaturschwankungen unterworfen. Es kommt zur

- Druckentlastung (Entspannung) bei Förderung,
- Temperaturabsenkung und/oder möglicher Sauerstoffzutritt im obertägigen Thermalwasserkreislaufsystem,
- Druckerhöhung bei der Reinjektion,
- Vermischung mit "in situ-Schichtwässern",
- Erwärmung.

Beispielhaft ergeben sich für die Lagerstätte Waren die in Abbildung 6-1 dargestellten Änderungen.

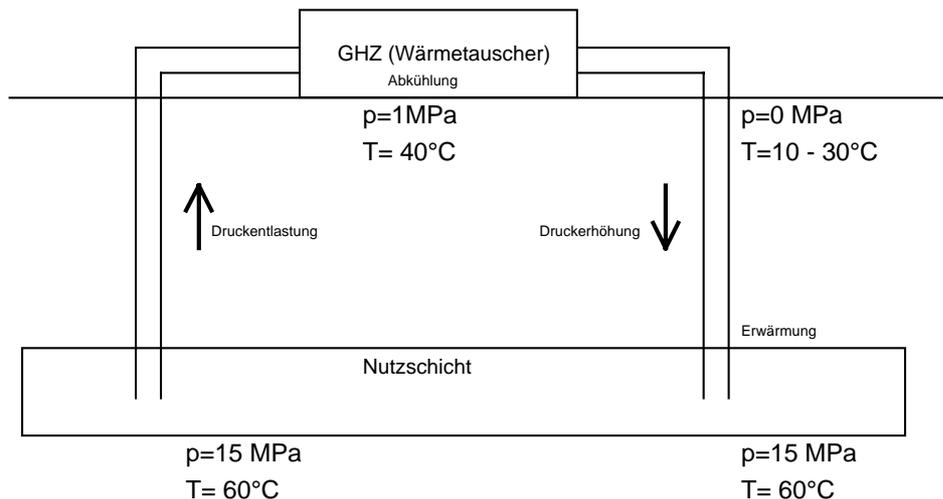


Abbildung 6-1: Druck- und Temperaturänderungen im Thermalwasserkreislauf der GHZ Waren / Müritz

Dabei sind, bedingt durch die Druckentlastung während der Förderung, Entgasungserscheinungen möglich, die zu pH-Wert- und Redoxpotentialveränderungen führen können. Sauerstoffzutritt führt ebenfalls zur Erhöhung des Redoxpotentials mit nachfolgender vorrangiger Eisenhydroxidausfällung. In der Erdölindustrie werden bei der Förderung ähnlich zusammengesetzter Wässer temperaturabhängige Löslichkeitsveränderungen beschrieben. Die Druck- und Temperaturänderungen können Feststoffbildungen in Form von Ausfällungen und Scaling mit nachfolgender Permeabilitätsreduzierung im Nutzhorizont bedingen [Pekdeger et al., 1992]. Weiterhin sind chemische Veränderungen im Thermalwasserkreislauf durch mikrobiologische Aktivitäten bekannt, die zur Bildung von Feststoffen (Ausfällungen) führen. Insbesondere bei bakteriell induzierter H_2S -Bildung kommt es zu pH-Wert-Verschiebungen und nachfolgender Sulfidfällung (vgl. Teil A, Kapitel 4.5).

Die Thermalwasserbewertung erfordert spezielle analytische Methoden (vgl. Teil A, Kapitel 4.2) [Kühn et al., 1996], um eine solide Datenbasis zu schaffen. Eine Abschätzung möglicher Ausfällungen kann anhand geochemischer Modellrechnungen erfolgen. Ein Vergleich von

geochemischen Modellierungsprogrammen PHREEQC [Parkhurst, 1995], PHRQPITZ [Plummer et al., 1990], EQ 3-6 [Wolery et al., 1990] und SOLMINEQ [Perkins et al., 1990] hinsichtlich potentiell ausfallender Mineralphasen relevanter Thermalwässer erfolgte durch Kühn (1997). Es wurden Sensitivitätsanalysen der chemischen Gleichgewichte für sich verändernde Druck- und Temperaturbedingungen durchgeführt. Dabei hat sich gezeigt, daß mit EQ 3-6 und PHREEQC die verlässlichsten Daten für die untersuchten Thermalwasserzusammensetzungen gewonnen werden können.

Die geothermisch genutzten Schichtwässer Norddeutschlands wurden mehrfach auf mögliche Einschränkungen bei der Nutzung untersucht, die sich aus der chemischen Zusammensetzung ergeben können. Zur Bewertung des Gefährdungspotentials durch Druck- und Temperaturänderungen wurden für einige Thermalwässer mögliche Ausfällungsreaktionen abgeschätzt sowie für zwei Lagerstätten mit gesichertem Datenfonds eine komplexe geochemische Modellierung mit dem Expertensystem XPS - FROCKI [Albertsen et al., 1993] durchgeführt. Die Berechnungen und Abschätzungen ergaben, daß bei einer energetischen Nutzung von Wässern des in Norddeutschland vorhandenen Typs lediglich mit Eisenausfällungen bei Sauerstoffkontakt zu rechnen ist sofern eine Vermischung mit Fremdwässern vermieden und ein geschlossener Kreislauf ohne Stoffaustausch realisiert wird. Andere Mineralneubildungen sulfatischer, karbonatischer und silikatischer Art im obertägigen Thermalwasserkreislauf und im Speichergestein sind in relevanten Größenordnungen nicht zu erwarten [Rockel et al., 1993, Seibt, P. et al., 1997]. Gleiche Schlußfolgerungen lassen sich auch aus den Ergebnissen der an Bohrkernen durchgeführten Durchströmungsversuche ableiten [Wildemann, 1991; Köckritz und Martin, 1996; Martin et al., 1997; Seibt, P. et al., 1997; Kühn, 1997] (vgl. Teil B, Kapitel 6.2). Die auf Berechnungen bzw. Durchströmungsversuchen basierenden Schlußfolgerungen werden durch die Praxiserfahrungen im wesentlichen bestätigt. Chemische Untersuchungen an suspendierten Feststoffen von Thermalwässern verschiedener Lagerstätten und von Filterrückständen wiesen vorrangig Eisenverbindungen (Fe-oxide bzw. Fe-hydroxide) nach (vgl. Teil B, Kapitel 7.3). Ausfällungen und Inkrustationen (z. B. Sulfate, Karbonate) in den Thermalwasserkreisläufen bestehender Geothermieanlagen wurden bisher bei z. T. über 10-jähriger Betriebszeit nicht in nennenswerten Mengen festgestellt [Fietz et al., 1992; Kellner, 1994]. Da der überwiegende Teil der für eine energetische Nutzung in Norddeutschland in Betracht kommenden Thermalwässer ähnlich zusammengesetzt ist [Klinge, 1991; Pekdeger und Thomas, 1993], kann von einer gewissen Allgemeingültigkeit dieser Aussagen hinsichtlich des thermodynamischen Verhaltens der Wässer ausgegangen werden. Eine Studie über die Bewertung geothermischer Reserven und Ressourcen im Niedersächsischen Becken unterstützt diese Annahme [Rockel et al., 1993].

6.2 Durchströmung von Reservoirsandsteinen

Margit Martin und Volker Köckritz

Aus Ergebnissen von Kerndurchströmungsexperimenten lassen sich Schlußfolgerungen zu Beeinträchtigungen der Speicherschicht durch Wechselwirkungen zwischen injiziertem Fluid und Reservoirgestein ableiten. Für die Durchströmungsversuche wurden aus den in den Kernlagern beprobten Bohrkernen Probenkörper entsprechender Abmaße ausgebohrt und die Einströmflächen begradigt. Die bei 60 bzw. 105°C im Trockenschrank getrockneten Probenkörper wurden entgast und mit Schichtwasser bzw. einem synthetisch hergestellten Fluid gesättigt.

Versuchsergebnisse

In der Abbildung 6-2 sind Durchströmungsversuche mit Reservoirsandsteinen der Bohrung Neustadt-Glewe 1 und 2 (Flußrate von 25 ml/min entspricht einer Darcy-Geschwindigkeit von 2 cm/min) dargestellt. Die Anfangspermeabilität der durchströmten Probenzylinder liegt bedingt durch mechanische Veränderungen an den Einstromflächen etwa $0,100 \times 10^{-12} \text{ m}^2$ unter der ursprünglich erwarteten. Am Verlauf der Kurven wird deutlich, wie durch Änderung der Versuchsbedingungen das eigentlich konstante Permeabilitätsverhalten dieser hochpermeablen Gesteine beeinflusst werden kann. Der Kern NG 1-16 wurde unter Sauerstoffabschluß (N_2 -Beaufschlagung bzw. Zusatz eines Reduktionsmittels) mit hochsalinaren Lösungen unter erhöhtem Druck bei Raumtemperatur durchströmt. Die Permeabilität bleibt weitestgehend konstant. Bei Durchströmung von Kern NG 2-9 wurde Luft in das Durchströmungsfluid eingetragen, was eine deutliche Permeabilitätsabnahme zur Folge hatte. Eine daraufhin veranlaßte N_2 -Beaufschlagung auf das System bewirkte keine Veränderung.

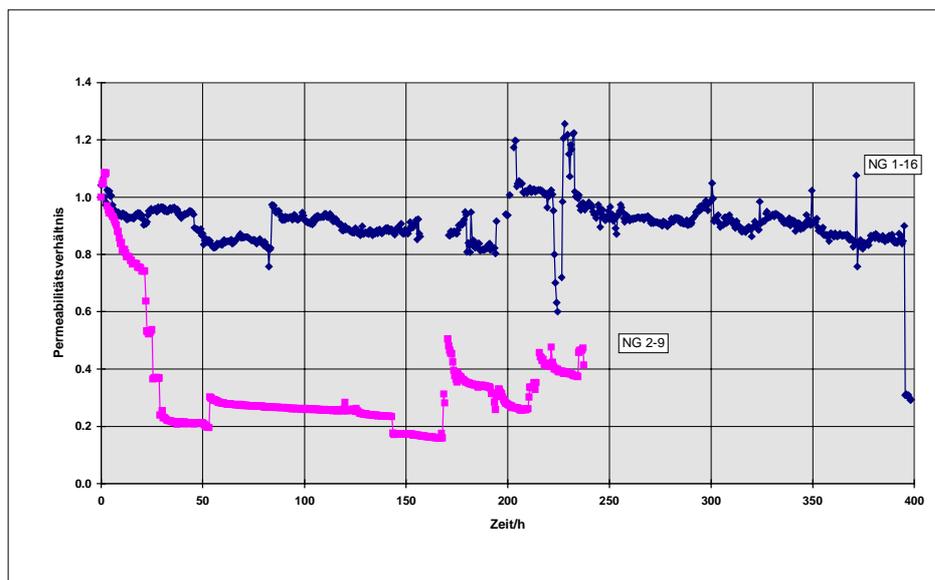


Abbildung 6-2: Durchströmungsversuche mit Reservoirsandsteinen der Bohrungen Neustadt-Glewe 1 (obere Kurve) bzw. Neustadt-Glewe 2 (untere Kurve) mit hochsalinaren Lösungen unter erhöhtem Druck (Flußrate 25ml/min)

In Abbildung 6-3 ist der Permeabilitätsverlauf von geringer verfestigten Sandsteinproben mit erhöhtem Ton/Silt-Gehalt aus Geothermiebohrungen in Neubrandenburg dargestellt. Die Abnahme der Permeabilität ist hier vorwiegend auf Tonmineralreaktionen zurückzuführen. Weiterhin bewirkte das in den Versuchen angewandte Druckregime (bis 10 MPa Überlagerungsdruck) Veränderungen des durchströmbareren Porenraums durch Kompression der Einzelporen und eine Mobilisierung und erneute Ablagerung von amorphen SiO_2 . Durch Änderung des Strömungsregimes (obere Kurve in Abbildung 6-3) kam es zusätzlich zu einer Partikelmobilisation. Daraufhin stieg die Permeabilität zunächst an und fiel dann wieder drastisch ab. Eine weitere Ursache für die gemessene niedrige Permeabilität an beiden untersuchten Kernen ist eine verstärkte Kristallbildung an bereits vorhandenen Kristallkeimen. Letztere sind durch Lagerung und Trocknung der Kerne gebildet worden.

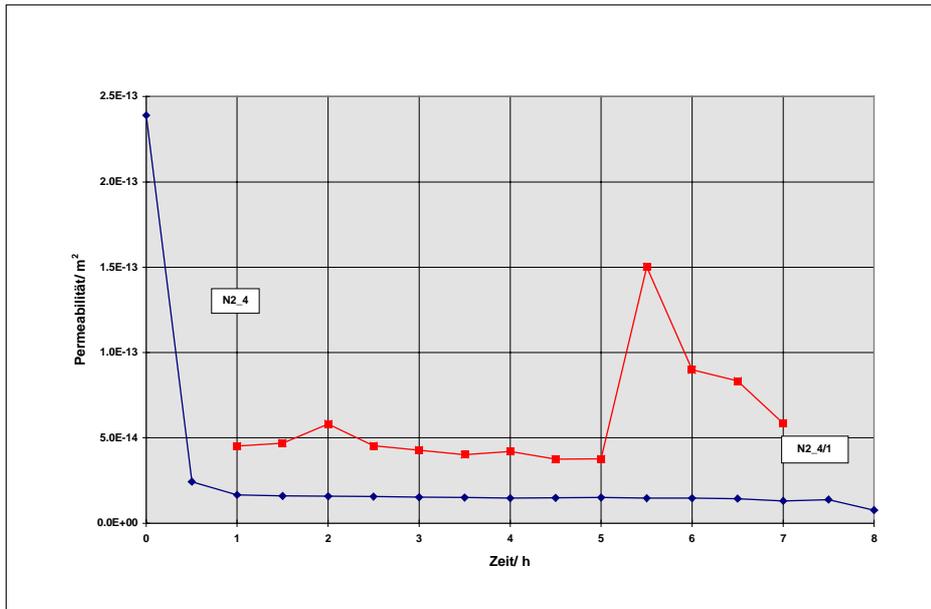


Abbildung 6-3: Durchströmungsversuche mit Reservoirsandsteinen der Bohrung Neubrandenburg 2 mit hochsalinaren Lösungen unter erhöhtem Druck (Flußrate 5ml/min)

Schlußfolgerungen

- Die Labor-Durchströmungsversuche sind vor allem für den modellhaften Nachweis von Spezialeffekten in den Speichergesteinen (z. B. bei sekundärer Thermalwassernutzung, Reaktionen auf Reduktionsmittel und Bohrspülungen, Verpressung von "Fremdwässern") von Bedeutung. Spezielle Parameter von Kernuntersuchungen lassen sich zur Simulation möglicher Schädigungsmechanismen einsetzen. Deshalb sollte das zu durchströmende Kernmaterial möglichst im ursprünglichen Zustand vorliegen bzw. entsprechend vorbehandelt werden [Martin et al., 1996].
- Die untersuchten hochpermeablen und bindemittelarmen Reservoirsandsteine des Jura/Keuper zeigten nur geringe Permeabilitätsreduzierungen bei Durchströmungsversuchen mit hochsalinaren Lösungen unter lagerstättenähnlichen Bedingungen und N₂-Beaufschlagung
- Bei wenig zementierten Probekörpern kann eine Schädigung des Porenraums besonders an den Einströmflächen und ihrer Umgebung infolge einer mechanischen Beanspruchung beim Ausbohren des Kernes beobachtet werden. Veränderungen sind bei gering verfestigten und stark absandenden Sandsteinen durch Partikelmobilisation besonders stark.
- Die in den Versuchen ermittelten Daten lassen sich nur unzureichend in Simulationsmodelle einbringen, da die zur Verfügung stehenden Modelle für Gesteinswechselwirkungen mit hochsalinaren Lösungen nur bedingt geeignet sind [Kühn, 1997]. Insbesondere eine Wertung des O₂-Einflusses auf die Tonminerale ist nicht möglich. Auch in der Literatur sind nur Hinweise zu möglichen Beeinflussungen infolge der Tonmineral- sowie Grenzflächenreaktionen zu finden. Der Mechanismus der Oxidationsreaktion kann erst durch weitere Untersuchungen geklärt werden. Deshalb sind neben den Durchströmungsuntersuchungen weitere Untersuchungsmethoden wie z. B. die Bestimmung elektrischer und elektrokinetischer Eigenschaften der Speichergesteine zur Erfassung und zum besseren Verständnis der im Speichergestein ablaufender Vorgänge, die möglicherweise zu Permeabilitätsreduzierungen führen, anzustreben.

