

**Hydrogeochemische Analyse und Modellierung
von Lösungs- und Reaktionsprozessen
im Salinar- und Deckgebirge am Staßfurter Sattel**

**Von der Fakultät für Umweltwissenschaften und Verfahrenstechnik der
Brandenburgischen Technischen Universität Cottbus - Senftenberg
zur Erlangung des akademischen Grades
eines Doktors der Naturwissenschaften
genehmigte Dissertation**

von

Diplom-Geologin

Antje Bohn

aus Bremen

Gutachter: 1. Prof. Dr. rer. nat. H.-J. Voigt

Gutachter: 2. Prof. Dr. rer. nat. R. Herd

Tag der mündlichen Prüfung: 17. Dezember 2013

Vorwort und Danksagung

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen zweier vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderter Forschungsvorhaben:

„Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt“, Laufzeit: 01.10.2000 - 28.02.2002

BTU Cottbus, FKZ: 02C0760, Teilvorhaben IV, „Thermodynamische Modellierung der Lösungsvorgänge im Salz- und Deckgebirge, Studie zur Abdichtung von Halden und Deponien in senkungsgefährdeten Gebieten sowie die zusammenfassende Bewertung des Gefährdungspotentials“

„Dynamik abgesoffener oder gefluteter Salzbergwerke und ihres Deckgebirgsstockwerkes“, Laufzeit: 01.09.2006 - 31.12.2010

BTU Cottbus, FKZ: 02C1466, Teilvorhaben 1 (TV1) „Hydrogeologie und Geochemie des Gesamtsystems“, mit den Arbeitspaketen:

AP 1 Geohydraulische Analyse und Entwicklung eines hydrogeologischen Modells,

AP 2 Geochemische Analyse und Modellierung der Lösungsvorgänge,

AP 3 Zusammenfassende Bewertung der Dynamik und Austauschprozesse im Gesamtsystem unter Berücksichtigung geochemischer und hydraulischer Modellierung.

Während dieser Zeit sind folgende Berichte und Publikationen entstanden:

Bohn, A., Voigt, H.-J., Baron, U. & Lochthofen, N. (2001): Bewertung der im Untersuchungsgebiet vorhandenen Ablagerungen bezüglich ihres Emissionspotentials. Bericht 9.2.2 des Teilvorhabens IV zum BMBF-Verbundprojekt "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0760. BTU Cottbus, Cottbus.

Bohn, A. & Voigt, H.-J. (2002): Zusammenfassende Bewertung des Gefährdungspotentials - Karte der Risiken für die Flächennutzung. Zusammenfassender Bericht zum BMBF-Verbundvorhaben "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0760. BGR, Hannover.

Bohn, A., Jahnke, Ch. & Voigt, H.-J. (2002a): Hydrochemische und hydrodynamische Prozesse in Bergbaufolgelandschaften des Kalireviers Nordharz - Analyse aktiver Subrosions- und Senkungsvorgänge. Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Hannover, H. 19, S. 78.

- Bohn, A., Jahnke, Ch. & Voigt, H.-J. (2002b): Thermodynamik der Lösungsvorgänge im Salz- und Deckgebirge. Bericht 7. des Teilvorhabens IV zum BMBF-Verbundprojekt "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0760. BTU Cottbus, Cottbus.
- Bohn, A., Herrmann, F., Jahnke, Ch., Voigt, H.-J. & Walter, N. (2007): Hydrogeochemical and Hydrodynamic Processes in Post-mining Landscapes of the Potash Mining Area Nordharz - Analysis of Active Leaching and Subsidence Processes. International Association of Hydrogeologists.
- Bohn, A., Diersch, H.-J., Herrmann, F., Jahnke, Ch., Luo, J., Voigt, H.-J. & Walter, N. (2008): Analyse und Modellierung hydrogeologischer Prozesse und deren Beziehungen zu den Bergbaufolgeschäden im Bereich des ehemaligen Kalibergbaus der Stadt Staßfurt. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Hannover, H. 57, S. 121.
- Bohn, A., Diersch, H.-J., Herrmann, F., Jahnke, Ch. Luo, J. Rühhaak, W., Stadler, S., Voigt, H.-J. & Walter, N. (2009): Forschungsverbundvorhaben "Dynamik abgesoffener oder gefluteter Salzbergwerke und ihres Deckgebirgsstockwerks": Hydrogeologischer Prozesse und deren Beziehungen zu Bergbaufolgeschäden im ehemaligen Kalibergbau der Stadt Staßfurt - Analyse und Modellierung. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Hannover, H. 63, S. 251.
- Knödel, K. & Bohn, A. (2007): Other Data Fusion Examples. Environmental Geology Handbook of Field Methods and Case Studies, Springer Berlin Heidelberg, 1091-1098.
- Jahnke, Ch., Herrmann, F., Walter, N., Bohn, A. & Voigt, H.-J. (2009): Hydrogeologie des Staßfurter Raumes - Teil 1 Hydrodynamik. EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, H. 242, S. 53-57.
- Jahnke, Ch., Bohn, A., Walter, N. & Voigt, H.-J. (2010a): Hydrogeologische und hydrochemische Verhältnisse der ehemaligen Staßfurter Kailsalzgruben an der Westflanke des Staßfurter Sattels und des Deckgebirges. EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, H. 244, S. 144-154.
- Jahnke, Ch., Walter, N., Bohn, A. & Herrmann, F. (2010b): Abschlußbericht zum Teilvorhaben 1 (BTU): Hydrogeologie und Geochemie des Gesamtsystems.
- Jahnke, Ch., Bohn, A. & Stadler, S. (2012): Hydrodynamics and hydrochemistry of drowned potash salt mines in Staßfurt, Lower Saxony (Germany). Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, Hannover, H. 78, S. 304.
- Stadler, S., Jahnke, Ch. & Bohn, A. (2009): Hydrogeologie des Staßfurter Raumes - Teil 2 Hydrochemie und Isotopenhydrologie. EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften, H. 242, S. 81-84.

- Stadler, S., Bohn, A. & Jahnke, Ch. (2010a): Isotope hydrological fingerprints, hydro-chemistry and groundwater dynamics in the potash and rock-salt mining town of Stassfurt, Germany. Geophysical Research Abstracts, -1868.
- Stadler, S., Jahnke, Ch. & Bohn, A. (2010b): Grundwasser in abgesoffenen oder gefluteten Salzlagerstätten: Hydrochemische und isotopenhydrologische Charakterisierung der Grundwässer verschiedener Aquifereinheiten unter der von Senkungserscheinungen betroffenen Stadt Staßfurt. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Hannover, H. 244, S. 182.
- Stadler, S., Holländer, H., Sültenfuß, J., Jahnke, Ch. & Bohn, A. (2011): A Multi-Isotope Study for Identifying Groundwater Movement Near Disturbed Salt Domes: Case Study Stassfurt, Germany. Mineralogical Magazine, -1927.
- Stadler, S., Sültenfuß, J., Holländer, H., Bohn, A., Jahnke, C. & Suckow, A. (2012): Isotopic and geochemical indicators for groundwater flow and multi-component mixing near disturbed salt anticlines. Chemical Geology, 294 - 295, 226-242.

Danksagung

An erster Stelle möchte ich dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) danken, die beide Forschungshaben durch die finanzielle Förderung überhaupt ermöglicht haben und dem Projektträger Karlsruhe - Wassertechnologie und Entsorgung (PTKA-WTE), namentlich Herrn Dr. Pitterich, Herrn Bühler und Frau Ernst für die Betreuung beider Vorhaben und die konstruktive Zusammenarbeit.

Mein Dank gilt den beteiligten Projektpartnern beider Forschungsvorhaben für die gute Zusammenarbeit, insbesondere Herrn Dr. Klaus Knödel, der der Initiator beider Vorhaben war.

Meinen Kollegen möchte ich ebenfalls danken, ganz besonders Herrn Christoph Jahnke.

Bei Herrn Prof. Voigt und Herrn Prof. Herd bedanke ich mich für Geduld und Zuspruch, sowie die Begutachtung der vorliegenden Arbeit.

Zusammenfassung

Konvergenz- und lösungsbedingte Senkungsvorgänge an der Südwestflanke des Staßfurt-Egelner-Salzsattels beeinträchtigen nach Beendigung des aktiven Salzbergbaus die Stadtentwicklung und Flächennutzung im Stadtgebiet Staßfurt.

Der Fokus der vorliegenden Arbeit war die Analyse der hydrochemischen Beschaffenheit von Wässern und Lösungen und der potentiellen Wechselwirkungen der im Gebirge zusetzenden Lösungen mit den verschiedenen Mineralphasen des Gebirges, insbesondere des lösungssensiblen Zechsteinsalinars, anhand von hydrochemischen Interpretationen zur Herkunft und Genese der Wässer und Lösungen sowie mit Hilfe von hydrogeochemischen Modellrechnungen. Dieses beinhaltete zum einen Typisierung und Charakterisierung der Lösungen anhand ihrer Hauptkomponenten und ihrer Neben- und Spurenelemente. Zum anderen erfolgten eine hydrogeochemische Modellierung der Sättigungszustände bzw. Gleichgewichtszustände der Lösungen in den verschiedenen Grundwasserleiterkomplexen und die Ableitung von Aussagen zum aktuellen Lösungspotential der verschiedenen Wässer gegenüber relevanten Mineralphasen.

Das Untersuchungsgebiet Staßfurt gehört zum Salzlandkreis und liegt ca. 35 km südlich von Magdeburg. Regionalgeologisch-tektonisch befindet es sich im Subherzynen Becken des Nördlichen Harzvorlandes und zählt zum Nordharz-Kaligebiet. An dem Staßfurter Sattel, der das Stadtgebiet quert, entwickelt sich vor ca. 160 Jahren ein intensiver Salzbergbau, in dessen Zuge sich eine vielfältige Industrie ansiedelte. Die heutige Flächennutzung und Stadtentwicklung ist durch eine Reihe von Risiken und Umweltschäden beeinträchtigt, die Bergbau und Industrie hinterließen.

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet sind durch einen Stockwerksaufbau charakterisiert, der drei wesentliche Grundwasserkomplexe (GWK) umfasst: GWK 1 (Porengrundwasserleiter des quartären und tertiären Lockergesteinsstockwerkes), GWK 2 (Kluft-Poren-, Kluft- und Karst-Grundwasserleiter des Deckgebirgsstockwerkes), und GWK 3 (Kluft-Karst-Grundwasserleiter des Salinargebirges).

Die marinen Evaporite des Salinargebirges werden nachträglich durch Prozesse der Diagenese oder Metamorphose verändert. Sie enthalten neben den Mineralen und Gesteinen auch unterschiedliche Mengen an fluiden Bestandteilen, vor allem natürliche wässrige Lösungen unterschiedlicher Entstehung und Herkunft. In den umgebenden Nebengesteins- und Deckgebirgsschichten finden sich häufig Formations- und Grundwässer. Während die Lösungen der Evaporitschichten normalerweise an Salzen gesättigt sind, handelt es sich bei den Formations- und Grundwässern überwiegend um ungesättigte wässrige Lösungen, die beim Eindringen in die Salinarformation weitere Lösungsvorgänge bewirken können.

Anhand von hydrogeochemischen Modellierungen können diese Lösungen und Wässer bezüglich ihrer Sättigung bzw. noch weiteren Lösungspotentials gegenüber den relevanten Salzmineralen berechnet werden. Auch hinsichtlich ihrer Hauptinhaltsstoffe und Nebenelemente (z.B. Bromid, Lithium, Bor) lassen sich die Lösungen charakterisieren.

Zur geologischen und hydrogeologischen Erkundung wurden im Rahmen eines Forschungsverbundvorhabens verschiedene Bohrprogramme durchgeführt. Einige Bohrungen wurden zu Grundwassermessstellen ausgebaut und konnten das bestehende Grundwassermessnetz ergänzen.

Die Region um Staßfurt befindet sich klimatologisch randlich des Mitteldeutschen Trockengebietes. Die jährliche mittlere Grundwasserneubildung beträgt im Untersuchungsgebiet ca. 30 bis 60 mm (Pfützner 2001); in Flußauen und Niederungsgebieten ist sie in der Regel negativ. Infolge der Geländesenkungen durch die Bergbaufolgen ist der Betrieb von Wasserhaltungen im Stadtgebiet erforderlich, um Vernässungsschäden durch Grundwasser zu vermeiden bzw. einzuschränken. Diese erzeugen einen Absenkungstrichter, der wiederum einen Zufluss von Wässern aus dem liegenden Deckgebirge und einen erheblichen Salzaustrag bewirkt. Die natürlichen Fließverhältnisse im GWK 1 folgen der Neubildungsdynamik und der Topographie. Sie sind durch Grundwasserentlastung in die Vorfluter Bode und Liethe und Grundwasserzehrung in den Niederungsgebieten zwischen Hecklingen, Staßfurt und Hohenerxleben gekennzeichnet.

Der GWK 3 ist vom GWK 2 durch den Roten Salzton (sofern er nicht subrosiv oder bergmännisch gestört ist) und das Leinsteinsalz hydraulisch getrennt. Es existieren jedoch in Störungszonen und den Bergschadensgebieten Bereiche mit hydraulischen Verbindungen zwischen beiden Aquiferen. Einige hydrochemische Anomalien im Deckgebirge (erhöhte Magnesium-, Kalium und Bromidkonzentrationen) sind möglicherweise auf eine Migration von Lösungen aus dem GWK 3 in den Buntsandstein zurückzuführen. Über den Kainit- und Gipshut besteht eine unmittelbare Verbindung des GWK 3 zum Lockergestein und den Gewässern. Vermutlich handelt es sich beim GWK 3, einschließlich der ehemaligen Grubenbaue, um ein teilweise offenes und durchströmtes System, in dem in Tiefen unter ca. –25 bis –50 mNN hochkonzentrierte und schwere Lösungen aus dem GWK 3 ins Nebengebirge abfließen und über den Gipshut geringer konzentrierte Wässer nachströmen, die sich aufsättigen.

Die Wässer im Deckgebirge sind hydrochemisch durch gelöstes NaCl und CaSO₄ dominiert. Die Konzentrationen nehmen generell mit der Teufe zu. Bedingt durch die natürlichen und anthropogen induzierten Salzwasseraufstiege sind z.T. jedoch bereits oberflächennah im Lockergestein Konzentrationen von 50 bis 100 g/l NaCl zu beobachten. Im GWK 2 wird die Halit-Sättigung im Gipshut am Kontakt zum Salzspiegel erreicht, der sich im zentralen Sattelpbereich (Kontakt zum Staßfurt-Steinsalz) in ca. 100 m Teufe befindet. Im bisher aufgeschlossenen Buntsandstein konnten keine NaCl-gesättigten Lösungen nachgewiesen werden.

Im Gipshut treten erhöhte Anteile an Magnesium und Kalium in den Deckgebirgslösungen auf, die auf Kontakte zu den Lösungen des GWK 3 zurückzuführen sind. Im Unteren Buntsandstein wurden nur vereinzelt erhöhte Magnesium-, Kalium- und Bromid-Gehalte nachgewiesen, die z.T. auf Lösungsmigrationen zwischen Caprock und Buntsandstein, z.T. aber auf Migrationen aus dem tiefem Salinargebirge (Hauptanhydrit/Grubenbaue) in den Buntsandstein hinweisen und ein weiteres Indiz für ein zumindest teilweise offenes System im GWK 3 sind.

Die Lösungen im GWK 3 sind bei NaCl-Sättigung durch hohe Magnesium-, Kalium- und Chloridgehalte geprägt, wobei mit der Teufe eine Zunahme der Mg-K-Cl-Komponente auf Kosten der Na-Cl-Komponente erfolgt. Hydrochemische Modellierungen zeigen, dass die Lösungen ab ca. –100 mNN Teufe die Sättigung an Sylvin und ab etwa –150 mNN Teufe die Sättigung bezüglich der primären Kali-Salze Carnallit und Kainit erreichen. Bis ca. –200 mNN treten im GWK 3 jedoch auch Mischungen mit Deckgebirgswässern auf, die noch nicht vollständig gesättigt sind.

Die gegenüber den Kali-Salzen gesättigten Lösungen befinden sich hydrochemisch nahe der Paragenese Q mit annähernder Sättigung an Carnallit, Sylvin, Halit, Kainit bzw. vermutlich leichter Übersättigung an Kainit. Dieses stellt einen chemisch metastabilen Zustand gegenüber den unverritzten Bereichen des Kaliflözes Staßfurt dar. Die theoretisch mögliche Entwicklung der Lösungen zur Paragenese R (gesättigt an Halit, Carnallit, Kainit, Sylvin, Kieserit und Anhydrit) ist trotz des im Salinar vorhandenen Kieserites derzeit nicht zu beobachten. Aufgrund der spezifischen Temperaturverhältnisse $\leq 21\text{ °C}$ ist Kieserit in den Lösungen grundsätzlich nicht stabil. Die Paragenese R besitzt unter diesen Bedingungen die stabilen Bodenkörper Carnallit, Kainit, Halit, Epsomit/Hexahydrat.

In Teufen oberhalb -200 mNN liegt das geschilderte, zumindest teilweise offene System vor und es besteht z.T. weiterhin Lösungspotential gegenüber dem Kaliflöz Staßfurt. Die Lösungsprozesse sind hier vor allem hydrodynamisch kontrolliert und vom Ausmaß der Migration von Deckgebirgslösungen in den GWK 3 (speziell das Kaliflöz Staßfurt) abhängig. Ein Teil der aktuellen Maxima der Oberflächensenkungen sind möglicherweise auf fortgesetzte Subrosion im Kaliflöz Staßfurt in diesem offenen System zurückzuführen.

Abstract

In the area of Stassfurt, Sachsen-Anhalt, Germany, active subsidence due to the convergence of mining cavities and leaching processes on the southeastern flank of the Stassfurt salinar anticline impairs the urban development and land use after the end of active salt mining.

The focus of the present study was an analysis of the hydrochemical characteristics of water samples and solutions, and potential interactions of solutions with the different mineral phases of the various formations, especially the Zechstein formation which is sensitive to water inflow. Hydrochemical interpretations of the origin and genesis of the waters and solutions as well as hydrogeochemical modelling were employed. This included typing (classification) and characterization of the solutions according to their main components and their minor and trace elements. Also, the hydrogeochemical modeling of the saturation states or equilibrium states of the solutions in the different aquifer complexes and the derivation of statements about the current solution potential of the different waters to relevant mineral phases was carried out.

The study area belongs to the Salzlandkreis and is located about 35 km south of Magdeburg. It is part of the Subherzynian basin of the Northern Harz Mountains and belongs to the potash mining area Nordharz. About 160 years ago intensive salt mining at the Stassfurt salinar anticline, which runs below the city, has led to a development of a varied industry. The current land use and urban development is affected by a number of risks and environmental damage left by mining and industry.

The hydrogeological conditions in the research area are characterized by three major aquifer complexes (AFC): AFC 1 (porous aquifer of the quaternary and tertiary loose rocks), AFC 2 (fractured porous aquifer, joint aquifer, and karst aquifer of the layers covering the salt structure), and AFC 3 (fractured karstified aquifer of the salt formation).

The marine evaporites of the Zechstein formation were subsequently altered by diagenesis and metamorphism processes. In addition to minerals and rocks, they contain different amounts of fluid phases, especially natural aqueous solutions of different origins and genesis. The surrounding host rock and covering layers often contain formation water and groundwater. While the solutions of the Zechstein formation are usually saturated with salts, the formation water and groundwater are predominantly unsaturated aqueous solutions, which can further dissolve the salt structure.

On the basis of hydrogeochemical modeling, the potential solubility against the relevant salt minerals of these solutions and water can be calculated. Also, the main components and minor elements (e.g. bromide, lithium, boron) can characterize the solutions.

During the research project various drilling programs were conducted for the geological and hydrogeological exploration. In some of the drillings groundwater wells have been installed to extend the existing groundwater monitoring network.

Climatologically, Stassfurt lies at the margin of the Central German dry region. The average annual groundwater recharge in the study area is about 30 to 60 mm (Pfützner 2001), in flood plains and low-lying areas it is usually negative. Several drainage stations have to keep the town from being flooded by the relative rise of groundwater table as a result of the lowering of the surface by subsidence. This drainage causes a depression cone which in

turn causes an influx of water from the underlying covering layers and a significant dissolution of salts. The natural flow pattern in the AFC 1 follows the recharge dynamics and topography. They are characterized by exfiltration into the rivers Bode and Liethe and groundwater discharge in the lowlands between Hecklingen, Stassfurt and Hohenerxleben.

AFC 3 is hydraulically separated from the AFC 2 by the Red Salt Clay (if it is not disturbed by mining or salt subsidence) and the Leine rock salt. However, in fault zones and mining damage areas, hydraulic contacts between the two aquifers exist. Some hydrochemical anomalies in the covering layers (increased magnesium, potassium and bromide concentrations) may be caused by migration of solutions from the AFC 3 in the Bunter Sandstone. A direct connection of the AFC 3 to the AFC 1 and surface waters via the kainite cap and the caprock is evident. Presumably AFC 3, including the mining cavities, is a partially open, flow-through system: between -25 and -50 m m.s.l., highly concentrated solutions with high density from the AFC 3 flow into the surrounding rocks. Less concentrated waters from the caprock enter the system and become saturated.

The groundwater in the covering layers is hydrochemically dominated by dissolved NaCl and CaSO₄. The concentrations generally increase with depth. Due to natural or anthropogenically induced ascent, NaCl concentrations of 50 to 100 g/l are observed in some places. In AFC 2 in the caprock at the top of the undissolved salt, which is located in about 100 m depth in the central saddle area (contact for Stassfurt rock salt), saturation of halite is reached. In the Bunter Sandstone saturated NaCl solutions could not be found so far.

Levels of magnesium and potassium in the covering layers solutions are increased in the caprock which is a result of the contact with solutions of the AFC 3. In the Lower Bunter Sandstone elevated Mg, K and Br contents were only sporadically detected. These indicate solution migration between caprock and Bunter Sandstone, and migration from the deep salt structure (Main Anhydrite and former mining structures) into the Bunter Sandstone. This further supports the theory of an at least partially open system in the AFC 3.

The solutions in the Zechstein formation/mining cavities are characterized by high magnesium, potassium, and chloride contents when they are NaCl-saturated. With depth, the Mg-K-Cl component increases at the expense of the Na-Cl component. Hydrochemical modelling shows that the solutions in approx. -100 m m.s.l. reach saturation with respect to Sylvite, and in approx. -150 m m.s.l. to the primary potash salts Carnallite and Kainite. Additionally, down to approx. -200 m m.s.l. mixes with solutions from the covering layers, that are still not completely saturated, occur in the AFC 3.

The oversaturated solutions of the potassium salts are hydrochemically close to the paragenesis Q with approximate saturation of carnallite, sylvite, halite, kainite and probably a slight supersaturation of kainite. This represents a chemically metastable state with respect to the undisturbed areas of potash seam K2. The theoretically possible development of solutions to paragenesis R (saturated with Halite, Carnallite, Kainite, Sylvite, Kieserite and anhydrite) is currently not observed, despite Kieserite being present in the salt rock. At the present temperatures of ≤ 21 °C, kieserite is generally not stable in solutions. Under these conditions, the paragenesis R has the stable precipitates Carnallite, Kainite, Halite, and Epsomite/Hexahydrite.

Above -200 m m.s.l., the previously described, at least partially open system exists and there is some further potential for dissolution of the potash seam Stassfurt. The solution processes here are mainly controlled by hydrodynamics and depend on the extent of migra-

tion of covering layer solutions into the AFC 3 (especially the potash seam Stassfurt). A part of the current maxima of the subsidence may be the result of continued salt subrosion processes in the potash seam Stassfurt in this open system.

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINLEITUNG	- 1 -
1.1	PROBLEMSTELLUNG.....	- 1 -
1.2	ZIELSETZUNG.....	- 1 -
2	GEOLOGIE, BERGBAU UND HYDROGEOLOGIE IM UNTERSUCHUNGSGEBIET	
	- 2 -	
2.1	GEOLOGISCHER UND TEKTONISCHER ÜBERBLICK.....	- 2 -
2.2	DER SALZBERGBAU IN STABFURT UND SEINE FOLGEN	- 7 -
2.2.1	<i>Historische Entwicklung des Staßfurter Salzbergbaus</i>	- 7 -
2.2.2	<i>Risiken für die Flächennutzung im Stadtgebiet Staßfurt</i>	- 12 -
2.2.2.1	Mechanische Instabilitäten.....	- 13 -
2.2.2.2	Vernässungen und Überschwemmungen.....	- 15 -
2.2.2.3	Anthropogene und geogene chemische Belastungen von Boden und Grundwasser.....	- 16 -
2.2.2.4	Überlagerung von Risikofaktoren	- 17 -
2.3	GENERELLE HYDROGEOLOGISCHE SITUATION	- 20 -
2.3.1	<i>Gliederung der Grundwasserkomplexe</i>	- 20 -
2.3.1.1	Grundwasserkomplex GWK 1, Lockergesteinsstockwerk (Quartär, Tertiär).....	- 22 -
2.3.1.2	Grundwasserkomplex GWK 2, Deckgebirgsstockwerk (Trias und Caprock)	- 23 -
2.3.1.2.1	Triassisches Deckgebirge.....	- 23 -
2.3.1.2.2	Residualgestein des Zechsteins	- 24 -
2.3.1.3	Grundwasserkomplex GWK 3, Salinarstockwerk und Grubenbaue	- 24 -
3	CHEMIE DER SALZGESTEINE UND IHRER LÖSUNGEN	- 26 -
3.1	GENESE DER MARINEN SALZGESTEINE UND PRIMÄRE KRISTALLISATION.....	- 26 -
3.2	DIAGENESE UND METAMORPHOSE MARINER EVAPORITE	- 29 -
3.3	MINERALOGIE DER SALINAREN ZECHSTEINHORIZONTE IM STABFURTER RAUM.....	- 33 -
3.4	WÄSSRIGE LÖSUNGEN IM SALINAR UND DECKGEBIRGE	- 36 -
3.4.1	<i>Hydrochemie salinärer Wässer und Lösungen</i>	- 40 -
3.4.2	<i>Chemische Klassifikation der Salzlösungen anhand der Hauptkomponenten</i>	- 40 -
3.4.3	<i>Theoretisch vorkommende Lösungen im Untersuchungsgebiet</i>	- 42 -
3.4.4	<i>Neben- und Spurenbestandteile salinärer Wässer</i>	- 43 -
3.4.4.1	Bromid (Br).....	- 44 -
3.4.4.2	Strontium (Sr).....	- 47 -
3.4.4.3	Lithium (Li).....	- 49 -
3.4.4.4	Rubidium (Rb)	- 50 -
3.4.4.5	Jod (I).....	- 51 -
3.4.4.6	Eisen (Fe).....	- 52 -
3.4.4.7	Bor (B).....	- 54 -
3.4.4.8	Ammonium (NH ₄).....	- 56 -
4	GRAPHISCHE DARSTELLUNG DER SALZLÖSUNGEN UND IHRER CHEMISCHEN ENTWICKLUNG	- 57 -