6.3 Untersuchungen zur Wasserqualität unter Berücksichtigung der balneologischen Nutzung

Birgit Rohstock und Herbert Schneider

Untersuchungen zu den Anforderungen an die Qualität von genutzten Thermalwässern für die Reinjektion wurden im Rahmen des Forschungsvorhabens „Geowissenschaftliche, geotechnologische und verfahrenstechnische Forschungsarbeiten zur Vervollkommnung des Verfahrens der Nutzung geothermischer Ressourcen im Hinblick auf das Langzeitverhalten“ ausgeführt [Schneider et al., 1997].

Mit der zunehmenden Tendenz einer Kombination von wärmetechnischer und stofflicher Thermalwassernutzung wurde die ursprünglich Aufgabenstellung erweitert. Diese Verknüpfung ist z. B. in den Objekten Rheinsberg, Templin, Göhren-Lebbin vorgesehen. Auch für Neustadt-Glewe existieren Vorstellungen zur balneologischen Verwendung der hochmineralisierten Thermalsole.

Die Versenkung der hochmineralisierten Thermalwässer nach dem Wärmeentzug über eine Injektionsbohrung ist für die nordostdeutschen Verhältnisse grundsätzlich geklärt und Praxis in den Geothermischen Heizzentralen Waren/Müritz, Neubrandenburg und seit 1995 auch in Neustadt-Glewe. Wird aber ein Teilstrom des Thermalwassers im Bäder- und medizinisch-therapeutischen Sektor verwendet und danach wieder in die Entnahmeschicht gemeinsam mit dem wärmetechnisch genutzten Hauptstrom injiziert, so sind zur Gewährleistung der Reinjektion im Filtrationsregime entsprechende Bedingungen zu schaffen.

Durch die balneologische Nutzung von Thermalwässern wird eine drastische Änderung des Chemismus hervorgerufen. Es entstehen salzhaltige Abwässer (abgebadete Solen), die umweltfreundlich zu entsorgen sind. Infolge der geographischen Situation der meisten Vorhaben in Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg ist eine obertägige Entsorgung durch Einleitung in die Vorflut nicht möglich. Die Technologie der Rückführung abgebadeter Thermalwässer zum wärmetechnisch genutzten Volumenstrom und die gemeinsame Reinjektion ist daher die zu verfolgende Lösung.

Die Voraussetzung für eine Reinjektion im Filtrationsregime ist die Anpassung der Eigenschaften der zu reinjizierenden Wässer an die Eigenschaften der Aufnahmeschicht. Eine herausragende Bedeutung kommt daher der Art und Weise der Aufbereitung der abgebadeten Wässer zu. Voraussetzung für die Ableitung der Aufbereitungsinhalte ist die Kenntnis der Schadstofftransport- und Sorptionsvorgänge im Speichergestein. Die Anpassung in Form eines effizienten Aufbereitungsprozesses setzt die Kenntnis der Eigenschaften

- des Thermalwassers vor und nach der Nutzung,
- der darin suspendierten Partikel,
- der Aufnahmeschicht

sowie die Kenntnis der Reaktionen beim Kontakt des genutzten Thermalwassers mit dem in-situ-Schichtwasser und dem Speichergestein voraus.

Neben umfangreichen Literaturlauswertungen, Modellierungen und Falldatenauswertungen mit dem Expertensystem FROCKI [Albertsen et al., 1993] wurden laborative und kleintechnische Untersuchungen ausgeführt. Folgende Aussagen können im Ergebnis der Untersuchungen getroffen werden:

Wärmetechnische Thermalwassernutzung

Die erforderliche Wasserqualität für die Reinjektion im Filtrationsregime ist durch die verfahrenstechnischen Maßnahmen, d. h.

- Wahl der Bohrspülung beim Aufschluß
- Werkstoffauswahl des Thermalwasserkreislaufs
- Stickstoffbeaufschlagung der Anlagensysteme
- Filtration

u. a. gesichert. Eine der wesentlichen Voraussetzungen dafür ist, daß der Chemismus der Thermalwässer durch die wärmetechnische Nutzung unverändert bleibt (geschlossenes System).

Für alle schwerlöslichen Salze, die sich theoretisch im Thermalwasser bilden können, wird die Löslichkeitsschwelle nicht oder nur gering überschritten (s. auch Beitrag Kellner). Durch die hohen NaCl-Gehalte wird die Löslichkeit von Karbonaten und schwerlöslichen Sulfaten um den Faktor 4 - 10 erhöht. Daneben ist die Verweilzeit möglicher Kristallkeime im System gering.

Eine negative Wirkung auf die Reinjektion haben Eisenhydroxide, die durch den Zutritt von Luftsauerstoff entstehen. Permeabilitätsreduzierungen im Speichergestein infolge Tonmineralveränderungen durch Quellung können bei der Reinjektion chemisch stark veränderter Schichtwässer oder bei Fremdwässern mit abweichender chemischer Zusammensetzung auftreten. Diese Fälle sind konsequent zu vermeiden.

Rückführung abgebadeter Thermalwässer zum wärmetechnisch genutzten Volumenstrom und gemeinsame Reinjektion

Die Aufbereitung der abgebadeten Sole ist zwingend notwendig. Dazu erfolgte eine Auswahl von Aufbereitungsverfahren auf der Grundlage der Untersuchungen zum Ausfällungs- und Verträglichkeitsverhalten und unter Einbeziehung der Erkenntnisse über mikrobiologische Aktivitäten sowie des Stofftransport- und Sorptionsverhaltens. Sie berücksichtigen folgende Anforderungen:

- Vermeidung des Eintrages von partikulären Substanzen, weder organischer noch anorganischer Herkunft; sie führen zu Blockierungen im Sandsteinspeicher.
- Vermeidung des Eintrages von gelösten organischen Substanzen, die den im geologischen Speicher lebensfähigen Mikroorganismen als Nahrungsgrundlage dienen können.
- Rückführung der Reinjektionswässer in das reduzierende Milieu, d. h. kein Eintrag von Substanzen oder Verbindungen (wie z. B. Sauerstoff), die mit dem in situ Schichtwasser bzw. Speichergestein reagieren und damit eine Schädigung des Speichers bewirken können.
- Durch Desinfektion ist der Eintrag von Mikroorganismen, die unter den geologischen Speicherbedingungen lebensfähig sind, zu vermeiden.
- Der Eintrag von Substanzen und Verbindungen wie z. B. von halogenierten Kohlenwasserstoffen (THM), die bei der Wiederverföderung der Thermalwässer, auch im Abstand von vielen Jahren, eine Anerkennung dieser Wässer als Heilwasser in Frage stellen können, ist zu vermeiden.

Die ausgeführten Untersuchungen und deren Ergebnisse zeigen die grundsätzliche Machbarkeit einer kombinierten Thermalwassernutzung auf.

7 Untersuchungen im Thermalwasserkreislauf¹

Andrea Seibt und Peer Hoth

Aus den vorangegangenen Abschnitten wird deutlich, daß bei einer energetischen Nutzung von Thermalwässern der postsalinaren Schichtwässer vom Na-Cl-Typ lediglich Eisenhydroxidausfällungen infolge eines Sauerstoffkontaktes technologische Bedeutung besitzen. Andere Mineralneubildungen sulfatischer, karbonatischer und silikatischer Art im obertägigen Thermalwasserkreislauf und im Speichergestein sind demnach nicht zu erwarten. Im obertägigen Thermalwasserkreislaufsystem ist ein Sauerstoffzutritt möglich. Dieser Sauerstoffkontakt der Thermalwässer ist nicht nur hinsichtlich der obertägigen Eisenausfällungen, sondern auch im Hinblick auf das Einbringen von Sauerstoff in die Speicherhorizonte kritisch zu bewerten. Bei einer Vermischung der sauerstoffhaltigen Wässer mit den im Speicher vorliegenden Lösungen können Permeabilitätsverringerungen in Folge von Fällungsprozessen auftreten. Dies kann permanente Speicherschädigungen hervorrufen. In zwei geothermischen Heizzentralen (mit und ohne Stickstoffbeaufschlagung) wurde der gelöste Sauerstoff im Thermalwasser bei unterschiedlichen Betriebsregimen bestimmt und die entsprechenden Filtrerrückstände analysiert.

Im Mittelpunkt der Sauerstoffmessungen stand, wo und unter welchen Betriebszuständen Sauerstoff in den Thermalwasserstrom gelangen kann. Von besonderem Interesse war es festzustellen, ob und wieviel gelöster Sauerstoff im Thermalwasser noch nach den vor der Injektionsbohrung installierten Filtern nachzuweisen ist. Bislang ging man davon aus, daß der Sauerstoff - gelangt er obertägig in den Thermalwasserkreislauf - schnell genug mit der äquivalenten Menge gelöster Eisenionen reagiert, so daß der Sauerstoff im untertägigen Bereich als Reaktionspartner nicht zur Verfügung steht und sämtliche Fällungsprodukte durch die Filter zurückgehalten werden.

7.1 Thermalwasserkreislauf

Der Thermalwasserkreislauf bildet das Bindeglied zwischen dem im Untergrund vorhandenen thermischen Potential und der Abnehmeranlage, d. h. der zeitlich und örtlich variablen Wärmenachfrage. Er sichert, daß der Wärmeträger Thermalwasser in der geforderten Menge und Qualität bis zum Nutzer gelangt und nach der Wärmeübertragung von dort abgeleitet wird [Kabus, 1991].

Der Thermalwasserkreislauf besteht unabhängig von der Art der Lagerstätte und der Thermalwasserzusammensetzung mindestens aus den Komponenten Förderbohrung, Förderpumpe, Förderleitung und Wärmeüberträger. Muß das ausgekühlte Thermalwasser aufgrund seiner hohen Salinität wieder in den Untergrund verbracht werden, ist eine 2. Bohrung erforderlich. In diesem Fall müssen weitere Komponenten wie in Abbildung 7-1 dargestellt, in den Thermalwasserkreislauf eingefügt werden. Dieses Schema zeigt einen geschlossenen Thermalwasserkreislauf zur hydrothermalen Nutzung hochsalinärer Wässer, wie er dem derzeitigen Stand der Technik entspricht [Seibt, A. et al., 1997].

¹ Unser Dank gilt den Betreibern der geothermischen Heizzentralen Neubrandenburg und Neustadt-Glewe für die freundliche Unterstützung bei den Meßarbeiten.

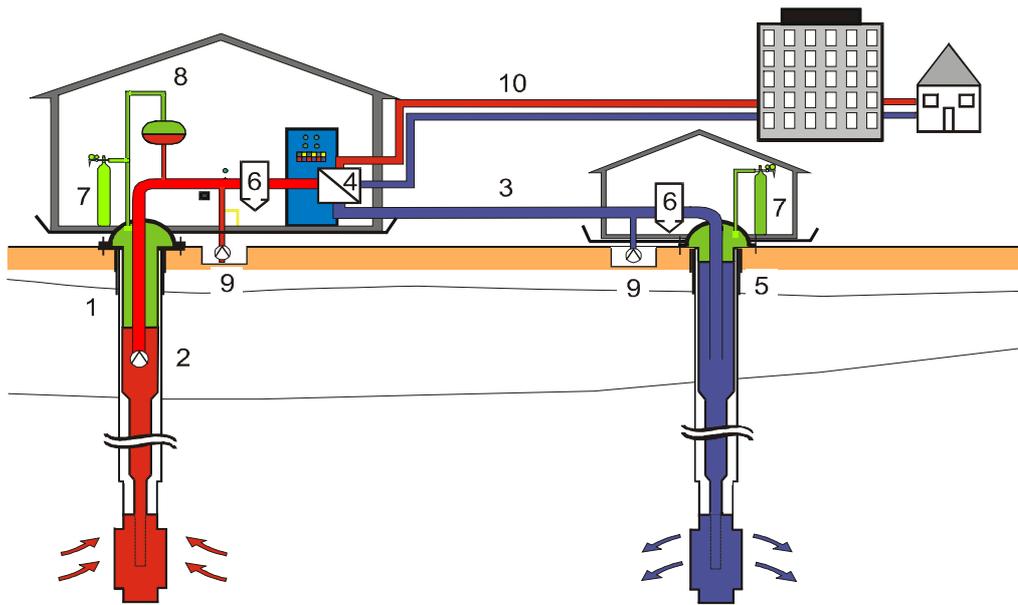


Abbildung 7-1: Aufbau eines Thermalwasserkreislaufs für hochsalinare Wässer mit den Komponenten Förderbohrung(1), Förderpumpe(2), Förderleitung(3) und Wärmeübertrager(4), Injektionsbohrung(5), Filtereinrichtungen(6), Inertgas-(7) und Druckhaltungssystem(8), Slopgruben(9) sowie Heiznetz (10).

Das Thermalwasser muß mittels Pumpen aus der Lagerstätte gefördert werden. Aufgrund des hohen Salzgehaltes der Thermalwässer im norddeutschen Raum kommen hier spezielle Unterwasser-Motorpumpen zum Einsatz. Entsprechend den geologischen Bedingungen, der Bohrungskompletterung und dem Förderstrom sind Einbautiefen von 100 bis 400 m typisch. Obwohl Geothermieanlagen ganzjährig mit hoher Leistungsausnutzung betrieben werden sollten, ist eine Anpassung des Fördervolumenstroms in engen Bereichen möglich.

Für die Thermalwasserleitungen kommen Kunststoffe, Verbundmaterialien (Kunststoff/Glasfaser), beschichtete und gummierte Metalle sowie hochlegierte Stähle in verschiedenen Kombinationen zur Anwendung [Kellner und Möllmann, 1996].

Der oder die Wärmeübertrager sind das Zentrum des gesamten Systems. In den üblicherweise verwendeten Plattenwärmeübertragern werden geringste Temperaturdifferenzen zwischen Thermalwasser und Heizsystem realisiert, um dem Thermalwasser ein Maximum an Wärme zu entziehen.

Im Thermalwasserkreis sind Filtersysteme integriert. Durch die nach der Förderbohrung installierten Grobfilter werden mobilisierte Partikel aus dem Speicher sowie Spuren von Ölen und Fetten, die zum Teil aus der Unterwassermotorpumpe herrühren, zurückgehalten. Die Feinfilter vor der Injektionsbohrung verhindern den Eintrag möglicher Ausfällungsprodukte (vor allem Fe-Verbindungen) in den Speicherhorizont.

Die obertägigen Behältersysteme und die Sondenringräume sind in Neustadt-Glewe (s. Abbildung 7-1) mit Stickstoff beaufschlagt, um einen Sauerstoffeintrag zu vermeiden. Ein Stickstoffbeaufschlagungssystem wurde in der Warener GHZ 1995 nachgerüstet. In der Neubrandenburger Heizzentrale werden nur die Sondenköpfe mit Stickstoff gespült.

Das Slopssystem mit einem Hauptslopbehälter an der Injektionsbohrung und mehreren lokalen Slopgruben nimmt die außerhalb der Rohrleitungen anfallenden Thermalwässer auf. Hier wird das beim Spülen der Förderbohrung und des thermalwasserführenden Rohrleitungssystems, bei der Erstinbetriebnahme sowie nach längeren Stillständen, beim Filterwechsel, bei Reparaturen, bei der Entleerung des Leitungssystems und bei Undichtheiten im System anfallende Thermalwasser gesammelt.