5	HYDROGEOCHEMISCHE MODELLIERUNG SALINARER LÖSUNGEN.....	61
5.1	GRUNDLAGEN DER HYDROGEOCHEMISCHEN U. THERMODYNAMISCHEN MODELLIERUNG	61
5.1.1	<i>Thermodynamische Grundlagen.....</i>	<i>61</i>
5.1.2	<i>Hydrogeochemische Programmsysteme.....</i>	<i>65</i>
5.1.3	<i>Eingesetzte Datenbasen.....</i>	<i>66</i>
6	HYDROGEOLOGISCHE ERKUNDUNGSARBEITEN	67
6.1	BOHRPROGRAMME UND MESSSTELLENBAU	67
6.1.1	<i>Bohrprogramm Lockergestein (GWK 1) des Forschungsverbundes (TV2, BGR, AP4 in Zusammenarbeit mit TV1, BTU Cottbus und TV5, IHU GmbH)</i>	<i>67</i>
6.1.2	<i>Bohrprogramm Deckgebirge (GWK 2) des Forschungsverbundes (TV1, BTU Cottbus).....</i>	<i>68</i>
6.1.3	<i>Tiefbohrprogramme des LAGB und des Forschungsverbundes (TV2, BGR in Zusammenarbeit mit TV4, K-UTEC AG und TV5, IHU GmbH).....</i>	<i>70</i>
6.2	MESSNETZEINRICHTUNG UND -BETRIEB.....	71
6.2.1	<i>Recherche und Einbeziehung von Altmessstellen</i>	<i>71</i>
6.2.2	<i>Messnetz GWK 1, Lockergestein</i>	<i>71</i>
6.2.3	<i>Messnetz GWK 2, Deckgebirge (Buntsandstein und Caprock)</i>	<i>72</i>
6.2.4	<i>Messnetz GWK 3, Grubenbaue/Salinarstockwerk.....</i>	<i>75</i>
6.2.4.1	<i>Übersicht zur Messstellensituation.....</i>	<i>75</i>
6.2.4.2	<i>Schächte der ehemaligen Salzbergwerke (vor 1900).....</i>	<i>75</i>
6.2.4.3	<i>Ingenieurgeologische Bohrungen und IG-Messstellen der 70er und 80er Jahre.....</i>	<i>79</i>
6.2.4.4	<i>Messstellen der Tiefbohrprogramme des LAGB (2006/2007) und BGR (TV2 2008/2009).....</i>	<i>80</i>
6.3	HYDROCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN	82
6.3.1	<i>Probenahme</i>	<i>82</i>
6.3.1.1	<i>Grundwasserbeprobungen durch Pumpenproben</i>	<i>82</i>
6.3.1.2	<i>Grundwasserbeprobungen mit Tiefenprobenehmern.....</i>	<i>83</i>
6.3.1.3	<i>Oberflächenwasserbeprobungen.....</i>	<i>83</i>
6.3.2	<i>Hydrochemische Analytik.....</i>	<i>84</i>
7	HYDRODYNAMIK.....	- 85 -
8	HYDROCHEMIE	- 91 -
8.1	DATENBASIS	- 91 -
8.2	KONZENTRATIONSVERHÄLTNISSE IN DEN GWK.....	- 92 -
8.2.1	<i>Hydrochemische Gesamtsituation</i>	<i>- 92 -</i>
8.2.1.1	<i>Hauptinhaltsstoffe (hexäres System Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄).....</i>	<i>- 92 -</i>
8.2.1.2	<i>Nebeninhaltsstoffe Br, B, Sr, NH₄, Li</i>	<i>- 97 -</i>
8.2.2	<i>Konzentrations-Teufen-Beziehungen.....</i>	<i>- 104 -</i>
8.2.3	<i>Hydrochemische Indikatoren und Prozesse der Lösungsmigration zwischen den GWK... -</i>	<i>107 -</i>
8.3	SÄTTIGUNGSZUSTÄNDE UND LÖSUNGSPOTENTIAL	- 112 -
8.3.1	<i>Ergebnisse der geochemischen Modellierung</i>	<i>- 112 -</i>
8.3.2	<i>Lösungsparagenesen und mögliche Lösungsentwicklung im GWK 3.....</i>	<i>- 117 -</i>
8.3.2.1	<i>Paragenesen der Lösungen im GWK 3/z2K.....</i>	<i>- 117 -</i>
8.3.2.2	<i>Weitere Entwicklung der Lösungen im GWK 3 und dabei wirksame Subrosionsprozesse.....</i>	<i>- 120 -</i>
8.3.2.2.1	<i>Entwicklung im geschlossenen System.....</i>	<i>- 120 -</i>
8.3.2.2.2	<i>Lösungsentwicklung im offenen System</i>	<i>- 122 -</i>
9	SCHLUSSFOLGERUNG UND AUSBLICK	- 124 -

10	REFERENZEN	- 127 -
10.1	VERZEICHNIS DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN.....	- 127 -
10.1.1	<i>Physikalisch-chemische, hydrogeologische Parameter.....</i>	<i>- 127 -</i>
10.1.2	<i>Stratigraphische Abkürzungen.....</i>	<i>- 128 -</i>
10.1.3	<i>Lithologische Kürzel.....</i>	<i>- 129 -</i>
10.2	LITERATUR UND QUELLENANGABEN	- 130 -
11	ANLAGEN.....	- 156 -

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

<i>Abb. 2-1: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Nordharz-Kaligebietes (Schwandt 1991a).....</i>	<i>- 2 -</i>
<i>Abb. 2-2: Tektonische Gliederung der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete aus Stackebrandt (1986) nach Kölberl (1962), Brinkmeier (1957) u. Ludwig (1983) u.a.).....</i>	<i>- 3 -</i>
<i>Abb. 2-3: Schematischer Schichtenschnitt durch die Subherzyne Senke (Kater & Koch 2007).....</i>	<i>- 4 -</i>
<i>Abb. 2-4: Geologische Karte (ohne Känozoikum) des Untersuchungsgebietes mit Standorten der Tiefbohrungen (Wackwitz et al. 2010).</i>	<i>- 5 -</i>
<i>Abb. 2-5: Profil durch den Staßfurter Sattel mit Schachtanlagen im Stadtbereich von Staßfurt nach Seifert & Bode (2001).....</i>	<i>- 8 -</i>
<i>Abb. 2-6: Zusammenfassende Darstellung der Bergbauschäden im Stadtgebiet von Staßfurt (Bohn et al. 2007) nach Seifert et al. (1999) und Thormeier (2001).</i>	<i>- 10 -</i>
<i>Abb. 2-7: Risiken für die Flächennutzung im Stadtgebiet von Staßfurt (Bohn & Voigt 2002; Knödel & Bohn 2007).</i>	<i>- 18 -</i>
<i>Abb. 2-8: Hydrogeologische Karte des Untersuchungsgebietes (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt 2007) (Ausschnitt).....</i>	<i>- 20 -</i>
<i>Abb. 2-9: Schematischer geologischer Schnitt durch die westliche Flanke des Staßfurter Sattels und die Salzbergwerke (Stadler 2010 verändert nach Seifert & Bode (2001)).....</i>	<i>- 21 -</i>
<i>Abb. 3-1: Evaporitbildung in Salzablagerungsbecken aus Beer (1996) nach Herrmann (1981).</i>	<i>- 26 -</i>
<i>Abb. 3-2: Vollständige und ungestörte Ausscheidungsfolge mariner Evaporite im Vertikalprofil nach Herrmann (1981).</i>	<i>- 27 -</i>
<i>Abb. 3-3: Verbreitung des Zechsteinmeeres (dunkelblau) und Ausdehnung der Evaporite (hellblau) in Mitteleuropa. AM = Armorikanisches Massiv, BM = Böhmisches Massiv, LBM = London-Brabanter Massiv, RFH = Rinköbing-Fühnen Hoch, RM = Rheinisches Massiv. Aus Wolf (2011) verändert nach Van Wees et al. (2000).</i>	<i>- 28 -</i>
<i>Abb. 3-4: Schematische Entwicklung eines Salzstocks aus dem Zechstein verändert nach Trusheim (1957).</i>	<i>- 32 -</i>
<i>Abb. 3-5: Mögliche Herkunft der in Kali- und Steinsalzbergwerken vorkommenden Lösungen (verändert nach Herrmann et al. (1978)).....</i>	<i>- 38 -</i>
<i>Abb. 4-1: NaCl-gesättigtes quinäres (Ca-freies) System Na-K-Mg-Cl-SO₄-H₂O bei 25 °C in der Jänecke-Projektion nach Braitsch (1962); MW = Meerwasser; Punkte D, E, F ... : Lösungen im Gleichgewicht zu den Mineralphasen in den angrenzenden Stabilitätsfeldern (z.B. Q-Lösung im Gleichgewicht mit Sylvinit, Kainit, Carnallit (+ Halit)).....</i>	<i>- 57 -</i>
<i>Abb. 4-2: Darstellung der Kristallisationsverläufe bei der Bildung mariner Evaporite bei 25 °C bei statischer Eindunstung (rote Linie) und bei Verarmung von Magnesiumsulfat (blaue Linie) verändert nach Mengel et al. (2012).....</i>	<i>- 59 -</i>
<i>Abb. 4-3: Ausgewählte Analysen aus dem Zechsteinsalinar Staßfurts bei 25 °C in der Jänecke-Projektion.....</i>	<i>- 60 -</i>

Abb. 7-1: Klimatische Randbedingungen 2007 - 2010 (Wochensummen von Niederschlag, potentieller Evapotranspiration und klimatischer Wasserbilanz berechnet auf der Basis von Tageswerten Station Staßfurt nach Meteomedia GmbH 2010) und Wasserstände der Bode am Pegel Staßfurt (Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt 2010).....	- 86 -
Abb. 7-2: Oberflächliche Salzwasseraustrittsstellen im Raum Staßfurt– Bild links: Infrarot-Wärmebild des Eintrittes von warmen, versalzten Tiefenwässern im Uferbereich der Liethe bei Friedrichshall (Photo: M. Sack BGR, Bildausschnitt ca. 1 m ² , Farbskala: Temperatur in °C), Bild rechts: Salzwasseraustritt in der Bodeaue zwischen Staßfurt und Hecklingen (Photo: C. Jahnke, BTU Cottbus).....	- 90 -
Abb. 8-1: Natrium- und Magnesiumkonzentrationen in Abhängigkeit vom Chloridgehalt in den Grundwasserkomplexen 1 bis 3 und Reaktionskurven (grau: stöchiometrische Auflösung NaCl bis zur Sättigung bei 10-20 °C, blau: Mischungskurve NaCl-gesättigte Lösung mit Grubenlösung im zZK bei Sättigung an NaCl).....	- 93 -
Abb. 8-2: Kaliumkonzentrationen in Abhängigkeit vom Chloridgehalt in den GWK 1 bis 3.....	94 -
Abb. 8-3: Sulfat- und Calciumkonzentrationen (unten) in den GWK 1 bis 3.....	- 95 -
Abb. 8-4: Zusammenhänge zwischen Bromid, Chlorid und Magnesium in den GWK 1 bis 3.....	- 98 -
Abb. 8-5: Borkonzentration in Abhängigkeit vom Magnesiumgehalt in den GWK 1 bis 3... ..	99 -
Abb. 8-6: Zusammenhänge zwischen Strontium, Sulfat und Calcium in den GWK 1 bis 3... ..	100 -
Abb. 8-7: Zusammenhänge zwischen Chlorid und Ammonium in den GWK 1 bis 3....	- 101 -
Abb. 8-8: Redoxpotential und pH-Werte der drei Grundwasserkomplexe im Stabilitätsdiagramm des Systems N-O-H bei 25 °C und 1 bar nach Takeno (2005).....	- 102 -
Abb. 8-9: Zusammenhänge zwischen Chlorid und Lithium in den GWK 1 bis 3.....	- 103 -
Abb. 8-10: Teufenabhängigkeit der Chloridkonzentration in den GWK 1 bis GWK 3.....	- 104 -
Abb. 8-11: Teufenabhängigkeit der Natrium- u. Magnesiumkonzentration in den GWK 1 bis 3.....	- 106 -
Abb. 8-12: Hydrochemische Trends im GWK 2 Buntsandstein und Gipshut.....	- 108 -
Abb. 8-13: Teufenabhängigkeit der Magnesiumkonzentration in formationsübergreifenden Bohrloch-Tests der IG-Bohrprogramme (1977-1982).....	- 109 -
Abb. 8-14: Schematisiertes Modell der Lösungsmigration zwischen GWK 3 und GWK 2 an der Westflanke des Staßfurter Sattels.....	- 110 -
Abb. 8-15: Teufenabhängigkeit der Sättigungsindices für Halit und Sylvit (Modellierung für 15 °C).....	- 112 -
Abb. 8-16: Teufenabhängigkeit der Sättigungsindices SI für Carnallit (KMgCl ₃ ·6H ₂ O) und Kainit (KMgClSO ₄ ·3H ₂ O) (Modellierung für 15 °C).....	- 114 -
Abb. 8-17: Teufenabhängigkeit der Sättigungsindices SI für Kieserit MgSO ₄ ·4H ₂ O und Epsomit MgSO ₄ ·7H ₂ O (Modellierung für 15 °C).....	- 115 -
Abb. 8-18: Kali-Abbaue der Grubengebäude (Dresbach et al. 2009)- Differenzierung nach Tiefenlage.....	- 117 -

Abb. 8-19: Lösungen des GWK 3 mit Halit und Sylvin-Sättigung im $MgCl_2$ - $MgSO_4$ - und $MgCl_2$ - $2KCl$ -Diagramm im Vergleich zu Lösungsparagenesen D, E, J, Q, R, Z im quinären System nach Beck et al. (1981a); Beck et al. (1981b) für 15 °C (Mineralbezeichnungen: c - Carnallit, k - Kainit, hx - Hexahydrat, e - Epsomit, hl - Halit, bi - Bischofit, syl - Sylvin)..... - 118 -

TABELLENVERZEICHNIS

<i>Tab. 2-1: Anzutreffende stratigraphische Einheiten und Mächtigkeiten im Bereich des Staßfurter Sattels bis zum Staßfurt-Steinsalz, bei den stratigraphischen Kurzbezeichnungen sind nach dem Schrägstrich die alten Symbole aufgeführt (verändert und ergänzt nach Hartmann & Schönberg (1996); Meier (1969); Rutter (1988)).</i>	- 6 -
<i>Tab. 2-2: Schachtanlagen am Staßfurter Sattel in der Ortslage Staßfurt nach Meyer & Schönberg (1999).</i>	- 7 -
<i>Tab. 2-3: Nutzungsbezogene Prüfwerte für Benzo(a)pyren nach BBodSchV (1999) für die direkte Aufnahme von Schadstoffe.</i>	- 16 -
<i>Tab. 2-4: Grenzwerte zur Beurteilung des Angriffsgrades von Wässern Auszug aus der DIN 4030-1 (1991).</i>	- 17 -
<i>Tab. 3-1: Meerwasseranalyse nach Nordstrom et al. (1979) aus Appelo & Postma (1996).</i>	- 27 -
<i>Tab. 3-2: Theoretische Thermodiagenese in ozeanischen Salzen nach D'Ans 1933 - 1969 (Kühn 1979).</i>	- 29 -
<i>Tab. 3-3: Relevante Salzminerale und ihre petrophysikalischen Eigenschaften bei 25 °C nach Braitsch 1962; Harvie et al. 1984; Ramdohr 1948; Rösler 1988; Schumann 1985.</i>	- 33 -
<i>Tab. 3-4: Mineralparagenesen der Zechsteinfolgen 2 und 3 (nach verschiedenen Autoren).</i>	- 35 -
<i>Tab. 3-5: Im Salinargebirge auftretende Lösungen unterschiedlicher Herkunft und Genese.</i>	- 36 -
<i>Tab. 3-6: Klassifikation von Salzlösungen aus Kali- und Steinsalzbergwerken nach Herrmann et al. (1978).</i>	- 40 -
<i>Tab. 3-7: Bromidgehalte in Gewichtsprozent in Salzgesteinen- und –mineralen mariner Evaporite nach Stewart (1963).</i>	- 46 -
<i>Tab. 3-8: Jodgehalte in Salzgesteinen- und –mineralen mariner Evaporite nach Stewart (1963).</i>	- 52 -
<i>Tab. 3-9: Borgehalte in Salzgesteinen- und –mineralen mariner Evaporite nach Stewart (1963).</i>	- 55 -
<i>Tab. 6-1: Messstellen des GWK 2, Buntsandstein und unbedeckter Caprock (Gipshut) (Funktionsfähigkeit: (+) funktionsfähig, (-) nicht funktionsfähig). Nähere Erläuterungen siehe Text.</i>	73
<i>Tab. 6-2: Messstellen des GWK 3, Grubenbaue/Salinar (Funktionsfähigkeit: (+) funktionsfähig, (+/-) eingeschränkt funktionsfähig, (-) nicht funktionsfähig). Nähere Erläuterungen siehe Text.</i>	76
<i>Tab. 6-3: Parameterspektrum der Analytik im Labor der IHU GmbH (TV5).</i>	84
<i>Tab. 7-1: Jahreswerte klimatische Wasserbilanz 2008 bis 2010 (nach Daten der Meteomedia GmbH (2010)).</i>	- 85 -
<i>Tab. 8-1: Proben mit Caprock-Chemismus im Buntsandstein (vgl. Abb. 8-12).</i>	- 107 -
<i>Tab. 8-2: Formationsübergreifende Bohrlochtests im GWK 3 (s. Abb. 8-13) nach Eggert & Riedel (1979) und Krone et al. (1983).</i>	- 108 -

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Durch das Stadtgebiet Staßfurt erstreckt sich der Staßfurt-Egelner Salzsattel, an dessen Nord- und Südwestflanke im 19. und 20. Jahrhundert ein intensiver Kali- und Steinsalzbergbau betrieben wurde. Auf der Südwestflanke des Sattels führte der Bergbau schon ab dem vorigen Jahrhundert zu schweren Bergschäden. Diese ehemaligen Bergwerke sind von 1878 bis 1922 durch Süßwasserzuläufe ersoffen (Engelmann & Klamser 1996). Die Wassereinbrüche wurden durch bergbaubedingte Schäden, wie Hangendeinbrüche, die auf die mangelnde Erfahrung bei der Abbautechnik zurückzuführen waren, verstärkt. Die Bergschäden wirkten sich bis an die Tagesoberfläche aus. Im Stadtgebiet Staßfurt fielen Tagesbrüche, ein Bereich mit erhöhter Erdfallhäufigkeit entstand, es bildeten sich vier Senkungszentren und ein 70 ha großes Gebiet latenter Bruchgefahr wurde ausgewiesen.

Heutzutage beeinträchtigen stetige Senkungen infolge der Konvergenz von untertägigen Hohlräumen und eventuell anhaltenden Lösungsprozessen die Stadtentwicklung durch Bruch- und Vernässungsgefahr der Tagesoberfläche. Durch eine Gesamtsenkung von über sechs Metern in den letzten 100 Jahren liegen Bereiche des Stadtkerns unter dem natürlichen Grundwasserspiegel und müssen seit Beginn des 20. Jahrhunderts durch eine künstliche Wasserhaltung trocken gehalten werden. Mittlerweile wurde diese einstige zentrale Wasserhaltung dezentralisiert und 2006 wurde durch Vernässen einer 4.500 Quadratmeter großen Fläche ein Stadtsee in der ehemaligen Altstadt geschaffen.

Neben der Konvergenz der Grubengebäude ist die mögliche Schaffung von neuem Hohlraum durch Lösungsprozesse in und an der Salzstruktur eine entscheidende Randbedingung für das aktuelle und zukünftige Senkungsgeschehen. Das Ausmaß dieser Subrosions- und Ablaugungsprozesse wird von der hydrochemischen und hydrodynamischen Situation in den drei verschiedenen Grundwasserkomplexen kontrolliert, die bislang unzureichend bekannt waren.

1.2 Zielsetzung

Ziel der vorliegenden Arbeit war eine Analyse der hydrochemischen Beschaffenheit von Wässern und Lösungen und der potentiell aktuellen Wechselwirkungen der im Gebirge zuzitenden Lösungen mit den verschiedenen Mineralphasen des Gebirges, insbesondere des lösungssensiblen Zechsteinsalinars, anhand von hydrochemischen Interpretationen zur Herkunft und Genese der Wässer und Lösungen sowie mit Hilfe von hydrogeochemischen Modellrechnungen. Dieses beinhaltete zum einen Typisierung und Charakterisierung der Lösungen anhand ihrer Hauptkomponenten und ihrer Neben- und Spurenelementverteilung. Zum anderen die hydrogeochemische Modellierung der Sättigungszustände bzw. Gleichgewichtszustände der Lösungen in den verschiedenen stratigraphisch/petrographischen Grundwasserkomplexen und die Ableitung von Aussagen zum aktuellen Lösungspotential der verschiedenen Wässer gegenüber relevanten Mineralphasen des Salinargebirges. Es sollen somit die vorherrschenden Prozesse und Einflussfaktoren der Subrosion und Auslaugung in ihrer räumlichen Struktur identifiziert und Bereiche mit potentiell erhöhtem Gefährdungspotential ausgewiesen werden.

2 Geologie, Bergbau und Hydrogeologie im Untersuchungsgebiet

2.1 Geologischer und tektonischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet, die nähere Umgebung von Staßfurt, im Salzlandkreis liegt ca. 35 km südlich von Magdeburg in Sachsen-Anhalt im nordöstlichen Harzvorland (Abb. 2-1). Staßfurt, eine Kleinstadt mit ca. 28.000 Einwohnern ist durch den weltweit ersten Kalibergbau um 1850 bekannt geworden.

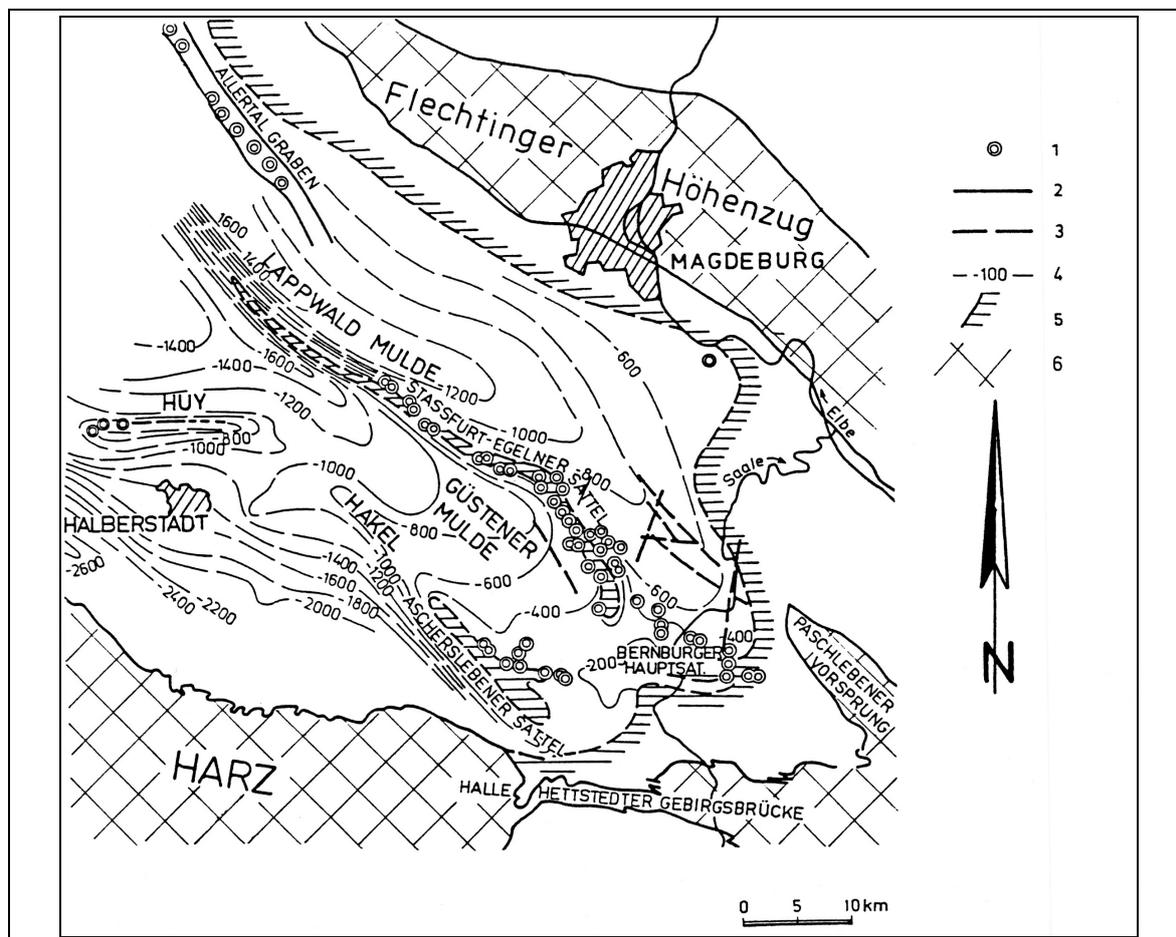


Abb. 2-1: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Nordharz-Kaligebietes (Schwandt 1991a).

1 – Schacht; 2 – Bruchstörung, nachgewiesen; 3 – Bruchstörung, vermutet; 4 – Tiefenlage der Hauptanhydritoberkante in m NN; 5 – Verbreitungsgrenze des Kalilagers „Staßfurt“; 6 - Präzechstein

Lagerstättenkundlich zählt dieser Raum zum Nordharz-Kaligebiet, welches sich regional-geologisch-tektonisch im Subherzynen Becken (Subherzyne Senke) des nördlichen Harzvorlandes befindet. Diese Senkungsstruktur im Westteil der durch NW-SE streichende Aufwölbungen und Einmuldungen sowie Störungszonen intensiv gegliederten Sächsisch-Thüringischen Scholle (Mitteldeutschen Scholle) gelegen, gehört zum Mitteleuropäischen Schollengebiet.

Im Nordwesten ist die Subherzyne Senke durch den Ostrand der NNE-SSW streichenden Strukturenzone Niedersachsens begrenzt. Im Süden ist sie durch die Harznordrand-Störung sowie Auflagerung von Zechstein am Nordrand des Harzes, des Hettstedter Sattels und der Halleschen Mulde – teilweise gestört. Im Osten befinden sich Auflagerung von Zechstein

im Bereich der Paschlebener Scholle (Paschlebener Vorsprung) und der Südanhaltischen Mulde. Der Grenzverlauf ist durch die Köthener Störung am nordöstlichen Rand der Paschlebener Scholle versetzt. Im Nordosten ist sie begrenzt durch Auflagerung von Zechstein im Bereich der Flechtingen-Roßlauer Scholle, teilweise gestört, sowie durch die nordwestliche Fortsetzung der Haldenslebener Störung (Katzung & Ehmke 1993).