7.2 Sauerstoffmessungen

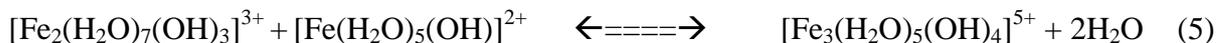
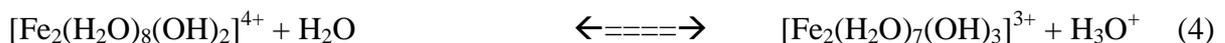
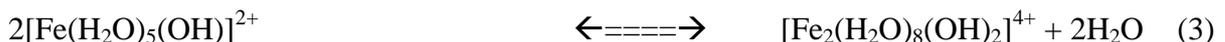
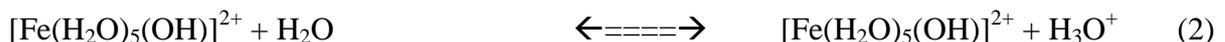
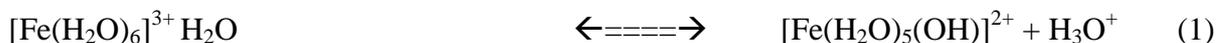
7.2.1 Theoretische Vorbetrachtungen

Ausfällungsreaktionen

Das Verhalten von Eisen wird in aquatischer Umgebung wechselseitig durch seine Löslichkeit und Komplexbildungs-, Hydrolyse- und Redoxreaktionen beeinflusst. Neben einer Vielzahl von Komplexgleichgewichten sind vor allem Oxydations-/Reduktionsprozesse und deren pH-Abhängigkeit für die Zusammensetzung der Fällprodukte entscheidend. Generell kann von einer Bildung von $\text{Fe}(\text{OH})_2$ und $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ausgegangen werden, wobei beide Hydroxide in der Lage sind, Fe^{3+} - bzw. Fe^{2+} -Ionen einzuschließen.

Die Säure-Base-Theorie von Ussanowitsch gestattet, ausgehend vom elektrostatischen Modell, eine Abschätzung der Säuren- und Basenstärke von Ionen. Die Acidität ist um so größer, je höher die Ionenladung und je kleiner der Ionenradius ist. Im Vergleich zu Fe^{2+} (Ionenradius 0,74Å) zeigt Fe^{3+} (Ionenradius 0,64Å) eine ausgeprägte Präferenz für über Sauerstoff koordinierende Liganden. Dieser Unterschied spiegelt sich auch im hydrolytischen Habitus wider. Während zweiwertiges Eisen erst im neutralen Bereich merkliche Solvolyse erfährt, hydrolysiert dreiwertiges Eisen bereits bei pH 1 und fällt schon im schwach sauren Bereich (pH ca. 4) als amorphes Hydroxid aus. Die Gleichgewichtsquotienten der Gesamtkonzentrationen von zwei und dreiwertigem Eisen sind durch die involvierten Hydrolysereaktionen pH-abhängig, ergeben theoretisch bei Vorliegen eines Überschusses an Sauerstoff jedoch stets die nahezu vollständigen Oxidation von Fe(II) [Falcke, 1990].

Wesentliche Teilreaktionen, die letzten Endes zur Ausbildung von $\text{Fe}(\text{OH})_3$ führen, sind in den folgenden Gleichungen zusammengefaßt [Ziegenbalg und Holldorf, 1994].



In einer 10^{-3} molaren Fe^{3+} Lösung liegen nach Stumm (1962) 20% $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6]^{3+}$ -, 40% $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_5(\text{OH})]^{2+}$ -, 5% $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_5(\text{OH})_2]^{+}$ - und 35% $[\text{Fe}_2(\text{H}_2\text{O})_8(\text{OH})_2]^{4+}$ - Ionen vor. In konzentrierteren Lösungen überwiegt das dimere Hydrolyseprodukt. Bei einem ständigem Eintrag von Sauerstoff in den Thermalwasserkreislauf würden demnach enorme Mengen voluminöser Eisenhydroxide anfallen (Abbildung 7-2).

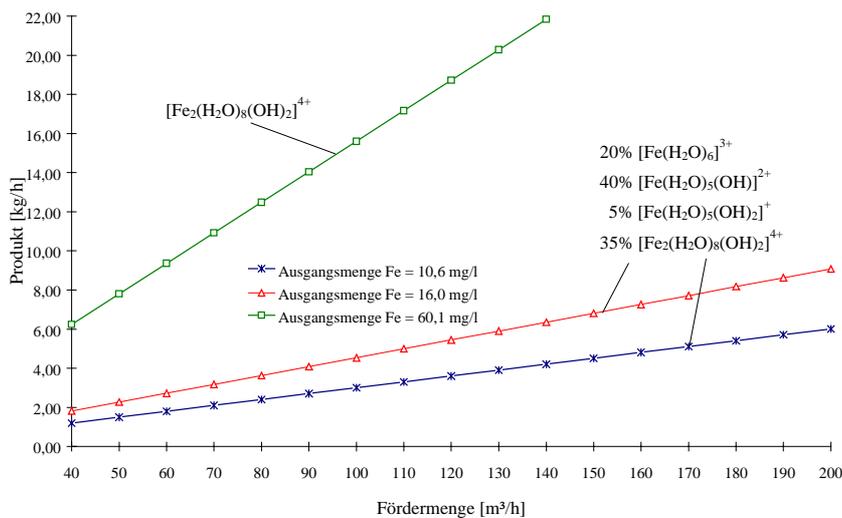


Abbildung 7-2: Anfallendes Eisen- Hydrolyseprodukt bei Überschuß an Sauerstoff in Abhängigkeit vom gelösten Fe(II) im Thermalwasser bei unterschiedlichem Thermalwassermengenstrom

Löslichkeit von Gasen in mineralisierten Wässern

Die Löslichkeit der Gase ist abhängig von der Temperatur, dem Druck und der Mineralisation. Für den Einfluß des Salzgehaltes ergeben sich zwei generelle Regeln[Harting et al., 1981]:

1. Sauerstoff ist ebenso wie andere Gase in salzhaltigen Medien weniger gut löslich als in Süßwasser.
2. Kleine oder mehrfach geladene Ionen bewirken eine größere Löslichkeitserniedrigung als große und einfach geladene Ionen.

Daraus folgt, daß eine korrekte Konzentrationsmessung von Sauerstoff in salzhaltigem Wasser mit einer Sonde nur dann möglich ist, wenn eine entsprechend veränderte Sättigungstabelle der Meßwertverarbeitung zugrunde gelegt wird.

7.2.2 Meßmethodik

Die Sauerstoffmessungen wurden mit einem Sauerstoffmeßgerät Modell 2713 bestehend aus Anzeigegerät, Sonde und Durchflußkammer der Firma ORBISPHERE Laboratories durchgeführt. Eine Erfassung von gelöstem Sauerstoff ist im Bereich von 0,01 ppb - 199,9 ppm bei Temperaturen von 0 - 100 °C möglich. Bezüglich der hohen Salinität des zu untersuchenden Thermalwassers bestehen vom Hersteller keinerlei Einschränkungen. Die Durchflußkammer wurde allerdings in Sonderanfertigung aus Edelstahl hergestellt. Als optimale Durchflußgeschwindigkeit wird vom Hersteller 180 ml/l empfohlen. Die Meßgenauigkeit innerhalb ± 5 °C der Kalibrierungstemperatur beträgt ± 1 %.

Meßprinzip Sauerstoffelektrode

Der Sauerstoff dringt durch die Membran (Teflon) ein und löst sich in dem zwischen Anode (Silber) und Kathode (reines Gold) befindlichen Elektrolyten (Kaliumchlorid).

An der Kathode läuft folgende Reaktion ab: $O_2 + 2H_2O + 4e^- \rightarrow 4 OH^-$.

An der Anode werden die 4 Elektronen kompensiert: $4Ag \rightarrow 4Ag^+ + 4e^-$.

Silber geht unter Bildung von Silberionen und Elektronen in Lösung. Die Silberionen reagieren mit den in der wäßrigen Kaliumchloridlösung vorliegenden Chloridionen zu schwerlösli-

chem Silberchlorid. Das bei diesen Redoxvorgängen hervorgerufene elektrische Potential ist proportional zur in die Zelle eingedrungenen Menge an Sauerstoff.

Meßwerterfassung

Die gemessenen Sauerstoffkonzentrationen wurden folgenden Korrekturen unterzogen:

- Berücksichtigung unterschiedlicher Temperatur
Eine Temperaturkompensation bis 70 °C erfolgt automatisch.

- Salzgehalt des Thermalwassers

Folgende Abhängigkeit wurde in Auswertung experimenteller Ergebnissen zur Löslichkeit von Gasen in NaCl- Lösungen nachgewiesen [Harting et al., 1981]:

$$L_{rel.} = 100^{(-0,315c+0,01452c^2)}$$

$L_{rel.}$ (c) relative Löslichkeit in Abhängigkeit vom Salzgehalt der Lösung

Weiterhin ist bekannt, daß 1 mol $CaCl_2$ die gleiche Löslichkeitserniedrigung verursacht wie 1,8 mol NaCl. Für praktische Umrechnungen mit der Vorherrschaft von NaCl und $CaCl_2$ in Schichtwässern ist es ausreichend, wenn die Salze einwertiger Kationen wie NaCl und die Salze zweiwertiger Kationen wie $CaCl_2$ behandelt werden. Auf diese Weise erhält man die Konzentration c einer „NaCl- Lösung“, die eine gleiche Löslichkeitserniedrigung hervorruft wie das vorliegende Schichtwasser [Harting et al., 1981].

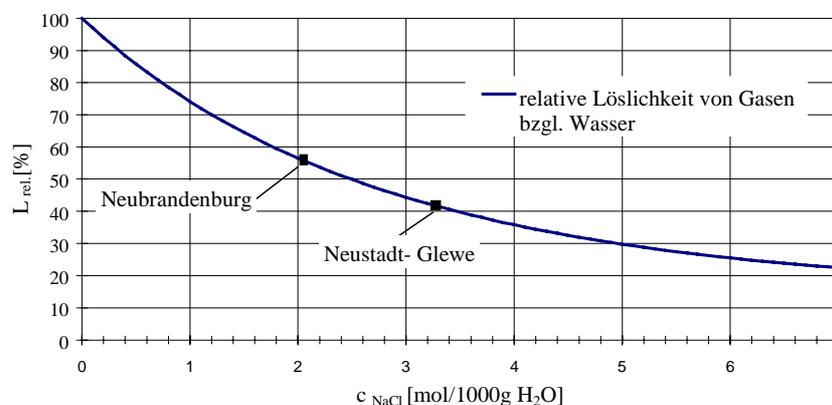


Abbildung 7-3: Relative Löslichkeit von Gasen in Abhängigkeit von der NaCl- Konzentration der Lösung

Zunächst wurden die Analysenwerte, deren Konzentrationsangabe üblicherweise in mg NaCl/l Lösung erfolgt, in mol NaCl/ 1000 g H₂O umgerechnet und entsprechend wie oben beschrieben die Konzentration c einer NaCl - Lösung ermittelt. Nach (1) ergab sich für das Thermalwasser in Neubrandenburg eine relative Löslichkeit im Vergleich zu reinem Wasser von 56,0 % und in Neustadt-Glewe von 42,9 % (s. Abbildung 7-3).

- Eintrag von Luftsauerstoff an der Meßstelle

Auf Leckagen im Meßsystem wurde geprüft, indem bei unterschiedlichen Durchströmungsgeschwindigkeiten gemessen wurde.

Bei einem Sauerstoffzutritt dringt dieser in einem konstanten Verhältnis in das sauerstoffärmere Medium ein. Das Thermalwasser wird also eine konstante Menge an Sauerstoff pro Zeiteinheit aufnehmen, so daß die gemessene Sauerstoffkonzentration umgekehrt proportional zur Durchflußgeschwindigkeit V der Probe ist.

$$c = c_0 + \frac{F}{V}$$

c	gemessene Sauerstoffkonzentration in [$\mu\text{g}/\text{kg}$]
c_0	wahre Sauerstoffkonzentration in [$\mu\text{g}/\text{kg}$]
F	Sauerstoffdiffusion in [$\mu\text{g}/\text{min}$]
V	Durchflußgeschwindigkeit in [kg/min]

Versuchsanordnung

Probenahmestutzen sind jeweils nur nach den Filtern an den beiden Bohrungen installiert, so daß eine Kontrolle des Sauerstoffeintrages über die gesamte obertägige Anlage derzeit nicht möglich ist. Bei den durchgeführten Messung wurde ein kleiner Teil des Meßmediums aus der Rohrleitung nach dem Filter entnommen und über eine Durchflußkammer am Sensor vorbeigeleitet. In der Abbildung 7-4 ist die Meßstelle nach einem Filter vor der Injektionsbohrung dargestellt.

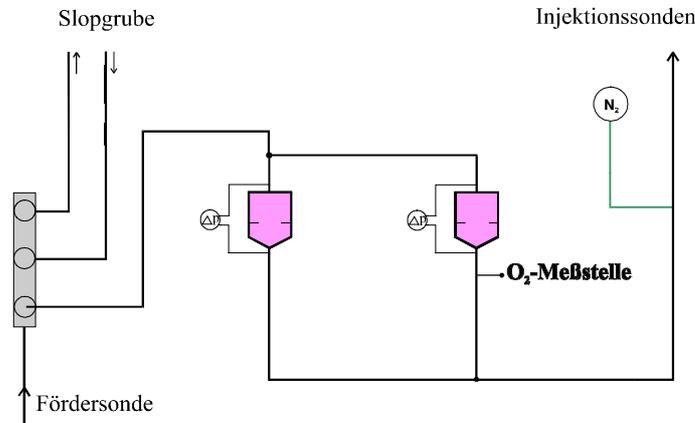


Abbildung 7-4: Vereinfachtes Fließschema - Filterhaus vor den Injektionsbohrungen mit Probenahmestelle

7.2.3 Ergebnisse der Sauerstoffmessungen in geothermischen Anlagen

Sauerstoffmessungen im Normalbetrieb (GHZ mit und ohne Stickstoffbeaufschlagung)

In zwei geothermischen Heizzentralen (mit und ohne Stickstoffbeaufschlagung) wurde der gelöste Sauerstoff im Thermalwasser während des Betriebes sowohl am Filter nach der Förderbohrung als auch am Filter vor der Injektionsbohrung gemessen.

Der mittlere Wert des Sauerstoffgehaltes im Thermalwasser, gemessen im kontinuierlichen Durchfluß von 180 ml/min, betrug 1,7 ppb O₂. Diese Werte weisen auf ein nahezu sauerstofffreies Betriebssystem hin. Für beide geothermische Heizzentralen konnte im kontinuierlichen Betrieb unabhängig von einer Inertgasbeaufschlagung an allen Meßpunkten das gleiche Ergebnis registriert werden. Ein Sauerstoffeintrag findet während des Normalbetriebes somit nicht statt.

In der Abbildung 7-5 ist der Verlauf einer Sauerstoffmessung beispielhaft dargestellt.

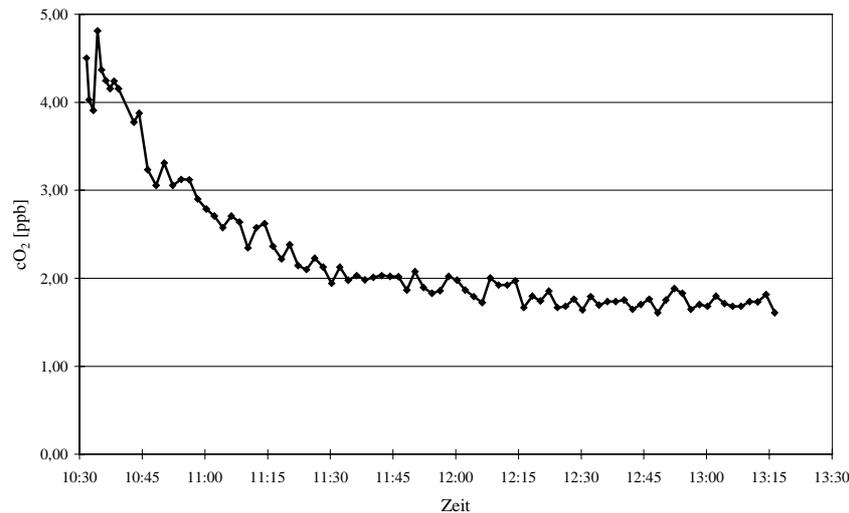


Abbildung 7-5: Gelöster Sauerstoff im Thermalwasser; Messung bei Normalbetrieb ohne Stickstoffbeaufschlagung

Die Kurve zeigt, daß zu Beginn der Messung die höchsten Werte registriert werden. Im Verlauf nehmen diese kontinuierlich ab und erreichen nach ca. 1,5 Stunden einen konstanten durchschnittlichen Wert von 1,7 ppb. Dieser Kurvenverlauf ist für alle Messungen typisch und erklärt sich aus der Tatsache, daß der in den Schlauchverbindungen gelöste Sauerstoff bestrebt ist, in das sauerstoffärmere Medium zu diffundieren. Obwohl die Schlauchverbindung zwischen Probenahmestutzen und Durchflußkammer so gering wie möglich (10 cm) gewählt wurde, sind jeweils die ersten Werte einer Messung mit diesem Fehler behaftet.