Das Subherzyne Becken liegt zwischen den Grundgebirgserhebungen des Harzes im Südwesten und des Flechtlinger Höhenzugs im Nordosten. Im Südosten wird das Becken ebenfalls von Grundgebirgsschichten des Paschlebener Vorsprungs und der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke umschlossen, während es in nordwestlicher Richtung einsinkt und in das Norddeutsche Becken übergeht (Hemmann 1972). Diese ca. 60 km breite Subsidenzstruktur entstand im Verlauf der spätmesozoischen-känozoischen Bruchtektonik (Schwandt 1991a).

Das Subherzyne Becken ist in sich durch vorwiegend herzynisch streichende Strukturen (Mulden und Sättel) gegliedert. Es lassen sich zwei herzynische Richtungen unterscheiden, Sättel und Mulden streichen entweder flachherzynisch (N 105 – 115° E) oder steilherzynisch (N 140 – 150° E) (Richter 1934a).

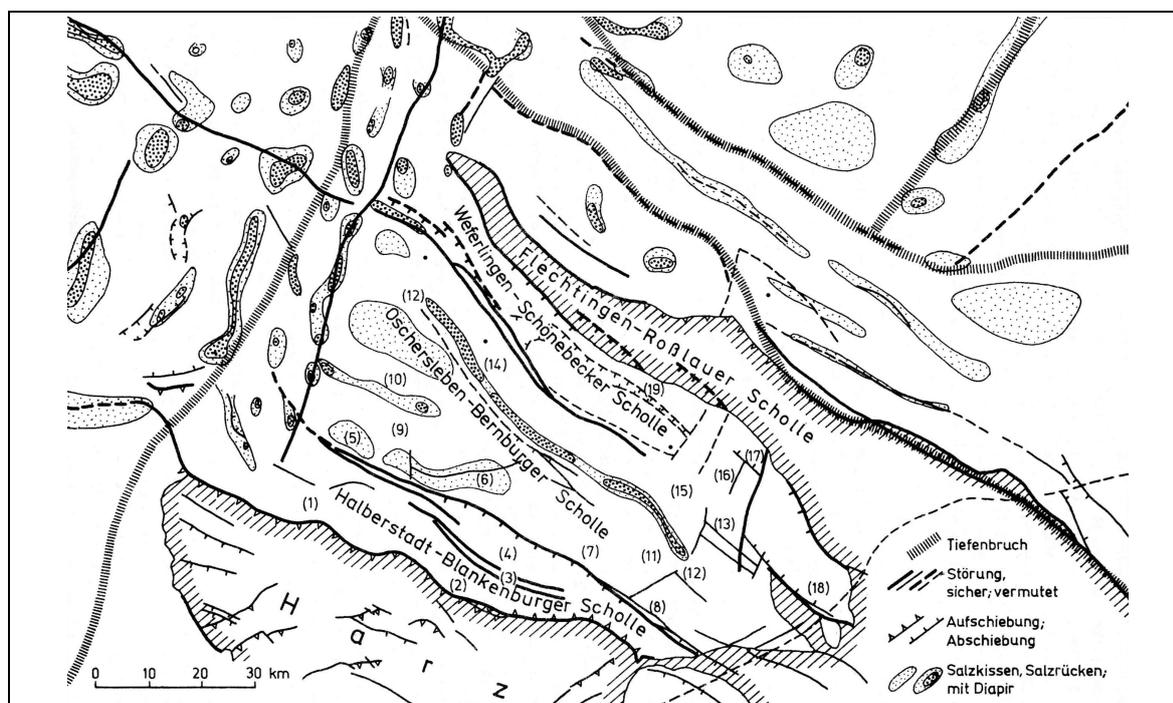


Abb. 2-2: Tektonische Gliederung der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete aus Stackebrandt (1986) nach Kölberl (1962), Brinkmeier (1957) u. Ludwig (1983) u.a.).

Nach Stackebrandt (1986) lässt sich die Subherzyne Senke durch Störungen in NW-SE streichende Teilschollen untergliedern (Abb. 2-2):

- Halberstadt-Blankenburger Scholle

mit den Strukturen: Wernigeröder Mulde (1), Blankenburger Mulde (2), Quedlinburger Sattel (3) und Halberstädter Mulde (4)

- Oschersleben-Bernburger Scholle

mit den Strukturen: Fallstein (5), Huy (6), Hakel (7), Ascherslebener Sattel und Schierstedter Sattel (8), Pabsdorfer Mulde (9), Ohrlebener Mulde (10), Güstener Mulde (11), Oschersleben-Egelner Salzachse (12) mit Offlebener Sattel, Oscherslebener Sattel, Egelner Sattel, Staßfurter Sattel, Bernburger Sattel (13), Lappwald-Mulde (14) und Neugatterslebener Mulde (15)

- Weferlingen-Schönebecker Scholle

mit den Strukturen: Calber Sattel (16), Egersdorfer Mulde (17), Wulfener Mulde (18) und Groß Rodenslebener Graben (19).

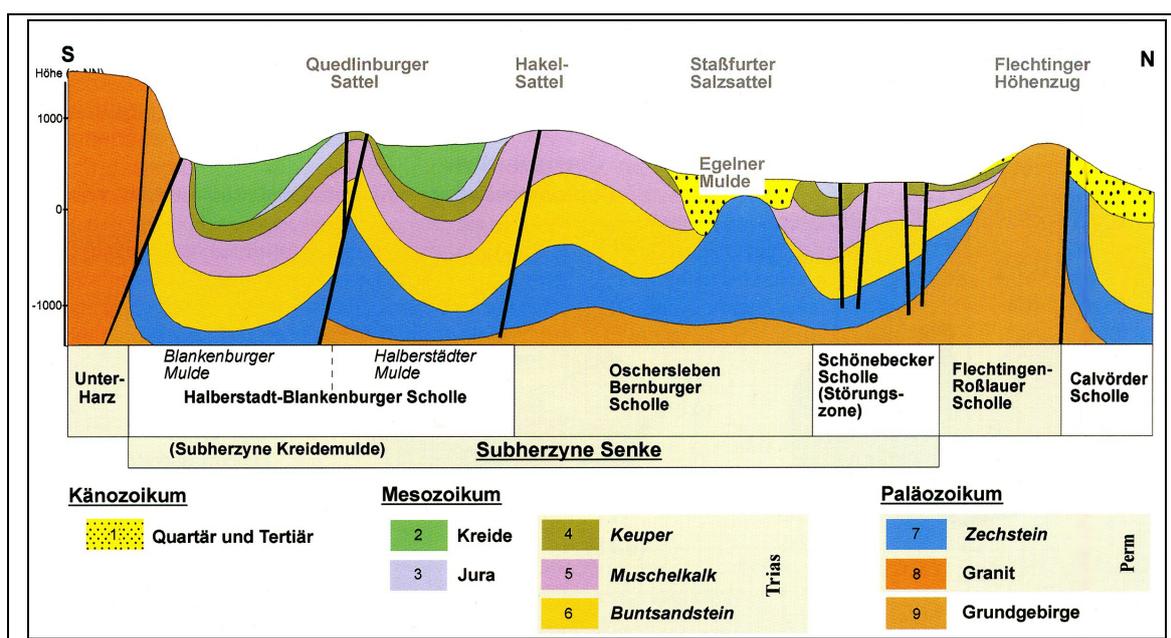


Abb. 2-3: Schematischer Schichtenschnitt durch die Subherzyne Senke (Kater & Koch 2007).

Die Beckenfüllung der Subherzyne Senke besteht aus Sedimenten des Zechsteins, des Mesozoikums (vorwiegend Buntsandstein) und teilweise des Känozoikums (Abb. 2-3).

Der Zechstein lagert meist konkordant bzw. nur schwach diskordant auf Oberrotliegendem. Hinsichtlich des Verhaltens der Schichtenfolge bei tektonischen Prozessen unterscheidet man zwischen tieferem paläozoischen Stockwerk und mesozoisch-känozoischem Deckgebirge. Zwischen beiden liegt das durch abweichendes tektonisches (halokinetisches) Verhalten charakterisierte Zechsteinsalinar (Hemmann 1972).

Die anfangs mehrere hundert Meter mächtigen Evaporite des Zechsteins unterlagen duktiler Deformation durch tektonische Spannungen. Durch die Auflast der bis zu drei km mächtigen Sedimente und tektonische Impulse begannen die Salze entlang von Störungszonen in druckentlastete Gebiete zu fließen (Radzinski et al. 2008). Während der altkimmerischen Phase in der oberen Trias bewirkten die ersten Öffnungen des Protoatlantiks Krustendehnungen (Frisch & Kockel 1997), die diese tektonischen Spannungen erzeugten. Im Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung kam es in der Oberkreide regional zu Kompressionen, die in Teilen des Beckens zu Inversionstektonik führte (Legler 2006). Von der alpidischen Orogenese gingen im Tertiär erneut tektonische Impulse aus, die wech-

selnde Dehnungs- und Pressungsvorgänge bewirkten, die zur weiteren Ausgestaltung des Schollenbaus führten und die Salinargesteine wiederum zur Bildung vielfältiger Salzstrukturen anregten (Radzinski 1996). Der Internbau der Salinarkörper ist durch intensive Verfallung gekennzeichnet und wird nach Richter-Bernburg (1934) als Kulissenfaltung bezeichnet (Radzinski et al. 2008).

Diese Salzstrukturen durchliefen die Entwicklung vom Salzkissen bis zum Diapir und repräsentieren damit die unterschiedlichen Entwicklungsstufen der Halotektonik (Radzinski et al. 2008) (vgl. Kap. 3.2).

Ein solche Salzstruktur, der Staßfurt-Egelner Sattel erstreckt sich über eine Länge von ca. 50 km in generellem NW-Streichen von Güsten nach Egel (Schwandt 1978), (Schwandt 1991a). Er kann als eine salinartektonisch überprägte Schollengrenze (Oschersleben-Bernburg-Scholle) angesehen werden, deren Amplitude zwischen 300 m im Südosten und 600 m im Nordwesten variiert (Seifert et al. 1992). Nach Patzelt (2003) handelt es sich bei dieser Struktur um einen „Schmalsattel“ mit streckenweise diapirartig durchgebrochenem Salz, dessen Aufwölbung und Denudation bereits im Prätertiär erfolgte. Im Paläozän und Eozän führten weitere Salzbewegungen zur Eintiefung der sekundären Randsenken und zum Diapistadium. Südlich der Salzsattelzone dominieren Breitsattelstrukturen (Salzkissen), wie Elm, Großer Fallstein, Huywald und Hakel (Beutler 2001).

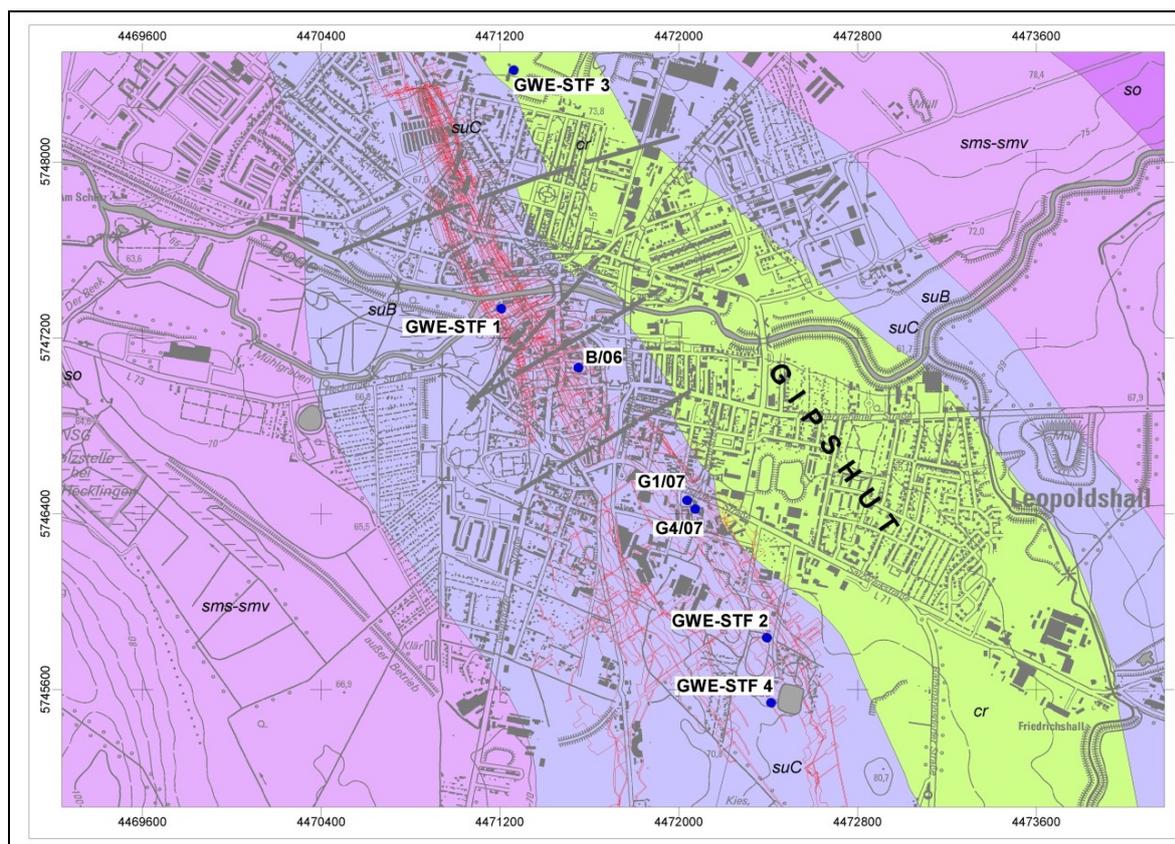


Abb. 2-4: Geologische Karte (ohne Känozoikum) des Untersuchungsgebietes mit Standorten der Tiefbohrungen (Wackwitz et al. 2010).

Im Bereich der Stadt Staßfurt stehen im 1000-2000 m breiten Sattelkern salinare Ablagerungen des Zechsteins unmittelbar unter der Geländeoberfläche bzw. mit nur geringer Be-

deckung an. Die halokinetische Struktur wird in ihrem Scheitel von einem Gipshut (caprock) überdeckt (Abb. 2-4). Die Breite des Gipshutes schwankt zwischen 500 m (in Neu-Staßfurt) und 1.000 m (in Leopoldshall). Im Kontaktbereich des Zechsteinsalinars mit geringmineralisierten, meteorischen Lösungen erfolgte die Subrosion der leichtlöslichen Chloride und Sulfate und es bildeten sich Residualgesteine, bestehend aus Gips- und Tonablagerungen (Gipshut, engl. cap rock oder caprock) (Heckner et al. 1998). In Bereichen des Kontaktes von Kali- und Magnesiumsalzen (Carnallit) mit geringmineralisierten, meteorischen Lösungen entstanden kainitische Zonen (Kainithut). Die natürlichen Subrosionsprozesse angezeigt durch die Lage des Salzspiegels erreichten Teufen bis > 100 m (Miemietz 1972).

Die Sattelflanken fallen hier an der Südwestflanke mit ca. 20-30° nach SW, an der steileren Nordostflanke zwischen 10 bis 60° nach NE ein. Im Untersuchungsraum folgen auf die Zechsteinsalze überwiegend klastische Ablagerungen des Buntsandsteins, überlagert von känozoischen Sedimenten, die überwiegend dem Quartär zuzuordnen sind. Mächtige tertiäre Ablagerungen (Braunkohlevorkommen) finden sich hingegen nur in den Randsenken des Sattels.

Eine Zusammenstellung der in den relevanten Teufen, durch Schachtanlagen und Bohrungen aufgeschlossenen Gesteinsfolgen zeigt die Tab. 2-1.

Tab. 2-1: Anzutreffende stratigraphische Einheiten und Mächtigkeiten im Bereich des Staßfurter Sattels bis zum Staßfurt-Steinsalz, bei den stratigraphischen Kurzbezeichnungen sind nach dem Schrägstrich die alten Symbole aufgeführt (verändert und ergänzt nach Hartmann & Schönberg (1996); Meier (1969); Rutter (1988)).

Formation					
Zyklus	Serie/Folge	Horizont/Lithologie	Stratigraphische Kurzbezeichnung	Mächtigkeit	
Quartär/Tertiär					
		Sande, Kiese, z.T. Schluffe, anthropogene Auffüllungen	q oder y (anthropogen)	5 - 40 m	
Trias – Buntsandstein					
	Mittlerer Buntsandstein (Solling, Detfurth, Volpriehausen)	Sandsteine, Ton- und Schluffsteine	sm (smS, smD, smV)/ TB2 (TSI, Tdf, TVp)	> 200 m	
	Unterer Buntsandstein (Bernburg und Nordhausen)	Schluff-, Ton- und Feinsandsteine, Rogensteinbänke	su (suBG + suN)/ TB1 (TBb + TNh)	> 200 m	
Perm – Zechstein					
	Hutgestein	Subrosionsreste (Gipse, Tone)	z2cr	bis > 100 m	
Zechstein 4	Aller – Serie	Grenzanhydrit	z4ANb/A4r	0,2 - 3 m	
		Allersteinsalz	z4NA/Na4	20 - 40 m	
		Aller-Anhydrit (Pegmatitanhydrit)	z4ANa/A4	1,5 - 2,5 m	
		Unterer Aller-Ton (Roter Salztton)	z4Ta/T4	5 - 10 m	
Zechstein 3	Leine – Serie	Leine-Steinsalz	z3NA/Na3	30 - 110 m	
		Hauptanhydrit	z3AN/A3	25 - 90 m	
		Unterer Leine Ton (Grauer Salztton)	z3Ta/T3	4 - 8 m	
Zechstein 2	Staßfurt-Serie	Deckanhydrit	z2ANb/A2r	1 - 2 m	
		Decksteinsalz	z2NAd/Na2r	0,8 - 1,3 m	
		Kaliflöz Staßfurt	z2KSt/K2	30 - 45 m	
		Staßfurt Steinsalz	z2NA/Na2	200 - > 500 m	

2.2 Der Salzbergbau in Staßfurt und seine Folgen

2.2.1 Historische Entwicklung des Staßfurter Salzbergbaus

Die relativ oberflächennahe Lage der Salzgesteine löste vor ca. 160 Jahren eine Phase intensiven Bergbaus in Staßfurt aus. 1851/52 wurden im Bereich des heutigen Stadtkerns die Schächte „von der Heydt“ und „von Manteuffel“ an der SW-Flanke des Staßfurter Sattels abgeteuft. Die untertägige Salzgewinnung wurde 1857 aufgenommen, wobei das Abbauziel zunächst das Steinsalz war, welches sich im Liegenden der Kaliflöze befindet. Das bittere, bunte Kalisalz wurde vorerst als Abraum auf Halden verkippt. Als Justus von Liebig die Bedeutung von Kalium als einen wichtigen Bestandteil von Düngemitteln für Pflanzenwachstum entdeckt hatte (Hauske & Fulda 1990), begann der Chemiker Adolph Frank die zuerst verworfenen Kalisalze zu untersuchen (Gimm & Rödiger 1968, Reichenbach 1999, Wächter 1999). Daraufhin wurden bis 1874 im Untersuchungsraum weitere Schachtanlagen („Achenbach“, „Leopoldshall I/II“) an der Südwestflanke des Sattels aufgeföhren (Tab. 2-2). An der Nordostflanke des Sattels folgten die Anlagen „Ludwig II“ (1873) und „Berlepsch-Maybach“ (1887). Es erfolgte ein gleichzeitiger Abbau des Kaliflöztes Staßfurt und des Leinsteinsalzes, später auch des Staßfurtsteinsalzes (Seifert & Schwandt 1998).

Tab. 2-2: Schachtanlagen am Staßfurter Sattel in der Ortslage Staßfurt nach Meyer & Schönberg (1999).

Schachtanlage: Betriebszeitraum					
Abbauteufen [m] / Fläche [km ²]	Hohlraum [m ³] gesamt / versetzt	Zustand	Rohstoff	Wasserzuflüsse aus Horizonten/ Teufen [m]:	Lagerungsverhältnisse/ Tektonik – Geomechanik
1. SW – Flanke des Staßfurter Sattels					
Schachtanlage Leopoldshall I / II: 1858-1900					
180-445 m / ca. 1,0 km ²	5.900.000 m ³ / 2.100.000 m ³	ersoffen	Carnallitit, Kainitit, Na ₂ , Na ₃	aus Y, su: 210-350 m	Einfallen 20-30° SW / Bruchfelder, Tagesbrüche
Schachtanlage von der Heydt / von Manteuffel: 1851-1900					
210 – 385 m / ca. 0,5 km ²	3.195.000 m ³ / 1.330.000 m ³	ersoffen	Carnallitit, Kainitit, Na ₂	aus A3	Einfallen 25-30° SW / Querstörungen im Deckgebirge Pfeiler- u. Schwebenbrüche
Schachtanlage Achenbach: 1874 – 1900					
250-390 m / ca. 0,5 km ²	2.795.000 m ³ / 1.370.000 m ³	ersoffen	Carnallitit, Kainitit, Na ₃	aus A3	Einfallen 35° SW
2. NE – Flanke des Staßfurter Sattels					
Schachtanlage Berlepsch-Maybach: 1887-1972					
220-480 m / ca. 1,2 km ²	14.300.000 m ³ / 4.500.000 m ³	geflutet	Carnallitit, Kainitit, Hartsalz, Na ₃	aus A3/T3 Verschiedene Teufen	Einfallen 10-70° NE
Schachtanlage Ludwig II: 1873-1925 (Nachbetriebszeitraum 1935-1945)					
225-690 m / ca. 0,6 km ²	2.200.000 m ³ / ??? m ³	geflutet	Carnallitit, Kainitit, Na ₃	aus A3/T3 480-500 m	Einfallen 15-60° NE / Gebirgsschlag 1901
3. Abteufschächte					
Abteufschacht Bodelschwinh: 1859					
12 m	200 m ³ / 200 m ³	Verfüllt		aus y	
Abteufschacht Emmerson: 1866-1867					
16 m	250 m ³ / 250 m ³	Verfüllt		aus y	

Die prinzipielle geologische Situation und die Auffahrungen der Grubenbaue im Stadtbereich von Staßfurt zeigt die Abb. 2-5.

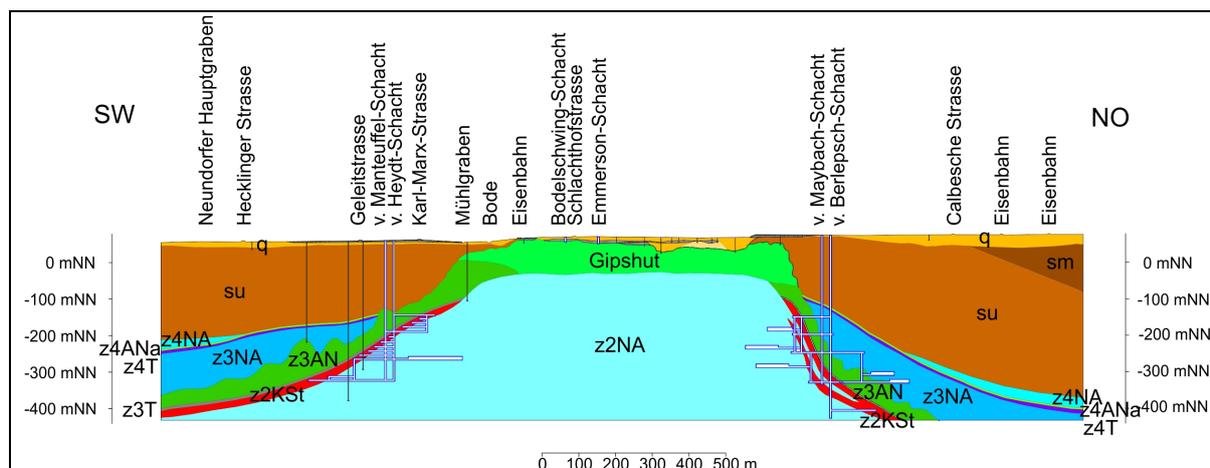


Abb. 2-5: Profil durch den Staßfurter Sattel mit Schachtanlagen im Stadtbereich von Staßfurt nach Seifert & Bode (2001).

Nach Wirth (2008) verfügt das Staßfurter Revier insgesamt über 34 Kali- und Steinsalzschächte, davon sind 23 wild ersoffen, 6 geflutet und 2 sind offen und trocken, einer davon ist die Grube Brefeld bei Tarthun nordwestlich von Staßfurt (Hartmann 1998).

Der unsachgemäße und die mangelnde Erfahrung beim Abbau der Kalisalze insbesondere des oberflächennahen anstehenden Kainits(hut) führte zu den späteren Bergschäden. Die kainitischen Salze wurden in der Hutzone des Flözes Staßfurt bis dicht unter den Salzspiegel abgebaut. Es entstanden große Hohlräume die über den hereinbrechenden Grauen Salton und die Klüfte des Hauptanhydrites in relativ kurzer Zeit hydraulischen Kontakt mit dem im Gipshut stehenden Lösungen und obertägigen Wässern (aufgrund des hydraulischen Kontaktes des Gipshutes mit der Bode) erhielten. Die zufließenden Wässer fluteten das Grubengebäude und erweiterten die Wegsamkeiten, die durch das carnallitische Kalisalz führten, so dass der Bergbau rasch aufgegeben werden musste (Bentz & Martini 1968). Die hydrologische Gefährdung im Kalibergbau ist aufgrund der hohen Löslichkeit von Carnallit verglichen der mit Steinsalz wesentlich höher (Gimm & Meyer 1968). Nach Seifert & Schwandt (1998) ist das Bergschadensgeschehen in Staßfurt insbesondere durch intensive Senkungsvorgänge, räumliche Konzentration von Gebirgsschlägen, seismischen Vorgängen, Rißbildungen an der Tagesoberfläche und Tagesbrüche charakterisiert. Ab 1878 zeigten sich starke Deformations- und Brucherscheinungen an der SW-Flanke des Sattels beginnend in der Grube „Leopoldshall“. Es kam zu Gebirgsschlägen und Feldzusammenbrüchen und es traten Senkungen der Tagesoberfläche auf. Zudem wurden in den Grubenbauen zunehmende Lösungszuläufe registriert. Die Ausbildung der hydrogeologischen Situation war durch einen über die gesamte Erstreckung der Sattelstruktur verbreiteten stark wasserführenden Gipshut, der mit den Oberflächengewässern in Kontakt steht und die Bindung an spezielle bruchtektonische Elemente gekennzeichnet. Aufgrund dieser besonderen geologisch-hydrologischen Situation sind im Bereich der Grubenbaue des Staßfurter Sattels an zahlreichen Stellen Salzlösungsvorkommen aufgeschlossen worden (Seifert & Schwandt 1998). In einem Färbungs-Versuch wurde 1897 die Bode als

Quelle der zusitzenden Wässer im Bergwerk Leopoldshall nachgewiesen (Bramigk & Leist 1899).