Sauerstoffmessungen im Normalbetrieb nach einem Filterwechsel (GHZ ohne Stickstoffbeaufschlagung)

Ein Filterwechsel erfolgt in den geothermischen Heizzentralen in Abhängigkeit von der Betriebsführung, bei kontinuierlichem Betrieb in der Regel alle drei Monate. Inwieweit sich das kurzzeitige Öffnen des Kreislaufs auf den Sauerstoffgehalt im Thermalwasser, insbesondere nach den Filtern vor der Injektionsbohrung auswirkt, sollten die Messungen zeigen.

Nach Wiederinbetriebnahme und nach einem Vorlauf von 10 min wurde ein Ausgangswert von nahezu 100 ppb gemessen. Nach ca. 2,5 Stunden pegelte sich der im Thermalwasser gelöste Sauerstoff auf den ursprünglichen im Normalbetrieb festgestellten Wert ein (s. Abbildung 7-6).

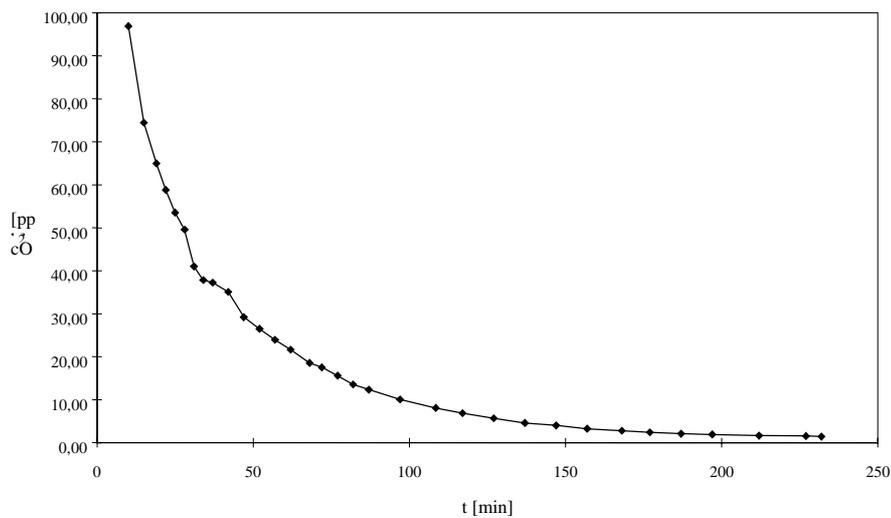


Abbildung 7-6: Gelöster Sauerstoff im Thermalwasser; Messung nach Filterwechsel

Sauerstoffmessungen nach Slopwasserverpumpung

Wie im Kapitel 7.1 beschrieben, wird anfallendes Thermalwasser zunächst in den sogenannten Slopbehältern gesammelt, damit sich Schwebstoffe im Thermalwasser absetzen können. Da die Behälter offen sind, reichert sich dieses Wasser mit Sauerstoff an. Eine kostengünstige Entsorgung dieser Wässer erfolgt, indem ein Teilstrom in den Thermalwasserstrom geleitet und mit reinjiziert wird.

Bei der in Abbildung 7-7 dargestellten Messung wurde das Slopwasser dem Thermalwasser in einem Verhältnis von ca. 1 : 55 zugeführt. Nach ungefähr 4 Minuten begann der Anstieg der Sauerstoffkonzentration. Mit dem Anstieg der Sauerstoffkonzentration erfolgte eine sprunghafte Erhöhung des Differenzdruckes über dem Filter von 1 bar Ausgangsdruck auf 2,3 bar.

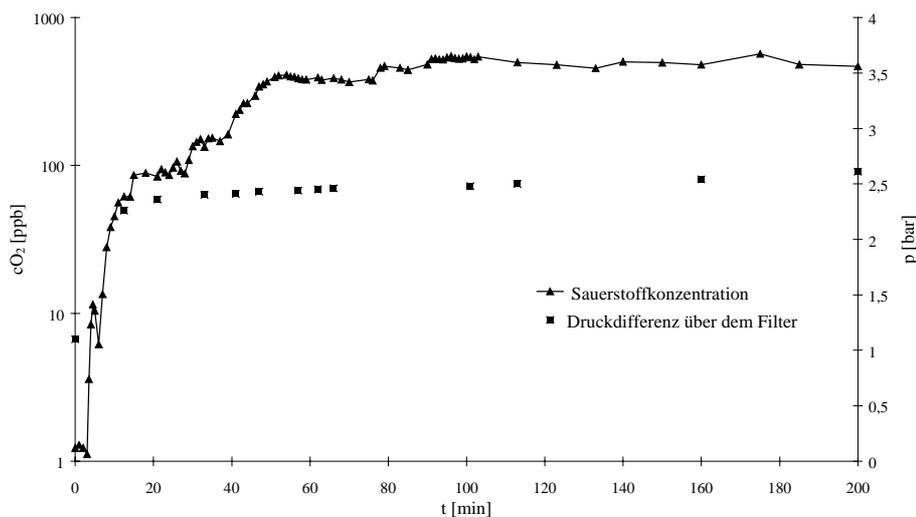


Abbildung 7-7: Gelöster Sauerstoff im Thermalwasser und Druckentwicklung über den Filtern; Messung während der Slopwasserverpumpung

Nach der 22stündigen Slopwasserverpressung mußte der Filter aufgrund der erreichten möglichen Maximalbelastung gewechselt werden (s. Abbildung 7-8; vgl. Teil B, Kapitel 7.3).



Abbildung 7-8: Filter vor und nach der Slopwasserverpressung

Sauerstoffmessungen nach Wartungsarbeiten

Mit den Sauerstoffmessungen nach wartungs- und reparaturbedingtem Abschalten der Anlage, sollte analysiert werden, inwieweit sich dieses Eingreifen in den Thermalwasserkreislauf auf den Sauerstoffgehalt des Thermalwassers auswirkt.

- **Pumpentests (GHZ ohne Stickstoffbeaufschlagung)**

Nach einer Pumpenreparatur wurde ein Pumpentest durchgeführt, indem bei unterschiedlichen Fördervolumenströmen gefahren wurde. Die Anlage lief vor der Messung aufgrund geringer Wärmenachfrage in der Grundlast, was bedeutet, daß der Fördervolumenstrom auf das geringst mögliche Maß (35-40 m³/h) reduziert wurde. Die Sauerstoffmessung erfolgte nach den Filtern hinter der Förderbohrung.

Aus der Abbildung 7-9 ist ersichtlich, daß bei der ersten Erhöhung des Fördervolumenstromes von 40 m³/h auf 60 m³/h die Sauerstoffkonzentration sprunghaft auf einen Maximalwert von ca. 900 ppb anstieg. Bei gleichbleibendem Volumenstrom sank dieser innerhalb weniger Minuten auf Ausgangswerte zurück. Eine Steigerung des Volumenstromes um weitere 20 m³/h bewirkte eine erkennbare, jedoch nur geringe Zunahme des gelösten Sauerstoffs im Thermalwasser.

Diese beobachteten Unterschiede lassen sich wie folgt erklären:

Die Erhöhung der Fördermenge bewirkte eine Absenkung des dynamischen Wasserspiegels, wodurch zum einen möglicherweise Sauerstoff in die Anlage gezogen und zum anderen vermehrt das Wasser, das sich während des Öffnens des Sondenkopfes mit Sauerstoff anreichern konnte, gefördert wurde. Beim zweiten Anheben des Förderstromes wirkte sich nur der erste Effekt auf die Sauerstoffkonzentration aus, da zu diesem Zeitpunkt nur noch in-situ-Schichtwasser gefördert wurde.

Während des Pumpentests wurden vermehrt Partikel im Thermalwasser gefördert, was sich in der Zunahme des Druckes über den Filtern widerspiegelte. Offensichtlich bewirkte die durch

die schnelle Zunahme des Thermalwasserstromes hervorgerufene, starke mechanische Beanspruchung ein „Abplatzen“ der Partikel, die sich an der Oberfläche der Verrohrung gebildet hatten (s. Teil B, Kapitel 7.3).

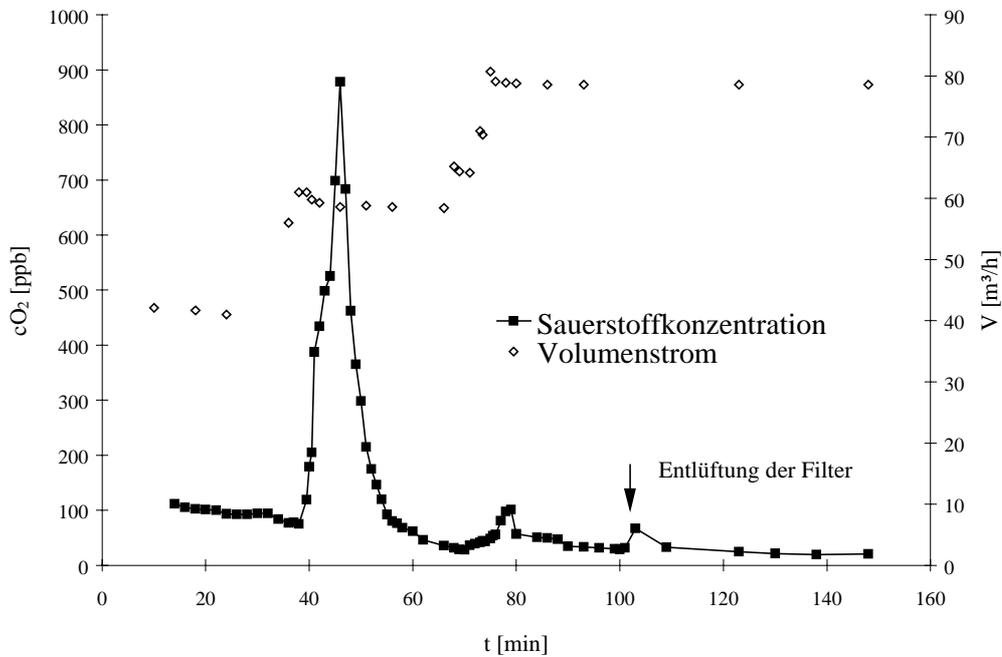


Abbildung 7-9: Gelöster Sauerstoff im Thermalwasser, Messung bei unterschiedlichen Fördervolumenströmen und nach Filterwechsel

- Anfahren nach Stillstand (GHZ mit Stickstoffbeaufschlagung)

Die GHZ wurde, bevor sie außer Betrieb ging, mit Stickstoff frei gespült und während des Stillstandes unter Stickstoffbeaufschlagung gehalten. In Abbildung 7-10 ist die Sauerstoffkonzentrationsmessung während des Förderns von einem Bohrlochvolumen an Thermalwasser (ca. 70 m³) nach dreiwöchiger Betriebspause dokumentiert. Gemessen wurde nach den Filtern vor der Injektionsbohrung.

Während der Messung wurde mit konstantem Fördervolumenstrom von 43 m³/h gefahren. Bis zum Meßbeginn waren bereits ca. 30 m³ Thermalwasser gefördert worden. Wie aus Abbildung 7-10 ersichtlich, wurde gegen 19.50 Uhr ein leichter Anstieg der Sauerstoffkonzentration registriert, der wahrscheinlich auf einen Sauerstoffeintrag während des Auswechslens einzelner Anlagenteile zurückzuführen ist. Der gelöste Sauerstoff im Thermalwasser erreicht einen Maximalwert von 110 ppb, nachdem 50 m³ Wasser gefördert wurden. Mit zunehmender Förderung von Schichtwasser, die sich in der Temperaturzunahme widerspiegelt, nimmt auch der Sauerstoffgehalt im Thermalwasser ab.

Nach einem weiteren Stillstand von einer Woche wurde erneut die Sauerstoffkonzentration im Thermalwasser während der Anfahrphase gemessen (Abbildung 7-11). Aufgrund technischer Schwierigkeiten (automatisches Umschalten des Thermalwasserstromes auf die andere Filtereinrichtung) lieferte die Sauerstoffmessung erst nach einer Stunde gesicherte Werte. Beobachtet wurden im Vergleich zu den Untersuchungen nach dem ersten Anfahren höhere Ausgangswerte (ca. 380 ppb). Nach dem Fördern von 65 m³ Wasser fallen die Sauerstoffwerte ab. Diese Abnahme der Sauerstoffkonzentration korreliert mit der Erhöhung der Temperatur, was

darauf schließen läßt, daß ab diesem Zeitpunkt Schichtwasser aus der Förderbohrung reinji-
ziert wurde.

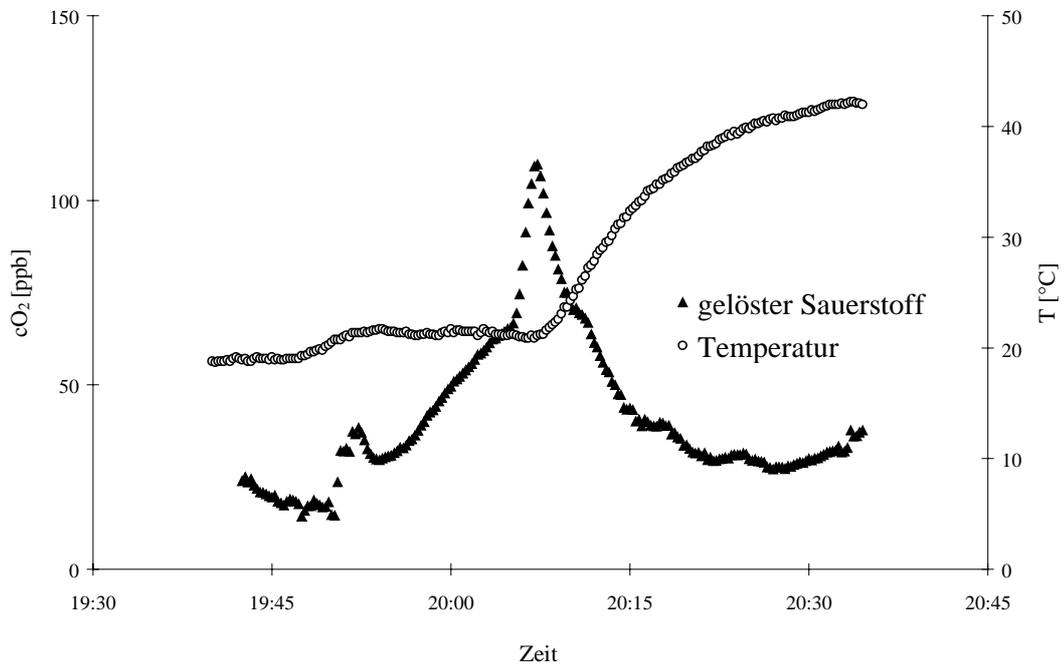


Abbildung 7-10: Gelöster Sauerstoff im Thermalwasser; Messung nach 3wöchiger Stillstandszeit

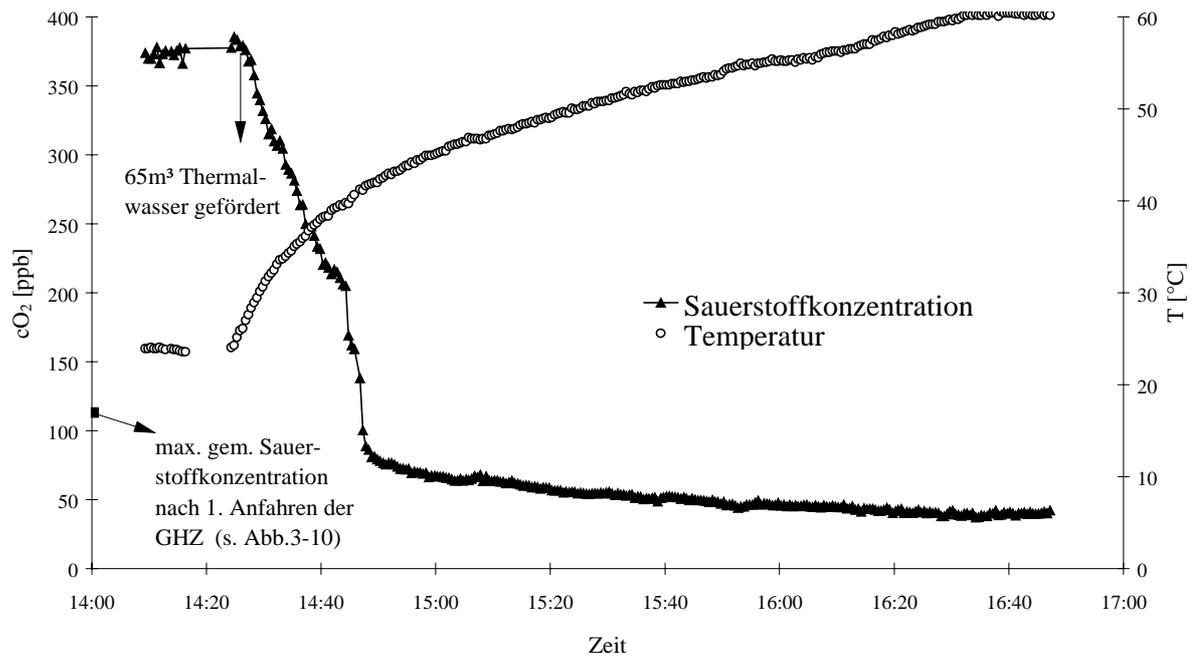


Abbildung 7-11: Gelöster Sauerstoff im Thermalwasser; erneutes Anfahren der GHZ nach einwöchiger Pause

Schlußfolgerungen

- Unabhängig von einem Stickstoffbeaufschlagungssystem konnte während eines kontinuierlichen Normalbetriebes Sauerstoff nur in geringer Konzentration im Thermalwasser nachgewiesen werden.
- In den Thermalwasserkreislauf eingetragener Sauerstoff wird nicht quantitativ in der oberflächigen Anlage umgesetzt, was bedeutet, daß Sauerstoff als Reaktionspartner während des Reinjizierens vorliegt und somit mit Ausfällungsprodukten noch nach den Filtern zu rechnen ist.
- Besondere Aufmerksamkeit erfordert ein Anfahren der Anlagen nach längeren Betriebspausen. Mit geringster Sauerstoffbelastung ist zu rechnen, wenn während des Stillstandes die Anlage einer Stickstoffbeaufschlagung unterzogen wird. Die ermittelten Sauerstoffwerte während des Anfahrens, sind so niedrig, daß auch wenn der Thermalwasserkreislauf geöffnet wurde ohne Gefahr reinjiziert werden könnte. In diesem Fall wird ein Abfahren der Wässer in die Slopgruben als nicht notwendig erachtet. Die Sauerstoffmessungen haben weiterhin gezeigt, daß in das in der Anlage stehende Thermalwasser, selbst wenn dieses unter Druck gehalten wird, beträchtliche Mengen Sauerstoff diffundieren. Deshalb ist es empfehlenswert, den Thermalwasserkreislauf auf Undichtheiten regelmäßig zu kontrollieren. Kontinuierliche Sauerstoffmessungen würden helfen, Schwachstellen zu erkennen.
- Weiterhin sollte eine schnelle und abrupte Erhöhung der Förderrate weitestgehend vermieden werden, da hier insbesondere bei Anlagen ohne Stickstoffbeaufschlagung die Gefahr des verstärkten Partikeleintrages gegeben ist. Ein Sammeln der Wässer in den Slopgruben ist anzuraten, damit Schwebstoffe sedimentieren können. Beim Verpumpen der Slopwässer sollten diese nochmals filtriert werden, um den Partikelgehalt zu minimieren. Mit einem Sauerstoffeintrag in den Aquifer ist jedoch in jedem Fall zu rechnen.
- Weiterführende Untersuchungen sind notwendig, um das durch einen Sauerstoffeintrag hervorgerufenen Schädigungspotential quantifizieren zu können.

7.3 Filteruntersuchungen

7.3.1 Aufbereitungsanlagen

Unter Aufbereitungsanlagen werden bei der hydrogeothermalen Erdwärmenutzung die Filteranlagen verstanden, über die eine Reinigung des Thermalwassers durchgeführt wird. Mittels einer Tiefenfiltration, wo eine Ablagerung der Feststoffe im Inneren des Filters erfolgt, werden gute bis sehr gute Abscheideergebnisse und somit eine gute Klärwirkung erreicht. Zur Sicherung einer Abtrennung der Partikel nach der Größe werden Filtrationsverfahren eingesetzt, die eine Oberflächenfiltration (Abscheidung des Feststoffes an der Filteroberfläche) realisieren. Für geothermische Anwendungen wird eine Kombination beider Filtrationsprozesse gewählt, um sowohl eine gute Klärwirkung als auch eine Klassierung zu gewährleisten.

Das Thermalwasser wird unmittelbar nach der Entnahme aus der Förderbohrung einer Grobfiltration unterzogen. Sie dient zum einen dem Schutz der nachgeschalteten Anlagenteile und zum anderen als Vorfiltrationsstufe für die Reinjektion des ausgekühlten Thermalwassers. Für die Grobfiltration kommen zwei austauschbare Beutelfilter mit einer Porengröße von 10 µm (GHZ Neubrandenburg) bzw. 3 µm (GHZ Neustadt-Glewe) zum Einsatz. Direkt vor der Reinjektion des Thermalwassers in die Injektionsbohrung erfolgt die Feinfiltration mit einer Porengröße von 2,5 µm (GHZ Neubrandenburg) bzw. 1 µm (GHZ Neustadt-Glewe). Eingesetzt werden ebenfalls Beutelfilter. Die Filter sind in zwei Gruppen zu je zwei Filtereinheiten

angeordnet. Die Filtration muß als ein kontinuierlicher Prozeß erfolgen, d. h. beim Erreichen der maximalen Beladung der Filter wird auf die parallel angeordneten Redundanz-Filter umgeschaltet.

7.3.2 Filterinhaltsstoffe

Im Verhältnis zum durchgesetzten Volumen an Thermalwasser ist die Menge der abgeschiedenen Feststoffpartikel während des Normalbetriebes sehr gering. Nach technischen Wartungsarbeiten an der Förderbohrung (z. B. Pumpenwechsel), nach längeren Stillstandszeiten der Anlagen und bei der Slopwasserverpressung steigt die Menge der zurückgehaltenen Partikel jedoch deutlich an. Die mineralogisch-geochemischen Untersuchungen der Filterrückstände aus den Filteranlagen der Förder- und Injektionsbohrungen der geothermischen Heizzentralen Neubrandenburg und Neustadt-Glewe wurden sowohl am unbehandelten als auch am mehrmals mit destilliertem Wasser gespülten Filtermaterial durchgeführt. Diese Arbeiten erfolgten am GFZ Potsdam.

Filterrückstände im Normalbetrieb

- Filter der Förderbohrungen - Beutelfilter: Filterfeinheit von 10 µm (GHZ Neubrandenburg) bzw. 3 µm (GHZ Neustadt-Glewe)

In den Filterrückständen der Förderbohrungsfilter treten sowohl aus dem Speicher (z. T. auch aus den Filtersanden) mobilisierte Partikel als auch Ausfällungs-, Korrosions-, und trocknungsbedingte Rückstände auf.

Bei den Partikeln, die aus dem Speicher selbst stammen, handelt es sich um Quarz, Feldspat und Schichtsilikate (Kaolinit und Illit/Smektit-Wechsellagerungen). Das Korngrößenspektrum der Quarze und Feldspäte reicht von etwa 10 µm bis zu maximal 300 µm. Die überwiegend sehr feinen (<5µm großen) Schichtsilikate bilden in den Filtern meistens größere, aus einer Vielzahl von Partikeln bestehende Aggregate. In wesentlich geringeren Mengen treten weitere aus den Speichersandsteinen mobilisierte Karbonate auf.

Den größten Anteil an den Filterrückständen nehmen neben den trocknungsbedingten Rückständen (vorwiegend NaCl-Kristalle) Metallabscheidungen ein. Dabei handelt es sich überwiegend um Magnetit sowie um Eisen-, Blei- und Zinksulfide; untergeordnet treten auch Cu-Sulfide auf. Die Hauptmasse dieser Ausfällungen bildet z. T. kugelförmige Aggregate, die aus feinen und < 5 µm großen Partikeln bestehen. Einzelkristalle von Sulfiden erreichen maximale Korngrößen von ca. 10 µm (Abbildung 7-12).

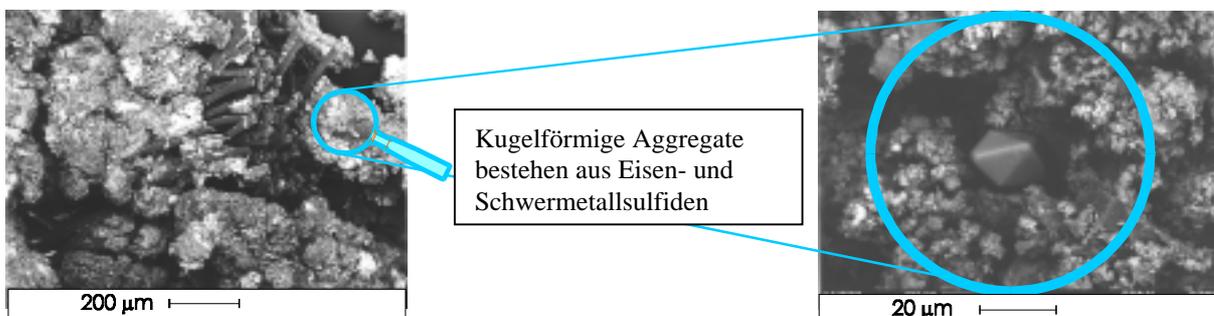


Abbildung 7-12: Elektronenmikroskopische Aufnahmen der Filterrückstände der Injektionsbohrung in Neustadt-Glewe.

Zwischen den beiden untersuchten Standorten existieren deutliche Unterschiede. Während die Sulfide in Neustadt-Glewe dominieren und Magnetit meist nur untergeordnet und in Spuren auftritt, überwiegt letzterer in den Neubrandenburger Filtern. In Neustadt-Glewe übertrifft die Menge an PbS-Abscheidungen die ZnS-Rückstände deutlich. In Neubrandenburg ist der Anteil an ZnS-Ausfällungen deutlich größer als der in Neustadt-Glewe.

Weitere Phasen in den Filtern sind Goethit, gediegen Schwefel, CaCO_3 , MnCO_3 , CaSO_4 und BaSO_4 . Ihr Anteil am Gesamtfiltrerrückstand ist allerdings sehr gering.

Die trocknungsbedingten Abscheidungen bestehen zu über 90 % aus NaCl, daneben treten jedoch auch CaCl_2 und Laurionite (PbClOH) auf (s. Abbildung 7-13).

- Feinfilter vor der Injektionsbohrung:

Filterfeinheit von 2,5 μm (GHZ Neubrandenburg) bzw. 1 μm (GHZ Neustadt-Glewe)

Generell sind die Gehalte der Filtrerrückstände in den Feinfiltern der Injektionsbohrungen wesentlich geringer als die der Filter der Förderbohrungen. Von den aus den Speichern selbst mobilisierten Partikeln sind nur noch Schichtsilikate mit sehr geringer Korngröße nachzuweisen. Als weitere Filterbestandteile treten die oben beschriebenen Sulfidphasen auf, wobei nachgewiesen werden konnte, daß die Akkumulation dieser Sulfide sehr oft von einer Kristallisation an den Filtermaschen ausgeht.

Magnetit, CaSO_4 und BaSO_4 stellen weitere, allerdings mit geringen bis sehr geringen Gehalten auftretende, Rückstandskomponenten dar (s. Abbildung 7-13).

Die trocknungsbedingten Abscheidungen gleichen den obigen.

Filtrerrückstände während technischer Wartungsarbeiten (GHZ Neubrandenburg)

Die an der Förderbohrung in Neubrandenburg während der Frequenzeinstellung der Pumpe (unterschiedliche Förderraten, teilweise Stillstand) gebildeten Filtrerrückstände zeigen im Vergleich zu obigen Filtern einen sehr starken Anstieg im Magnetitgehalt. Fe_3O_4 stellt hierbei die dominierende Komponente in den Filtern überhaupt dar. Die elektronenmikroskopischen Untersuchungen ergaben, daß die Magnetitpartikel Spuren von Cr, Ni, Ti aufweisen.

Die Filtrerrückstände während der Slopwasserverpressung bestehen zu über 90 % aus Eisenhydroxiden und trocknungsbedingten Ausfällungen von NaCl (Abbildung 7-13).

Schlußfolgerung

Zur Bildung der Metallsulfide kommt es durch Reaktion der entsprechenden im Thermalwasser gelösten Metallionen mit Schwefelwasserstoff. Im Neubrandenburger Thermalwasser ist dieser gelöste Schwefelwasserstoff nachweisbar. Zusätzlich bilden Bakterien, die an den Filtern zurückgehalten werden und sich dort vermehren, Schwefelwasserstoff (s. Teil A, Kapitel 4.5).

Thermodynamische Modellierungen zum Sulfid-Ausfällungspotential der Thermalwässer sind von Kühn (1997) durchgeführt worden. Diese beschränken sich durch das Fehlen von thermodynamischen Daten für amorphe Bleisulfide auf die Betrachtung der Ausfällungsmöglichkeiten der Zinksulfide. Da im Thermalwasserkreislauf in Neustadt-Glewe kein Sulfid nachweisbar war, erfolgten die entsprechenden Modellierungen nur für den Standort Neubrandenburg. Aus Berechnungen [Kühn, 1997] mit den Ausgangsdaten für $\text{Zn} = 6,8 \mu\text{g/l}$ und $\text{S}^{2-} = 23 \mu\text{g/l}$ folgt, daß das Wasser in Neubrandenburg bei einer Injektionstemperatur von 40°C mit amorphem ZnS im Gleichgewicht steht. Eine Abkühlung unter 40°C bedingt eine Übersättigung der Lösung und kann damit zur ZnS-Ausfällung führen. Aus diesen Berechnungen folgt, daß für Neubrandenburg eine rein thermodynamisch verursachte Ausfällung von Sulfiden in Betracht kommt. Generell gilt jedoch, daß der überwiegende Anteil der Sulfidfällung wahrscheinlich bakteriell bedingt ist.