Obwohl Senkungen im Bereich des Sattels schon für die Zeit vor Beginn des 1851 begonnen Bergbaus nachgewiesen sind, wurden sie jedoch insbesondere durch langfristige Störungen des hydrogeologischen und hydrochemischen Gleichgewichts des Grund- und unterirdischen Wassers durch das Ersaufen zahlreicher Gruben bedeutend intensiviert. Das Subrosionsgeschehen ist zum Teil ein natürlicher Prozess, die Folgewirkungen äußern sich an der Erdoberfläche sowohl in oft lang anhaltenden flächenhaft verlaufenden bruchlosen Absenkungen als auch in mehr oder weniger abrupt eintretenden, engräumigen Erdeinbrüchen (Erdfällen). Übergänge zwischen diesen beiden Typen sind z.B. Zerspalteneinbrüche, wie sie u.a. für den Staßfurt-Egelter-Sattel charakteristisch sind (Miemietz 1972).

Bestimmte Oberflächenveränderungen, die der frühere Salzbergbau in Sachsen-Anhalt verursacht hat, sind im weiteren Sinne als anthropogen induzierte Salzkarst-Auswirkungen zu betrachten (Heckner et al. 1998).

Ab 1896 stiegen die Zuläufe auf mehrere m³/min an und es folgten Tagesbrüche. Im Januar 1900 vollzog sich das vollständige Ersaufen der Grube „Leopoldshall“ trotz des Sicherheitspfeilers im K2, der an der schmalsten Stelle nur 28 m betrug (Kamlot 2009). Im Anschluss daran erfolgten zunehmende Lösungsübertritte über den geklüfteten Hauptanhydrit A3 in die Gruben „von der Heydt“ / „von Manteuffel“. Im Oktober 1900 wurde die Wasserhaltung im Schacht „von der Heydt“ eingestellt und die Gruben „v. d. Heydt“ / „v. Manteuffel“ und „Achenbach“ ersoffen bis 1908 (Engelmann & Klamser 1996). Ein großer, 1899 gefallener Tagesbruch südöstlich von Leopoldshall wird heute als Strandsolbad genutzt (Wächter 1999). Baumert (1952) in von Borstel (1992) bezifferte bereits 1952 die Zahl der Bergschadensfälle auf 256.

Frühe Sicherungsmaßnahmen waren beispielsweise der Dammbau, so z.B. das um 1900 errichtete 161,5 m lange Mauerbauwerk zur Grube Leopoldshall III, welche diese jahrelang erfolgreich gegen eindringendes Süßwasser abdichtete (Hiltscher 1999).

In den Gruben an der NE-Flanke des Staßfurter Sattels traten Bergschäden nur in geringem Maße auf. Bei der bergmännischen Gewinnung wurde hier der Steilfirstenabbau (maximale Abbauhöhe 260 m) eingeführt und nach der planmäßigen Stilllegung erfolgte eine gelenkte Flutung mit aufgesättigter Lösung (Seifert & Schwandt 1998). Zuvor wurden die drei Gruben Berlepsch-Maybach, Ludwig II und Neustaßfurt VI/VII durch Bohrungen miteinander verbunden (Bergmannsverein Stassfurt e.V. 2002). Als wahrscheinliche Folge dieser Verwahrungsmaßnahmen fiel in Neustaßfurt in den 70er Jahren (1973) ein 40 m tiefer Tagesbruch mit einem Durchmesser von 140 m.

Nach der Zusammenstellung in Tab. 2-2 waren mit dem Ersaufen der Grubenbaue an der SW-Flanke ca. 4.800.000 m³ Hohlraum unversetzt. Diese Hohlräume wurden durch zusitzende nicht abgesättigte Wässer aus dem Deckgebirge überflutet. Das Aufsättigen dieser Zuflussmengen (vermutlich insbesondere im Bereich des K2-Kalilagers, u.U. auch des Na₃-Leine-Steinsalzes) führte zur Aufweitung der Hohlräume und der Schaffung weiterer Zirkulationswege.

Bis in die 30iger Jahre des 20. Jahrhunderts folgte eine Phase durch den Ersaufensprozess aktivierte intensiver Senkungsbewegungen. Die sich bildende, sattelparallele Senkungsmulde zeichnete das im K2-Carnallit und Kainit aufgefahrene Grubenfeld nach. Seitdem

existiert ein geringeres, jedoch zeitlich relativ stabiles Senkungsgeschehen mit Maximalwerten von ca. 1,5 cm/a, das mehrere differenzierte Zentren aufweist, die sich zudem zeitlich unterschiedlich entwickeln (Engelmann & Klamser 1996, Seifert et al. 1999). Die Bergbauaktivitäten sind seit Beginn der 70er Jahre eingestellt, lediglich die Aussolung von Kavernen zur Gasspeicherung im Ortsteil Neustaßfurt und die Verarbeitung der gewonnenen Sole im Staßfurter Sodawerk erinnern an die lange Bergbautradition (Wächter 1999).

Die Abb. 2-6 zeigt eine zusammenfassende Darstellung der Bergbaufolgeschäden im Stadtgebiet von Staßfurt.

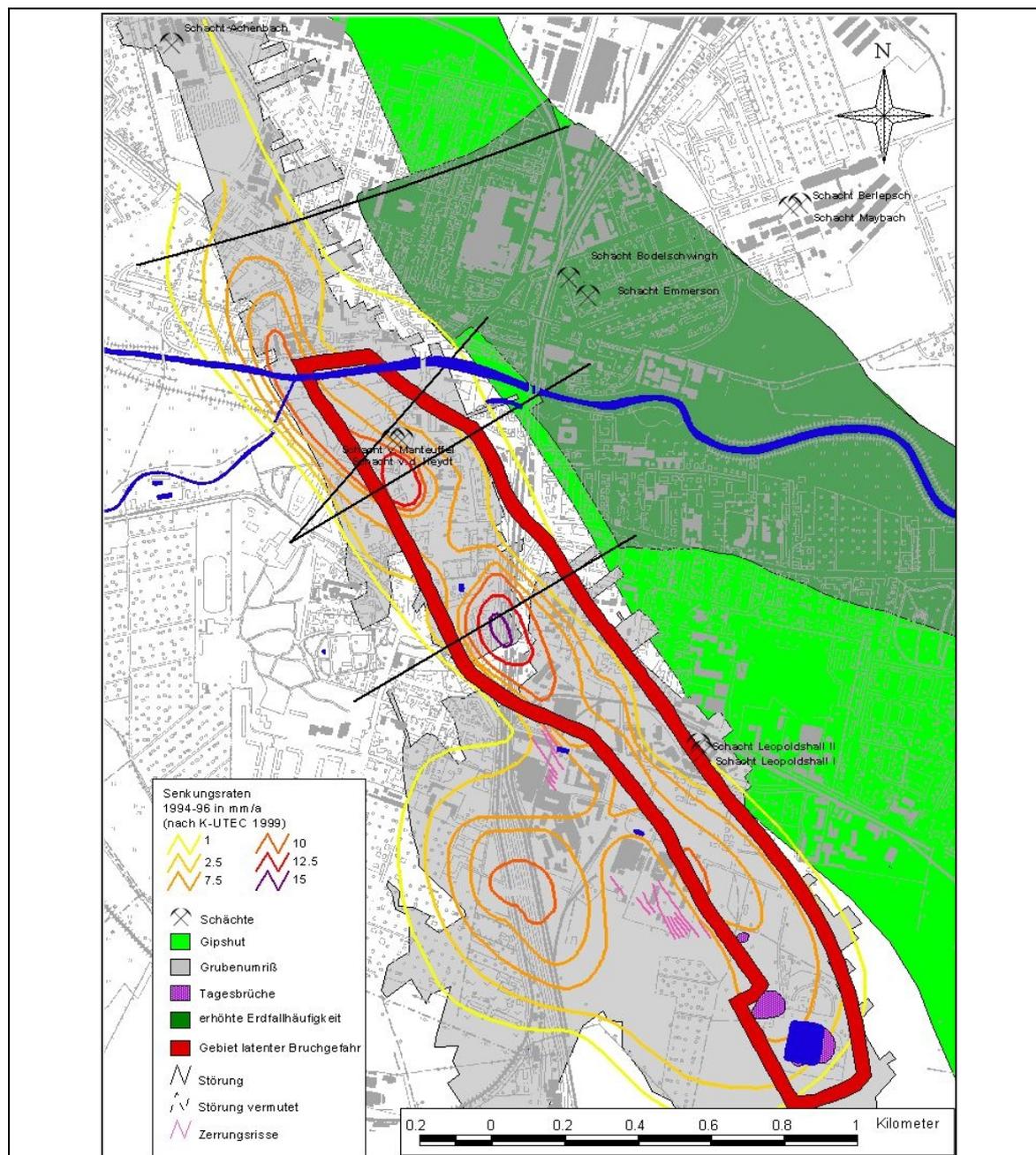


Abb. 2-6: Zusammenfassende Darstellung der Bergbauschäden im Stadtgebiet von Staßfurt (Bohn et al. 2007) nach Seifert et al. (1999) und Thormeier (2001).

Es lassen sich erkennen:

- Vier Senkungszentren mit Senkungsraten bis zu 15 mm/a,
- Ein 70 ha großes Gebiet latenter Bruchgefahr,
- Ein Bereich innerhalb des Gipshutes mit erhöhter Erdfallhäufigkeit,
- Sowie die bisher gefallenen Tagesbrüche.

Die Druckspiegel der ab 1977 niedergebrachten IG-Bohrungen (Ingenieurgeologische Bohrungen) zeigten 1983 für alle Grubenfelder „Leopoldshall I/II“, „v.d. Heydt / v. Mantuffel“, „Achenbach“ und „Neustaßfurt I, II, III“ ein nahezu konstanten Druckspiegel von ca. 47 m NN (Wächter & Engelmann 1989) in Seifert et al. (1999), was auf eine weiträumige hydraulische Kommunikation der ehemaligen Schachtanlagen hinweist.

Nach Engelmann & Klamser (1996) und Seifert et al. (1999) sind für die andauernden Senkungsbewegungen folgende Ursachen denkbar:

- Konvergenz oder plötzliches Zubruchgehen der bergmännisch aufgefahrenen oder durch Auslaugung und Lösungsvorgänge entstandenen Hohlräume,
- Rezente Auflösungsprozesse im Bereich des carnallitischen Kaliflözes K2 (Volumendeformation von Carnallitgestein, wodurch die mechanischen Eigenschaften verändert werden),
- Rezente Lösungsvorgänge im Bereich des Leinsteinsalzes (z3Na).

Diese Senkungsentwicklungen waren teilweise mit gravierenden Auswirkungen auf die Tagesoberfläche verbunden aus denen sich wiederum verschiedene Nutzungsbeschränkungen ergeben. Neben Schäden an Gebäuden, kam es zu einer völligen Umgestaltung der Morphologie des Stadtgebietes und zu starken Schädigung der Bausubstanz und infrastrukturellen Einrichtungen. Auch Vernässungen und Versalzungen innerhalb der betroffenen Gebiete sind typisch (Seifert & Schwandt 1998).

So liegt aufgrund der Senkungsbewegungen der letzten 100 Jahre, die im Senkungsmaximum bis zu 6 m betragen, im Stadtkern eine Fläche von ca. 80.000 m² unterhalb des natürlichen Grundwasserspiegels und wird durch eine permanente Wasserhaltung mit einer Absenkung von 4-5 m bei einer Förderung von ca. 8-9 l/s (ca. 700-800 m³/d) trocken gehalten.

Die Pumpstation wurde 1907 errichtet und 1909 dauerhaft in Betrieb genommen (Kater & Koch 2007). Mit der Lösungsfracht des gehobenen Wassers werden dem Untergrund ca. 26-28 Tonnen Salz pro Tag entnommen und in die Bode geleitet (Lauterbach & Schröder 2001). Abgesehen von der Belastung durch Salze für die Vorflut bildete sich dadurch ein Absenktrichter und aktivierte wiederum die Auslaugung im Untergrund. Um diese Schäden zu minimieren und den Absenktrichter zu verringern wurde ab Mai 2003 die zentrale Wasserhaltung in der Zillestr. eingestellt und auf eine dezentralisierte Wasserhaltung mit drei Pumpen umgestellt. Hierbei war vorgesehen ein Teil des inneren Stadtkerns zu vernässen und den sogenannten Stadtsee entstehen zu lassen.

Die künstlich geschaffenen Hohlräume der langen Bergbaugtätigkeit sind als Hauptwegsamkeit für hydraulische Verbindungen bzw. als Strömungsbahnen anzusehen, da nur ein

Teil dieser Gänge versetzt bzw. verfüllt wurde. Die untertägigen Hohlräume, die je nach Versatzanteil und umgebenden Gebirge in verschiedenen Zeiträumen zu Senkungen an der Erdoberfläche oder auch zu Tagesbrüchen führen können beeinträchtigen die hydraulischen und geomechanischen Eigenschaften des Deckgebirges. Durch diese werden neue Fließwege und vertikaler Verbindungen zwischen verschiedenen Stockwerken (z.B. Süß-/Salzwasser-Verbindungen) geschaffen (Hartmann 1998). Wobei vielfach vermutet wird, dass die Hauptzufuhr von Frischwasser über die Schachteingänge in das Salinargebirge gelangt. Schwandt & Seifert (1999) schätzen, dass ungefähr bei der Hälfte aller abgesoffenen Salzbergwerke in Mitteldeutschland die Zuläufe aus undichten Schachtröhren stammen. Eine andere wichtige Quelle für die Zuläufe stellt der Hauptanhydrit dar. Im Nordharz-Kaligebiet sind 90 % der Zuflüsse von Salzlösungen und Wässern an den Hauptanhydrit gebunden (Schwandt 1969, Schilder et al. 1983 in Schwandt (1991a)). Der Hauptanhydrit und seine Bedeutung für die Bergbausicherheit wurde in zahlreichen Publikationen thematisiert z.B. in (Behr 1960; Fleischer 1960; Heimlich 1964a; Heimlich 1964b; Hemmann 1970; Hemmann 1972; Jung 1960; Jung et al. 1969; Jung & Knitzschke 1961; Kamlot 2009; Kosmahl 1969; Richter 1934b; Rózsa 1916b; Schwandt 1991a).