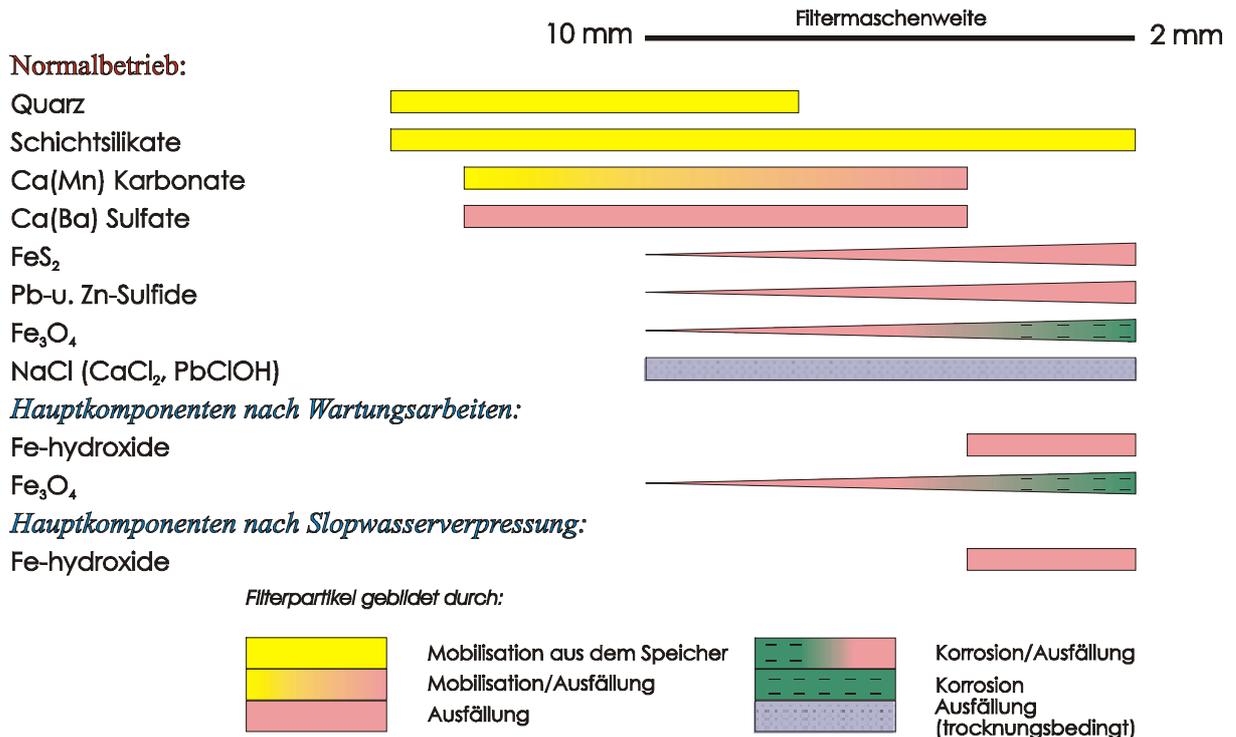


Abbildung 7-13: Filterrückstände der Förder- und Injektionsbohrung in Neubrandenburg und Neustadt-Glewe

Die Ursachen für den teilweise auftretende hohe Anteil an Magnetit sind derzeit noch nicht geklärt. Wie schon von Fietz et al. (1992) dargestellt, kann zur Zeit nur auf die folgenden möglichen Gründe verwiesen werden:

- Ausfällung aus dem Thermalwasser aufgrund mikrobieller Tätigkeit; einige Bakterien sind nach Aller und Rude (1988) in der Lage, Sulfide bei Anwesenheit von Mangan unter anaeroben Bedingungen zu oxidieren.
- chemischer Umsatz,
- Korrosion von Anlagenteilen im Förderbereich.

7.4 Zusammenfassung und Ausblick

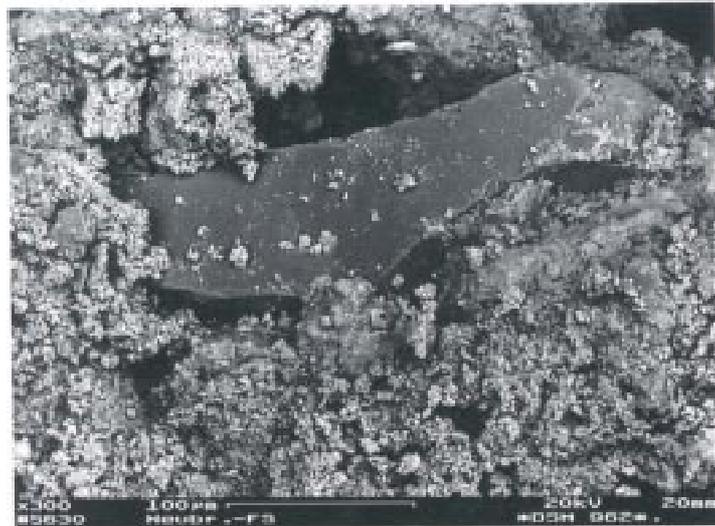
Ein in Neustadt-Glewe durchgeführter modifizierter Injektionstest mit aufeinanderfolgender Förderung und Reinjektion zeigte im Vergleich zu den an anderen Geothermiebohrungen durchgeführten Testen, daß dieser Speicher auf mit Luft kontaminierte Schichtwässern sehr sensibel reagiert [Seibt et al., 1996]. Um die Gefahr eines Sauerstoffeintrages so gering wie möglich zu halten, wurde deshalb ein Druckhaltungs- und ein Stickstoffbeaufschlagungssystem installiert. Erfahrungen aus den beiden anderen in Nordostdeutschland über mehrere Jahre erfolgreich betriebenen Anlagen in Waren/Müritz und Neubrandenburg zeigen, daß die mesozoischen Sandsteinspeicher auf die Reinjektion von O₂-haltigen Thermalwässern unterschiedlich reagieren.

Um eine Minimierung der spezifischen Aufbereitungskosten zu ermöglichen, muß die Wasserqualität also auf die Erfordernisse der jeweiligen Lagerstätte eingestellt werden. Ziel muß es sein, zwischen Investitionskosten- und Betriebskosten für eine GHZ und den damit erreichbaren Wasserqualitäten ein Optimum zu finden.

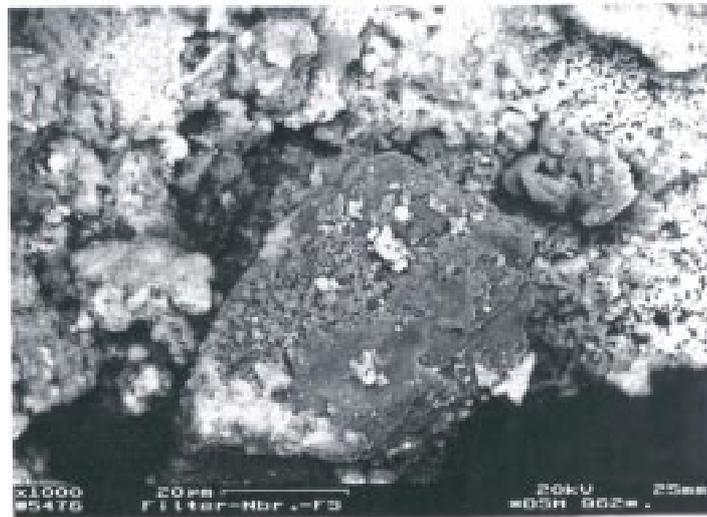
Deshalb sind folgende Fragen zu klären:

- Wo und wann ist mit einem Sauerstoffeintrag zu rechnen?
- Welchen Einfluß hat Sauerstoff auf das Reinjektionsverhalten?
- Ist eine Reinjektion von sauerstoffhaltigen Wässern möglich?

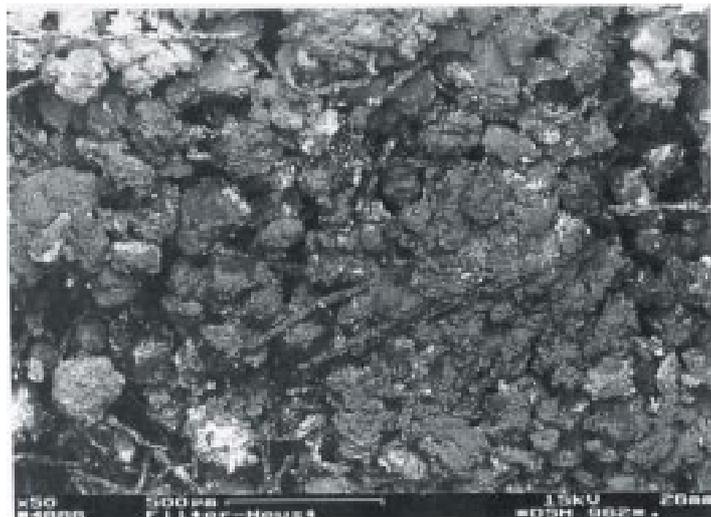
Mittels der erstmalig durchgeführten Sauerstoffmessungen während unterschiedlicher Betriebszustände einer GHZ und der Analyse der entsprechenden Filtrückstände konnte gezeigt werden, daß bei Kontrolle des Sauerstoffgehaltes im Thermalwasser besonders nach Stillstandzeiten und während des Anfahrprozesses Entscheidungen getroffen werden können, die zur Minimierung laufender Betriebskosten beitragen. Um eine quantitative Aussage hinsichtlich der im Zusammenhang mit einem Sauerstoffeintrag stehenden Vorgänge im Speichergestein und daraus schlußfolgernd eine genaue Bestimmung der Speicherschädigung in Abhängigkeit von der Zeit treffen zu können, sind weiterführende Untersuchungen wie z.B. Durchströmungsuntersuchungen und Bestimmung der elektrischen und elektrokinetischen Eigenschaften der Speichergesteine notwendig. Bei diesen Untersuchungen sollte die physiologische Aktivität von fakultativen Anaerobern, die bei minimalem Sauerstoffangebot im Thermalwasser lebens- und vermehrungsfähig sind, Berücksichtigung finden.



a



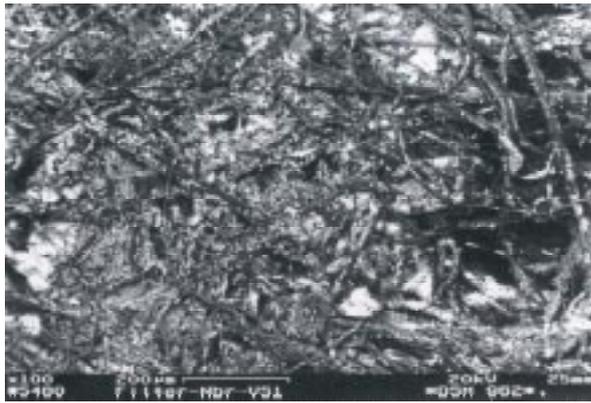
b



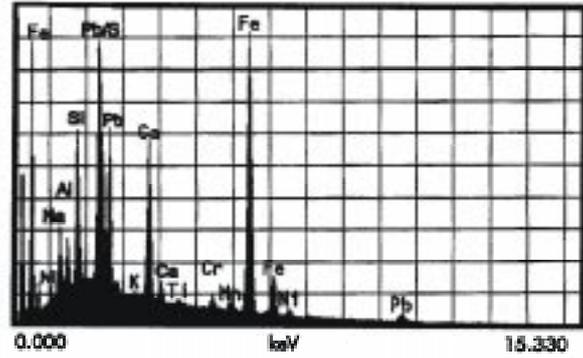
c

Tafel 7-1: Charakteristische Filterinhaltsstoffe der Filteranlagen der Produktionsbohrungen in Neubrandenburg und Neustadt-Glewe.

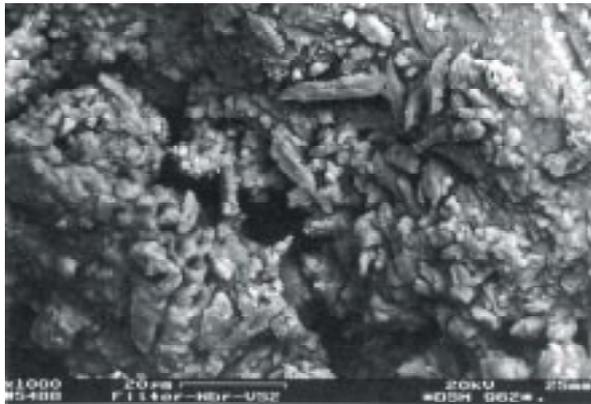
- a = Karbonatpartikel in einer feinen Matrix, welche aus Sulfiden, Schichtsilikaten, Magnetit und Trocknungsrückständen besteht,
- b = Feldspatpartikel in einer ähnlichen Matrix wie A,
- c = überwiegend Quarzpartikel.



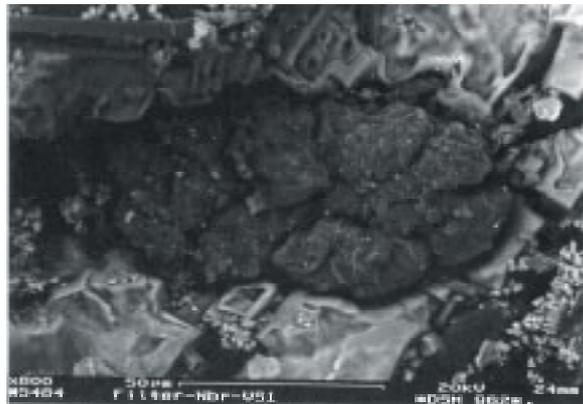
a



b



c



d

Tafel 7-2: Charakteristische Filtrerrückstände in den Filteranlagen der Verpreßbohrungen in Neubrandenburg (Nb) und Neustadt-Glewe (NG).

a = überwiegend Sulfidrückstände (NG),

b = analysierte Blei- und Eisensulfidrückstände (NG),

c = Eisenhydroxidrückstände nach Slopwasserverpressung (Nb),

d = Barytabscheidung (Nb).

8 Charakteristik der geothermischen Heizzentralen (GHZ) in Mecklenburg-Vorpommern

Andrea Seibt, Torsten Kellner und Peer Hoth

Eine erste umfassende Charakterisierung der drei in Betrieb befindlichen geothermischen Heizzentralen erfolgte durch Kabus (1991). Für die Abschätzung von Wechselwirkungsreaktionen zwischen Speichergestein und dem in seinen chemischen Eigenschaften veränderten Fluid sowie Wechselwirkungsreaktionen zwischen diesem und dem Porenfluid sind insbesondere Gesteins- und Fluiddaten von Interesse. Deshalb sind in den folgenden Tabellen Daten, die freundlicherweise von der Geothermie Neubrandenburg GmbH aus unveröffentlichten Berichten und Bohrungsunterlagen (Sondenakten) zur Verfügung gestellt wurden und Daten aus eigenen Untersuchungen zusammengefaßt, um dem Nutzer in übersichtlicher Form einen schnellen Zugriff zu ermöglichen.

8.1 GHZ Waren

8.1.1 Bohrungen und Nutzhorizonte

Förderbohrung	Bohrung: Gt Wa 1/81 (1986 - 1991)
Mittlere Teufe des Nutzhorizontes [m]	1530
Nutzhorizont	Keuper, Rhätkeuper, Contorta
Temperatur [°C]	63
Mineralisation [g/l]	158
Injektionsbohrung	Bohrung: Gt Wa 4/86
Mittlere Teufe des Nutzhorizontes [m]	1470
Nutzhorizont	Jura, Hettang
Temperatur [°C]	58
Mineralisation [g/l]	149
Literatur	- Nutzung geothermischer Energie zur Wärmeversorgung des Wohngebietes Waren-Papenberg.- Interner Bericht, UGS Mittenwalde , 1982, 117 S., 23 Anlagen. Geologischer Abschlußbericht Gt Wa 4/86, GTN GmbH 1986 Geologisch-bohrtechn. Abschlußbericht Gt Wa 3/84, GTN GmbH 1995

Tabelle 8-1: Bohrungen und Nutzhorizonte der GHZ Waren/Müritz

Nutzhorizont	Contorta-Schichten	Hettang	Aalen
Lithologie	feinsandiger Mittelsandstein, ungeschichtet, massig braungrau, gut sortiert, absandend	siltiger Feinsandstein, ungeschichtet, massig graubraun, sehr gut sortiert, absandend	siltiger Feinsandstein, ungeschichtet, massig graubraun, absandend
Besonderheiten:	zwischen 1546-1549 m stark zementiert	zwischen 1457-1464 mit bis zu 20% Schichtsilikaten	
Teufenintervall	1528 - 1566 m	1430 - 1506 m	1117 - 1147 m
Mineralogische Zusammensetzung [%] Bezugsbohrungen: Analysezahl:	Gt Waren 1 und 2 6	Gt Waren 1 und 2 5	Gt Waren 1 und 2 7
Quarz:	90 (87 - 95)	91 (88 - 94)	80 (71 - 89)
Feldspat:	6 (4 - 8,5)	5 (4 - 6)	4 (2 - 6,5)
Kalzit:	0,5 (0 - 1)	0	1,5 (0 - 6)
Dolomit/Siderit:	0,5 (0 - 1)	1 (0 - 1,5)	2 (0 - 11)
<u>Kaolinit</u> /Illit	2 (0,5 - 3)	3 (1 - 6)	10 (4 - 17)
weitere Phasen:	Halit		Pyrit: 1,5 (0,5 - 2,5)
Porenzemente:	Dolomit, Quarz		
Porosität [%]	31 (25 - 34,6; n=20)	25 (15 - 30; n=25)	25,5% (19 - 36,4; n=33)
Permeabilität[10 ⁻¹² m ²] senkrecht zur Kernachse:	1,5 (0,5 - 3; n=20)	0,6 (0,4 - 0,9; n=6)	0,58 (0,065 - 1,74)
Porenanteil > 5µm [%] (Großporen) ¹⁾	> 85	62 - 82	> 60
Literatur:	Nutzung geothermischer Energie zur Wärmeversorgung des Wohngebietes Waren-Papenberg.- Interner Bericht, UGS Mittenwalde, 1982, 117 S., 23 Anlagen.		

¹⁾ nach Hg- Porosität

Tabelle 8-2: Charakterisierung der Nutzhorizonte der GHZ Waren/Müritz. Angegeben sind jeweils Mittelwerte und in Klammern Minimum- bzw. Maximumwerte sowie n=Anzahl der Messungen.

8.1.2 Thermalwasserchemie

pH- Wert des Thermalwassers: 5,9 (Messung 10/95)

Element / Ion	Konzentration [mg/l]	Konzentration [mmol (eq)/l]	Konzentration [mmol (eq)%]
Kationen			
Kalium (K)	264	6,8	0,12
Natrium (Na)	57650	2508	46,09
Calcium (Ca)	2730	136	2,50
Magnesium (Mg)	780	64	1,18
Strontium (Sr)	148	3,4	0,06
Ammonium (NH ₄)	30	1,7	0,03
Eisen (Fe)	15,8	0,6	0,01
Barium (Ba)	0,61	0,01	0,00
Mangan (Mn)	1,46	0,05	0,00
Summe _{Kationen}	61619,87	2720	50,00
Anionen			
Chlor (Cl)	95615	2697	49,56
Brom (Br)	177	2,2	0,04
Iod (I)	6	0,0	0,00
Sulfat (SO ₄)	900	18,7	0,34
Nitrat (NO ₃)	1,2	0,0	0,00
Hydrogencarbonat (HCO ₃)	163	2,7	0,05
Hydrogenphosphat (HPO ₄)	0,06	0,0	0,00
Summe _{Anionen}	96862,26	2721	50,00
Summe _{gesamt}	158482,13	5441	
Summe _{Anionen} - Summe _{Kationen}		1	
Fehler [%]		0,04	
Quelle	GTN, Sondenakte Waren (internes Material)		

Tabelle 8-3: Haupt- und Spurenbestandteile im Thermalwasser der GHZ Waren/Müritz

Element / Ion	Konzentration [mg/l]	Bestimmungsgrenze [mg/l]
Chrom (Cr)	0,006	0,0020
Cobalt (Co)	0,005	0,0020
Kupfer (Cu)	0,003	0,0020
Zink (Zn)	0,008	0,0050
Wismut (Bi)	0,0035	0,0005
Quelle	GTN, Sondenakte Waren (internes Material)	

Tabelle 8-4: Gehalt an Spurenelementen im Thermalwasser der GHZ Waren

Komponente	
Stickstoff [Vol.-%]	88
Kohlendioxid [Vol.-%]	9,2
Wasserstoff [Vol.-%]	n.n. ¹⁾
Schwefelwasserstoff [mg/l]	Spuren
Helium [Vol.-%]	1,3
Argon [Vol.-%]	n.b. ²⁾
Methan [Vol.-%]	1,2
Ethan [Vol.-%]	< 0,01
Gasgehalt [%]	2-10
Quelle:	GTN, Sondenakte Waren (internes Material)

¹⁾nicht nachweisbar

²⁾nicht bestimmt

Tabelle 8-5: Durchschnittliche Gaszusammensetzung (Headspace- Anteil) und Gasgehalt im Thermalwasser der GHZ Waren

8.2 GHZ Neubrandenburg

8.2.1 Bohrungen und Nutzhorizonte

In Neubrandenburg wird seit 1988 die Erdwärme zu Heizzwecken genutzt. Anfang 1990 wurde die Anlage rekonstruiert. Es sind jeweils zwei Förder- und Injektionsbohrungen vorhanden:

Förderbohrungen	Gt N1/86 mit Drahtwickelfilter in Betrieb	Gt N2/85 außer Betrieb
Endteufe [m]	1285	1580
mittlere Teufe des Nutzhorizontes [m]	1250	1150
Nutzhorizont	Keuper, Dolomitmergelkeuper, Obere Postera Schichten	Jura, Hettang – Obersinemur
Thermalwassertemperaturen [°C]	54	52
Mineralisation [g/l]	133	113
Förderrate [m³/h]	ca. 100	--
Injektionsbohrungen	Gt N3/86 mit perforierter Rohrtour, in Betrieb	Gt N4/86 mit perforierter Rohrtour, in Betrieb
Endteufe [m]	1320	1185
mittlere Teufe des Nutzhorizontes [m]	1248	1121 Oberer Speicherhorizont 1159 Unterer Speicherhorizont
Nutzhorizont	Keuper, Dolomitmergelkeuper, Obere Postera-Schichten	Jura, Hettang – Obersinemur
Literatur:	GTN, Sondenakte Neubrandenburg (internes Material)	

Tabelle 8-6: Bohrungen und Nutzhorizonte der GHZ Neubrandenburg

Nutzhorizont	Obere Postera-Schichten	Hettang-Obersinemur Unterer Speicherhorizont	Hettang-Obersinemur Oberer Speicherhorizont
Lithologie	Fein-Mittelsandstein, massig - flach wellig geschichtet, graubraun, gut bis sehr gut sortiert, mm-mächtige Ton-Siltsteinlaminaen	mittelsandiger Feinsandstein, graubraun, massig, z.T. Flaserschichtung, gut bis sehr gut sortiert, Ton- und Siltsteinlaminaen <10%,	mittelsandiger Feinsandstein, graubraun, massig, wellig horizontal- schräg geschichtet, gut bis mittelmäßig sortiert, Ton- und Siltsteinlaminaen <10%
Besonderheiten:	Kohlelaminaen bis 5mm, Pyritkonkretionen	Pyrit- und Sideritkonkretionen Kohlepartikel	
Teufenintervall	1238 - 1267 m	1145 - 1172 m	1103 - 1138 m
Mineralogische Zusammensetzung [%] Bezugsbohrungen: Analysezahl:	Gt N 3/86 6 (GTN, GFZ, Karlsruhe)	GtN 3/86 und GtN 4/ 86 4 (GTN, GFZ)	GtN 3/86 und GtN 4/ 86 6 (GTN, GFZ, Karlsruhe)
Quarz:	89 (86 - 95)	90 (85 - 92)	86 (82 - 88)
Feldspat:	4 (2 - 6,5)	4 (3,5 - 4,5)	5 (3 - 6,5)
Kalzit:	1 (0,5 - 1,5)	1 (0 - 2)	1 (0,5 - 1)
Dolomit/Siderit:	0,5 (0 - 1)	1,5 (0 - 2)	2,5 (0,5 - 4)
Kaolinit:	3 (1,5 - 4,5)	3 (1 - 4)	3,5 (1 - 5)
Illit:	2 (1 - 3)	0	1 (0 - 2)
weitere Phasen:	Chlorit, Pyrit	Pyrit	Pyrit, Vermiculit, Anhydrit, Kar-
Porenzemente:	Karbonat, Quarz, Kaolinit	Karbonat, Kaolinit, Quarz	bonat, Kaolinit, Quarz, Feldspat
Porosität [%]	GTN: 30 (25 - 33; n=25) GFZ: 28,5 (26 - 31; n=7)	GTN: 32,3 (30 - 34; n=37)	GTN: 29,6 (24 - 34; n=38) GFZ: 28,9 (27 - 31; n=4)

Nutzhorizont	Obere Postera-Schichten	Hettang-Obersinemur Unterer Speicherhorizont	Hettang-Obersinemur Oberer Speicherhorizont
Permeabilität[10 ⁻¹² m ²]			
senkrecht zur Kernachse:	GTN: 0,820 (0,35 - 1,6; n=12) GFZ: 0,950 (0,46 - 1,5; n=5)	GTN: 0,64 (0,35 - 1,15; n=16)	GTN: 0,62 (0,28 - 1,2; n=18) GFZ: 0,71 (0,4 - 1,1; n=6)
parallel zur Kernachse:	GTN: 0,740 (0,35 - 1,1; n=5) GFZ: 0,790 (n=3)	GTN: 0,77 (0,36 - 1,25; n=9)	GTN: 0,415 (0,2 - 0,8; n=16)
Anteil der Korngrößen- fraktion < 6,3 µm [%] (Feinkormantel)	GTN: 7,0 (5 - 9; n=9)	GTN: 6,5 (4,7 - 8,1; n=7)	GTN: 8,0 (5 - 10; n=8)
Porenanteil > 5µm [%] (Großporen) ¹⁾	GFZ: 74 (60 - 83; n=5)	GFZ: 65 (59 - 68; n=3)	
Porenradien medianwert [µm] ¹⁾	GFZ: 13,2 (8,5 - 18,1; n=5)	GFZ: (8,4 - 10,2; n=3)	
spezifische innere Oberfläche [g/m ²]	GFZ: 1,6 (1,1 - 2,6; n=7)	GFZ: (1,2 - 1,6; n=3)	
Literatur:	GTN: Geologische Abschlußberichte der Bohrungen Neubrandenburg 1-6; GFZ: Spangenberg, E., P. Hoth, und D. Freund; Karlsruhe: Frosch, G.		

¹⁾ nach Hg- Porosität

Tabelle 8-7: Charakterisierung der Nutzhorizonte der GHZ Neubrandenburg. Angegeben sind jeweils Mittelwerte und in Klammern Minimum- bzw. Maximumwerte sowie n=Anzahl der Messungen.

8.2.2 Thermalwasserchemie

Das Thermalwasser zur Analyse wurde jeweils nach dem Filter nach der Förderbohrung in Neubrandenburg entnommen. Zur Stabilisierung der Kationen wurde mit HNO₃ angesäuert.

Element / Ion	Konzentration [mg/l]	Konzentration [mmol(eq)/l]	Konzentration [mg/l]	Konzentration [mmol(eq)/l]	Konzentration [mg/l]	Konzentration [mmol(eq)/l]
Analysendatum	Juli 94		März 96		Okt 96	
Kationen						
Kalium (K)	186	4,8	171	4,4	210	5,4
Natrium (Na)	48000	2088	53000	2305	49000	2131
Calcium (Ca)	2000	100	2100	105	2000	100
Magnesium (Mg)	631	52	642	53	630	52
Ammonium (NH ₄)	28,8	1,6	n.b. ²⁾		31,6	1,8
Strontium (Sr)	107	2,4	106	2,4	97	2,2
Eisen (Fe)	12,6	0,5	11	0,4	12	0,4
Lithium (Li)	n.b. ²⁾		2	0,6	n.b. ²⁾	
Mangan (Mn)	0,73	0,03	0,6	0,02	0,66	0,02
Barium (Ba)	0,46	0,01	n.b. ²⁾		0,43	0,01
Kupfer (Cu)	0,024	0,00	0,05	0,00	n.b. ²⁾	
Summe _{Kationen}	50967	2249	56032,65	2471	51981,69	2293
Anionen						
Chlor (Cl)	82000	2313	80000	2257	81190	2290
Brom (Br)	182	2,3	98	1,2	n.b. ²⁾	
Iod (I)	11	0,1	n.b. ²⁾		n.b. ²⁾	
Sulfat (SO ₄)	1020	21	961	20	1000	21
Hydrogencarbonat (HCO ₃)	159	2,6	204	3,3	165	2,7
Summe _{Anionen}	83372	2339	81263	2281	82355	2314
Summe _{gesamt}		4588		4752		4606
Summe _{Anionen}		90		-190		21
Summe _{Kationen}						
Fehler [%]		3,9		-8,0		0,9
Quelle						
Auftraggeber	GTN		GFZ		GFZ	
Analysenlabor	TU Bremen		GFZ		NORDUM Institut für Umwelt und Analytik GmbH, Kessin	

²⁾nicht bestimmt

Tabelle 8-8: Haupt- und Nebenbestandteile im Thermalwasser der GHZ Neubrandenburg

pH-Wert	6,2 (50°C)	
Eh-Wert [mV]	97,5(± 50)	
Dichte [g/cm ³]	1,089	
Leitfähigkeit [mS/cm]	154,8	
Säurekapazität K _{S4,3} [mmol/l]	2,6	2,7
Basekapazität K _{B8,2} [mmol/l]	3,0	2,3
Filterrückstand [g/l] bei 180°C	-	136,92
TOC [mg/l]	3,25	3,25
DOC [mg/l]	-	2,2
Quelle		
Auftraggeber	GTN	GFZ
Analysenlabor	TU Bremen	NORDUM Institut für Umwelt und Analytik GmbH, Kessin

Tabelle 8-9: Allgemeine Kenndaten des Thermalwasser

Komponente	
Stickstoff [Vol.-%]	89
Kohlendioxid [Vol.-%]	9,5
Wasserstoff [Vol.-%]	<0,01
Schwefelwasserstoff [mg/l]	Spuren
Helium [Vol.-%]	1,3
Methan [Vol.-%]	0,1
Ethan [Vol.-%]	<0,1
Gasgehalt [%]	5-10
Quelle:	GTN, Sondenakte Neubrandenburg (internes Material)

Tabelle 8-10: Durchschnittlicher Gaszusammensetzung (Headspace- Anteil) und Gasgehalt im Thermalwasser der GHZ Neubrandenburg

8.3 GHZ Neustadt-Glewe

In Neustadt-Glewe waren aufgrund der spezifischen geogenen Bedingungen, wie die hohen Temperaturen, Drücke und der aus der Aufschlußteufe von mehr als 2000 m resultierende hohe Mineralisationsgrad umfangreiche Untersuchungen notwendig.

Erste Ergebnisse sind im Abschlußbericht zum F/E-Thema „Geothermische Energiegewinnung in Neustadt-Glewe“ [Seibt et al., 1996] dokumentiert. Weiterführende Untersuchungen erfolgten im Rahmen des EG- Forschungsvorhabens „Improvement of the injectivity index of argillaceous sandstone“ [Seibt, P. et al., 1997]. Daneben wurden für das BMFT- geförderte Forschungsvorhaben „Spezielle geomikrobiologische Untersuchungen an geothermisch genutzten Tiefenwässern an Standorten in Mecklenburg-Vorpommern“ mikrobiologische Arbeiten durchgeführt [Köhler et al., 1997].

8.3.1 Bohrungen und Nutzhorizonte

Förderbohrung	Bohrung: Gt NG1/88 in Betrieb
Endteufe [m]	2455
mittlere Teufe des Nutz- horizontes [m]	2250
Nutzhorizont	Keuper, Rätkeuper, Contorta - Schichten
Thermalwassertemperaturen [°C]	98 (2223 m)
Mineralisation [g/l]	227
Förderrate [m³/h]	40-100
Injektionsbohrung	Bohrung: Gt NG 2/89 mit perforierter Rohrtour im oberen- und Drahtwickelfilter im unteren Speicherbereich , in Betrieb
Endteufe [m]	2335
mittlere Teufe des Nutz- horizontes [m]	2280
Nutzhorizont	Keuper, Rätkeuper Contorta-Schichten
Literatur:	[Seibt et al., 1996]

Tabelle 8-11: Bohrungen und Nutzhorizonte der GHZ Neustadt-Glewe

Bohrung:	Gt NG 1/88	Gt NG 2/89
Nutzhorizont:	Contorta - Schichten	Contorta - Schichten
Lithologie	feinkörniger Mittelsandstein, massig, z.T. schräg geschichtet, grau bis hellgrau	Fein- Mittelsandstein, massig, z.T. schräg geschichtet grau bis hellgrau,
Besonderheiten:	Kohlepartikel, Pyritkonkretionen	Untergliederung durch tonige Zwischenmittel, Pyritkonkretionen Kohlepartikel
Teufenintervall	ca. 2205 - 2272 m	ca. 2248 - 2320 m
Mineralogische Zusammensetzung [%]		
Analysenzahl:	33 (GTN: 26, GFZ: 4, Uni Karlsruhe: 3)	24 (GTN: 15, GFZ:5, Uni Karlsruhe: 3)
Quarz:	94 (82 - 98)	95 (92 - 96)
Feldspat:	3 (1 - 8)	3,5 (2 - 5)
Kalzit:	0,5 (0 - 1)	0
Dolomit/Siderit:	1 (0 - 9)	1 (0 - 3)
<u>Kaolinit</u> , Illit, Illit-Smektit:	1,5 (1 - 3)	1 (1 - 3)
weitere Phasen:	Pyrit, Anhydrit, Chlorit	Pyrit, Halit
Porenzemente:	Quarz, Dolomit; Kaolinit	Quarz, Dolomit, Kaolinit
Porosität [%]	GTN: 21,6 (14,8-26,8; n=80) GFZ: 22 (19-23; n=6)	GTN: 20,7 (13-25; n=126)
Permeabilität[10 ⁻¹² m ²] senkrecht zur Kernachse:	GTN: 0,70 (0,2 - 2,44; n=37) GFZ: 0,82 (0,5 - 1,1; n=6)	GTN: 0,44 (0,03-2,53; n=25)
parallel zur Kernachse:	GTN: (0,2 - 2)	GTN: (0,06 - 2,0; n=10)
Anteil der Korngrößenfraktion < 6,3 µm [%] (Feinkornanteil)	GTN: 6,2 (4 - 10; n=23)	
Porenanteil > 5µm [%] (Großporen) ¹⁾	GFZ: 68 (55 - 80; n=5)	GFZ: 64 (45 - 72; n=6)
Porenradienmedianwert [µm] ¹⁾	GFZ: 11 (5 - 17,5; n=5)	GTN/GFZ: 9,1(1,5 - 24; n=25)
spezifische innere Oberfläche [g/m ²]	GFZ: 0,75 (0,31 - 2,0; n=10)	GFZ: 0,81 (0,3 - 2,2; n=6)
Literatur:	GTN: Geologischer Abschlußbericht zur Suchbohrung Geothermie Neustadt-Glewe 1/88, Geologischer Abschlußbericht zur Suchbohrung Geothermie Neustadt-Glewe 2/89 GFZ: Spangenberg, E., P. Hoth, und D. Freund. Uni Karlsruhe: Frosch, G.	

¹⁾ nach Hg- Porosität

Tabelle 8-12: Charakterisierung der Nutzhorizonte der GHZ Neustadt-Glewe. Angegeben sind jeweils Mittelwerte und in Klammern Minimum- bzw. Maximumwerte sowie n=Anzahl der Messungen.

8.3.2 Thermalwasserchemie

Element / Ion	Konzentration [mg/l]	Konzentration [mmol(eq)/l]	Konzentration [mg/l]	Konzentration [mmol(eq)/l]	Konzentration [mg/l]	Konzentration [mmol(eq)/l]
Analysendatum (Analysenzahl)	Okt./96 (n=2)		Feb./95-Juni/95 (n=5)		Sept./95-Feb./96	
Kationen						
Kalium (K)	782	20	950	24	828	21
Natrium (Na)	80010	3480	75500	3284	72700	3162
Calcium (Ca)	8409	420	9000	449	8700	434
Magnesium (Mg)	1410	116	2000	165	1400	115
Ammonium (NH ₄)	n.b. ²⁾		80	4	70	4
Strontium (Sr)	440	10	400	9	450	10
Eisen (Fe)	60,0	2,1	50,0	1,8	82,0	2,9
Lithium (Li)	8,3	2,4	8,0	2,3	n.b. ²⁾	
Mangan (Mn)	10,0	0,4	10,4	0,4	18,0	0,6
Barium (Ba)	n.b. ²⁾		4,4	0,1	5,3	0,1
Kupfer (Cu)	0,053	0,0	n.b. ²⁾		0,0016	0,0
Summe _{Kationen}	91129	4015	88002,8	3940	84253	3751
Anionen						
Chlor (Cl)	137000	3864	138500	3907	131400	3706
Brom (Br)	390	4,9	400	5,0	133	1,7
Iod (I)	n.b. ²⁾		7	0,1	38	0,3
Sulfat (SO ₄)	470	10	560	12	470	10
Hydrogencarbonat (HCO ₃)	40	0,7	40	0,7	119	2,0
Summe _{Anionen}	137900	3880	139507	3924	132160	3719,72
Summe _{gesamt}		7930		7864		7470
Summe _{Anionen} - Summe _{Kationen}		-171		-16		-31
Fehler [%]		-4,3		-0,4		-0,8
Quelle						
Auftraggeber	GFZ		GTN		GTN	
Analysenlabor			AnalyTech GmbH, Mittenwalde		TU Bremen	

²⁾nicht bestimmt

Tabelle 8-13: Haupt- und Nebenbestandteile im Thermalwasser der GHZ Neustadt-Glewe

pH-Wert (Meßtemperatur [°C])	5,15	5,3 (52)
Eh-Wert [mV]	n.b.	n.b.
Dichte [g/cm ³]	1,147	
Leitfähigkeit [mS/cm]	>200	
Säurekapazität K _{S4,3} [mmol/l]	n.b.	
Basekapazität K _{B8,2} [mmol/l]	n.b.	
Mineralisation [g/l]	227	
TOC [mg/l]	16	
Quelle		
Auftraggeber	GTN	
Analysenlabor	TU Bremen	GFZ

Tabelle 8-14: Allgemeine Kenndaten des Thermalwasser

Analysendatum	02-06/95	96
Komponente		
Stickstoff [Vol.-%]	40,9	1-2
Kohlendioxid [Vol.-%]	41,5	80-85
Wasserstoff [Vol.-%]	n.n. ¹⁾	ca. 0,4
Schwefelwasserstoff [Vol.-%]	n.n. ¹⁾	-
Helium [Vol.-%]	0,32	0,25
Argon [Vol.-%]	n.n. ¹⁾	-
Methan [Vol.-%]	16,9	10-15
Ethan [Vol.-%]	0,38	0,5
Gesamtgasanteil [%]	17,5 (n=10)	
Quelle:		
Auftraggeber	GTN	
Analysenlabor	AnalyTech GmbH, Mittenwalde	GFZ
Besonderheiten	Headspace- Anteil	on-line Messung

¹⁾ nicht nachweisbar

Tabelle 8-10: Durchschnittliche Gaszusammensetzung und Gasgehalt im Thermalwasser der GHZ Neustadt-Glewe

Literatur

- Albertsen, M. et al., XPS - FROCKI Ein Expertensystem für Fluid- Rock- Interaction- Probleme in Wasser und Erdölbohrungen, DGMK- Bericht 436-1, ISBN 3-928164-44-9, 95 S., 1993.
- Aller, R.C. and P.D. Rude, Complete oxidation of solid phase sulfides by manganese and bacteria in anoxic marine sedimen., Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 751-765, 1988.
- Brandt, W., Balneologische und energetische Nutzung geothermaler Schichtwässer im Land Brandenburg, Geothermische Energie, Mitteilungsblatt der Geothermischen Vereinigung e.V., Nr.17, 11-13, 1996.
- Bußmann, W., Daten und Fakten: Projektüberblick, Geothermische Energie, Mitteilungsblatt der Geothermischen Vereinigung e.V., Nr.11, 10-18, 1995.
- Evers, G., Untersuchungsbericht Neubrandenburg, in Abschlußbericht, ALTENER-projekt AL 149/95/GER, 51 S., 1997.
- Falcke, H., Untersuchungen zur Kinetik der Oxidation von zweiwertigem Eisen durch Ozon in wäßriger Lösung, Karlsruhe, 1990, 201 S., graph. Darst., Karlsruhe, Univ., FB Chemie, Diss., 1990.
- Fietz, J., K.-H. Hennig, T. Kellner und M. Köhler, Untersuchung an Feststoffen aus Thermalwasser der Geothermieanlage Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern, BRD), Z. geol. Wiss., Berlin 20, 4, 313-317., 1992.
- Harting, P., F. May und H. Schütze, Tabellen und Diagramme zur Löslichkeit von Methan-Stickstoff- Gemischen in wäßrigen Natriumchloridlösungen, ZfI-Mitteilungen, Nr.42, 1981.
- Holldorf, H., T. Kellner und G. Ziegenbalg, Geochemische Charakterisierung geothermisch genutzter, hoch mineralisierter Schichtwässer und chemische Probleme ihrer Entsorgung und ihrer stofflichen Nutzung, In: Schulz, R., R. Werner, J. Ruhland und W: Bußmann (Eds.), Geothermische Energie, Verlag C.F. Müller, Karlsruhe, 1992.
- Kabus, F., Monographien geothermischer Heizzentralen, In: Bussmann, W., F. Kabus und P. Seibt, Geothermie / Wärme aus der Erde / Technologie - Konzepte - Projekte, 1. Aufl. Karlsruhe: Verlag C.F. Müller GmbH, 166-181, 1991.
- Kabus, F., Obertägige Verfahrenstechnik geothermischer Heizzentralen, In: Bussmann, W., F. Kabus und P. Seibt, Geothermie / Wärme aus der Erde / Technologie - Konzepte - Projekte, 1. Aufl. Karlsruhe: Verlag C.F. Müller GmbH, 117-137, 1991.
- Kabus, F. und E. Jäntsche, The geothermal heating plant at Waren- Papenberg -Experience and Modernisation, Proceedings of the World Geothermal Congress, 2227-2232, 1995.
- Kellner, T., Untersuchung der geomikrobiologischen Prozesse im Thermalwassersystem einschließlich mikrobiell induzierter Korrosionserscheinungen, BMFT Forschungsvorhaben, 0326912A, Abschlußbericht Teilthema 4, Geothermie Neubrandenburg GmbH, 1994.
- Kellner, T. und G. Möllmann, Auswahl und Erprobung von Werkstoffen für thermalwasserbeaufschlagte Anlagen und Ausrüstungen, BMFT Forschungsvorhaben 0326912A* Abschlußbericht, Teilthema 10; Geothermie Neubrandenburg GmbH, 1996.
- Klinge, H., Zur Salinität der Tiefenwässer Norddeutschlands, BGR Hannover, Bericht 108 262, 1991.

- Köckritz, V. und M. Martin, Untersuchungen zum Permeabilitätsverhalten von Sandsteinen bei der Verpressung hochsalinärer, geothermischer Wässer, XLVII. Berg- und Hüttenmännischer Tag, Koll. 3; Freiberg, 1996.
- Köhler, M., F. Völsgen, K. Hofmann, S. Bochnig und T. Kellner, Geomikrobiologische Forschungsarbeiten an hochmineralisierten Tiefenwässern als Beitrag zur optimalen Nutzung geothermischer Energie, Geothermie - Energie der Zukunft, Tagungsband der 4. Geothermischen Fachtagung Konstanz, Geeste, ISBN: 3-932570-09-X, 136-141, 1997.
- Köhler, M. F. Völsgen, K. Hofmann, S. Bochnig und T. Kellner, Spezielle geomikrobiologischen Untersuchungen an geothermisch genutzten Tiefenwässern an Standorten in Mecklenburg-Vorpommern, BMFT Forschungsvorhaben 0326955A Abschlußbericht (in Vorbereitung), URST GmbH, 1997.
- Kühn, M., Geochemische Folgereaktionen bei der hydrogeothermalen Energiegewinnung. Dissertationsschrift Universität Bremen, FB Geowissenschaften, 1997.
- Kühn M., C. Niewöhner, M. Isenbeck-Schröter and H.D. Schulz, Determination of major and minor constituents in anoxic thermal brines of deep sandstone aquifers in Northern Germany, eingereicht bei Water-Research., 1996.
- Martin, M., A. Seibt und P. Hoth, Kerndurchströmungsversuche zur Ermittlung von Fluid-Matrix-Wechselwirkungen (unter besonderer Berücksichtigung der Kernausswahl und -vorbehandlung), Geothermie - Energie der Zukunft, Tagungsband der 4. Geothermischen Fachtagung Konstanz, Geeste, ISBN: 3-932570-09-X, 208-216, 1997.
- Parkhurst D.L., PHREEQC, A computer program for speciation, reaction-path, advective transport, and inverse geochemical calculations, U.S. Geological Survey, Dallas, 143 p., 1995.
- Pekdeger, A. und G. Mattheß et al., Mikrobielle und hydrochemische Umwandlungsprozesse in der Kohlenwasserstoff-Förderung, Teilbereich Geologie, DGMK-Gemeinschaftsprojekt 421, Abschlußbericht, Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle, Hamburg, 1992.
- Pekdeger, A. und L. Thomas, Genese von Tiefenwässern verschiedener geologischer Einheiten unter besonderer Berücksichtigung der Erdölbegleitwässer, In: Tagungsbericht 9302, Vorträge der Frühjahrstagung des DGMK-Fachbereiches Aufsuchung und Gewinnung am 13. und 14. 5. 1993 in Celle, 1993.
- Perkins, E.H., Y.K. Kharaka, W.D. Gunter and J.D. DeBaal, Geochemical modeling of water-rock interactions using SOLMINEQ.88, In: ACS Symposium Series, Chemical modeling of aqueous systems II, Melchior, D.C. und R.L. Bassett (Eds.), No. 416, Chap. 9, American Chemical Society, Washington DC, 117-127, 1990.
- Plummer, L.N., D.L. Parkhurst, G.W. Fleming and S.A. Duke, A computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines, U.S. Geological Survey, Reston, 306 p., 1990.
- Rockel, W., U. Becker, F. Kabus, T. Kellner, G. Lenz und H. Schneider, Auswertung lagerstättenkundlicher Daten und Ergebnisse für die Untersuchung geothermischer Reserven und Ressourcen im Niedersächsischen Becken, Zuarbeit zum Projekt "Regionale Untersuchungen von geothermischen Reserven und Ressourcen in Nordwestdeutschland" des NLFb Hannover, Geothermie Neubrandenburg GmbH (unveröffentlicht), 1993.
- Seibt, A., F. Kabus und T. Kellner, Geowissenschaftlicher Beitrag, In: Der Thermalwasserkreislauf bei der Erdwärmenutzung, Geowissenschaften 15, Heft 8, 13-18, 1997.

- Seibt, P. et al., Geothermische Energiegewinnung Neustadt-Glewe, Abschlußbericht zu den F/E- Arbeiten, Geothermie Neubrandenburg GmbH, (unveröffentlicht), 1996.
- Seibt, P. et al., Untersuchungen zur Verbesserung des Injektivitätsindex in klastischen Sedimenten, BMFT 032695A, veröffentlicht In: Heederik, J.P et al., Improvement of the injectivity index of argillaceous sandstone, Final-Report; Contract No. JOU2-CT92-0125 and 0183 (JOULE II programme, GTN with TNO Netherlands, BRGM France, TU Delft, Final report, under preparation, 1997.
- Schneider, H. et al., Geowissenschaftliche, geotechnologische und verfahrenstechnische Forschungsarbeiten zur Vervollkommnung des Verfahrens der Nutzung geothermischer Ressourcen im Hinblick auf das Langzeitverhalten, BMFT Forschungsvorhaben 0326912A, Abschlußbericht, Geothermie Neubrandenburg GmbH, (nicht veröffentlicht), 1997.
- Stumm, W., J. Am. Water Works 54, 971-84, 1962.
- Wildemann, B., Mineralogische und geochemische Probleme bei der Reinjektion geothermischer Wässer in Sandsteinaquiferen, Diss., TU Bergakademie Freiberg (unveröffentlicht), 1991.
- Wolery, T.J., K.J. Jackson, W.L. Bourcier, C.J. Bruton, B.E. Viani, K.G. Knauss und J.M: Delany, Current status of the EQ3/6 software package for geochemical modeling, In: Melchior, D.C. und R.L. Basset (Eds.), Chemical modeling of aqueous systems II, Am. Chem. Soc. Symp. Ser. 416, 104-116, Washington, D.C., 1990.
- Ziegenbalg, G. und H. Holldorf, Möglichkeiten der Verhinderung von Fe- hydroxidfällungen in Geothermalwässern, Laborbericht, unveröffentlicht 1994.