2.2.2 Risiken für die Flächennutzung im Stadtgebiet Staßfurt

In Folge des expandierenden und florierenden Bergbaus siedelte sich eine umfangreiche Industrie in Staßfurt an, zunächst die durch Adolph Frank begründete chemische Industrie (Michels 1868). Es folgten zügig weitere Industrie- und Produktionszweige, wie Kali- und Chlorchemie, Kraftwerke (Kohle und Öl), Metallurgie, Metall- und Holzverarbeitung, Elektronik und nicht zuletzt die Kampfstoff- und Rüstungsproduktion der beiden Weltkriege (Birke 2002). Um die Jahrhundertwende war Staßfurt, welches zu damaliger Zeit aus den Gemeinden Leopoldshall (Anhalt) und Staßfurt (Preußen) bestand, zu einer der bedeutendsten Industriestädten seiner Zeit mit zahlreichen Fabriken geworden und zählte über 22.000 Einwohner (Laue 2000).

Die zahlreichen Altstandorte, die durch Produktion und Anwendung z. T. umweltbelastender Stoffe und aus heutiger Sicht unsachgemäßen Umgang damit sowie die zahlreichen Ablagerungen und Halden (Aufbereitungsrückstände, taubes Material, Hüttenabprodukte) führten zu einer Reihe von Altlastverdachtsflächen. Erschwerend kommt hinzu, dass häufig Industrie- und Hausmüll in vorhandene Senken und Hohlräume ungeordnet verkippt wurden. Hierbei handelt es sich im Untersuchungsgebiet oftmals um ehemalige Sand- und Kiesgruben ohne natürliche geologische Barriere. Technische Basisabdichtung- und Oberflächenabdeckung wurden bis auf wenige Ausnahmen auch nicht nachträglich eingerichtet, wodurch ein Emissionspotential von Schadstoffen gegeben ist, zumal wenn sie im Einflussbereich des Grundwassers oder Vorfluter liegen. Eine nachhaltige Kontamination und Schädigung der Bio- und Hydrosphäre ist daher nicht auszuschließen (Bohn et al. 2001).

Durch die künstliche Wasserhaltung entsteht ein Massendefizit im Gebirge. Abgesehen von den negativen Auswirkungen auf die Tagesoberfläche, bedeutet die Salzfracht eine erhebliche Belastung für die Vorfluter. Die Kontamination der Bode wurde bereits schon 20 Jahre nach Beginn der Bergbautätigkeit und der damit verbundenen Ansiedlung der chemischen Industrie registriert (Pusch 1877).

Neben den bergbaulich induzierten Vernässungsflächen existierten durch die Vorfluter Bode und Liethe Überschwemmungsflächen in Staßfurt. Beim sogenannten Jahrhunderthochwasser im April 1994 erreichte die Bode einen Pegelstand von 3,86 m und überflutete weitreichende Flächen der Bodeniederung und Bereiche im Stadtgebiet Staßfurt, woraufhin in den folgenden Jahren umfangreiche Hochwasserschutzmaßnahmen wie Neubau und Sanierung von Deichen eingeleitet wurden.

Staßfurt sieht sich heute mit einer Reihe von Risiken und Umweltschäden konfrontiert, die die heutige Flächennutzung der Stadt beeinträchtigen und zusammenfassend in einer „Risikokarte“ dargestellt wurden (Abb. 2-7) (Bohn & Voigt 2002; Knödel & Bohn 2007). Die Risikofaktoren lassen sich drei verschiedenen Problemkreisen zuordnen:

- Mechanische Instabilitäten,
- Vernässungen und Überschwemmungen,
- Anthropogene und geogene Belastungen.

2.2.2.1 Mechanische Instabilitäten

Mechanische Instabilitäten können durch Senkungen der Tagesoberfläche entstehen. Das Senkungsgeschehen wird dabei durch drei Prozesse bedingt:

- Konvergenz von untertägigen Hohlräumen (bergmännisch aufgefahren oder durch Auslaugung entstanden),
- Schaffung neuer Hohlräume durch Zuflüsse ungesättigter Wässer ins Salinargebirge,
sowie untergeordnet durch
- Subrosion am Salzspiegel und Gipshut.

Die potentiell gefährdeten Bereiche dieser Prozesse sind:

- Flächen über den Grubenbauen, insbesondere der Bereiche über dem abgebauten Carnallitflöz und der Kainitzzone,
- tektonische Störungen mit erhöhten Fluidwegsamkeiten,
und untergeordnet
- der Kontakt Gipshut-Känozoikum (Bereich des Gipshutes mit erhöhter Erdfallhäufigkeit) sowie
- der ungeschützte Kontakt am Salzspiegel und Salzhang des Na₄, Na₃, Na₂ mit untersättigten Lösungen an den Sattelflanken (Fehlen des Roten Salztons) und im Satteltkern (Gipshut).

Die Senkungsprozesse und deren Gefährdungspotential lassen sich durch die absoluten Senkungsbeträge und das Auftreten von Tagesbrüchen in der Vergangenheit, die aktuellen Senkungsraten und die noch zu erwartenden räumlichen und zeitlichen Senkungen charakterisieren.

Aktuelle Senkungsgebiete: Das aktuelle Senkungsgeschehen an der SW-Flanke des Staßfurter Sattels zeichnet im wesentlichen das Senkungsbild der Hauptbergschadensphase nach und spiegelt hier durch die Senkungsraten von 1994-96 die vier Senkungszentren Strandbadstraße, Bahnübergang/ Bernburger Straße, Großer Markt und Güterbahnhof / Güstener Weg wider. Als Folge des Senkungsgeschehens kam es zu einer Zunahme der Schiefelage der Oberfläche in den letzten 10 Jahren (in Abb. 2-7 nicht dargestellt), welche Auswirkungen auf die Bausubstanz hat.

Potentielle Senkungsgebiete: Unter der Annahme, daß die Senkungsraten konstant bleiben, wird von einer kontinuierlichen Vertiefung und Erweiterung der Senkungsflächen in der Zukunft ausgegangen. Die Senkungen erfassen zukünftig bevorzugt drei Zentren: Großer Markt – Lehrter Straße – Bode, Bernburger Straße und Güterbahnhof, in denen für Teilbereiche im Verlauf der nächsten 50 Jahre weitere Absenkungen von 0,50 bis 1,00 m prognostiziert werden. Diese Senkungszentren liegen in Bereichen städtischer Bebauung und betreffen zum Teil die Infrastruktur (Güterbahnhof und Gleisanlagen).

Desweiteren sind mechanische Instabilitäten in Gebieten mit latenter Bruchgefahr, erhöhten Erdfallhäufigkeiten und anthropogenen Auffüllungen zu erwarten.

Gebiet latenter Bruchgefahr: Bruchvorgänge werden in Gebieten mit anhaltender Senkung (Senkungsrate $> 2,5$ mm/a), die nicht oder nur teilweise durch Subrosionsvorgänge am Salzspiegel erklärt werden können, erwartet. Sie sind an Zonen mit übereinander angeordneten und seigeren Grubenbauen gebunden, die das Abgehen von Bruch- und Verfüllmassen begünstigen. Die Bruchvorgänge innerhalb der Grubengebäude gehen nicht zu Tage, wenn eine Überdeckung von Steinsalz einer Mächtigkeit von mindestens 20 m besteht (Seifert et al. 1999). Aufgrund dieser Kriterien wird heute ein ca. 70 ha großes innerstädtisches Gebiet mit latenter Bruchgefahr ausgewiesen (Abb. 2-6 und Abb. 2-7). Die seismische Überwachung läßt aber momentan auf keine Entstehung von Tagebrüchen in diesem Gebiet schließen. Die Wahrscheinlichkeit eines derartigen Ereignisses wird derzeit als gering eingeschätzt. Eine Tagesbruchgefahr läßt sich aber nicht mit absoluter Sicherheit ausschließen.

Gebiet des Gipshutes mit erhöhter Erdfallhäufigkeit: Die Fläche im Bereich des Gipshutes markiert das Gebiet, in dem wiederholt Erdfälle registriert wurden. In diesem Bereich steht der Gipshut relativ oberflächennah an und ist aufgrund seiner klüftigen und kavernösen Struktur durchlässig und damit subrosionsanfällig, wodurch an der Tagesoberfläche Senkungswannen oder Einbrüche entstehen können.

Schädigung der Bausubstanz durch Setzung des Untergrundes: Die Altablagerungen und anthropogenen Auffüllungen großer Mächtigkeiten (in Abb. 2-7 nicht dargestellt), hauptsächlich Innenstadtbereich) besitzen im Allgemeinen eine lockere Lagerung und können bei Auflast und Verdichtung zu Senkung der Oberfläche und damit zu Setzungsrissen an vorhandener Bausubstanz führen.

2.2.2.2 Vernässungen und Überschwemmungen

Dabei ist zwischen Vernässungen durch Grundwasser und Vernässungen durch Oberflächenwasser (Überschwemmungen) zu unterscheiden.

Aktuelle Vernässungen durch das Grundwasser: Ein Teil der Stadt Staßfurt befindet sich aufgrund der in der Vergangenheit erfolgten Senkungen unterhalb des Grundwasserspiegels und wird durch eine künstliche Wasserhaltung trockengehalten. Diese Bereiche sind Regionen einer aktuellen Vernässungsgefährdung durch das Grundwasser. Zu berücksichtigen sind hierbei insbesondere mögliche Havariesituationen (Ausfall der Pumpanlage), Höchstgrundwasserstände und Wechselwirkung mit dem Oberflächenwasser (Infiltration der Bode). Die aktuellen Vernässungsgebiete sind durch die Flurabstände vom März 1997 dargestellt, die einen sehr hohen Grundwasserstand widerspiegeln. Im südwestlichen Stadtgebiet sind sehr geringe Flurabstände zu verzeichnen. Das Grundwasser erreicht hier bei Hochständen beinahe die Geländeoberfläche.

Potentielle Vernässungen durch das Grundwasser: Aufgrund der sich fortsetzenden Senkungen werden zukünftig weitere Bereiche bis zum Grundwasserspiegel absinken und zusätzliche Wasserhaltungsmaßnahmen erforderlich machen – diese Bereiche ergeben sich aus der Verschneidung der senkungsgefährdeten Gebiete mit den Flurabständen (unter Berücksichtigung der Senkungsraten und -prognosen). Die Bereiche einer potentiellen Vernässung umfassen zum einen die bei dezentraler Wasserhaltung gezielt vernäbten Flächen und zum anderen die sich aus der Senkungsprognose ergebenden Zonen freier Wasserflächen. Die gezielt vernäbten Flächen, die sich bei der vorgesehenen Umstellung auf die dezentralisierte Wasserhaltung bilden (Abb. 2-7), liegen im Bereich Großer Markt (Planquadrat N 16) und Zillestraße (O 17-18) und bleiben voraussichtlich in ihrer Größe bis zum Jahre 2050 erhalten. Die freien Wasserflächen, die sich im Zusammenhang mit dem prognostizierten Senkungsverlauf bis zum Jahre 2050 einstellen, werden im Bereich der Bernburger Straße (Q 19) und des Güterbahnhofes (P 23-24/Q23) liegen.

Aktuelle Vernässungen durch das Oberflächenwasser: Durch Hochwasser der Bode sind zum einen die vorflutnahen Regionen der Bodeniederung gefährdet. Zum anderen befinden sich die Bereiche der maximalen Senkungen im Stadtgebiet bereits unterhalb des mittleren Bodewasserspiegels. Beim Übertritt der Bode über die Ufer sind diese ebenfalls durch Überschwemmungen gefährdet. Das Ausmaß der Überschwemmungen des Frühjahrshochwassers vom April 1994 (Abb. 2-7) hatte gezeigt, daß für die Bode im Bereich der Stadt Staßfurt keine ausreichende Hochwasserabführung bestand. Daraufhin wurden umfangreiche Baumaßnahmen (z.B. Erhöhung und Rückbau von Deichen) zum Hochwasserschutz eingeleitet. Die Überschwemmungsfläche von 1994 wird hier zunächst als das aktuelle hochwassergefährdete Gebiet angesehen.

Potentielle Vernässungen durch das Oberflächenwasser: Bei langfristig weiteren Senkungen, insbesondere im unmittelbaren Bereich der Bode (nördliches Senkungsfeld), liegen hier Gebiete einer potentiellen Gefährdung durch Überschwemmungen. Diese Bereiche

ergeben sich aus der Verschneidung der senkungsgefährdeten Gebiete mit den Bodewasserständen (unter Berücksichtigung der Senkungsraten und -prognosen). Nach Beendigung und Einschätzung der bisher erfolgten Sicherungsmaßnahmen bezüglich des Hochwassers sind mit den zuständigen Behörden Gebiete potentiell gefährdeter Überschwemmungen neu zu definieren.

2.2.2.3 Anthropogene und geogene chemische Belastungen von Boden und Grundwasser

Es existieren eine Reihe von organischen und anorganischen Kontaminanten in den verschiedenen Medien (Boden, Wasser, Sediment). Deren Aktivierung/Ausbreitungs- und Wirkungspfade und Gefährdungspotential ist neben dem vorhandenen oder vermuteten Schadstoffpotential von Wechselwirkungen mit den o. g. Risikofaktoren abhängig.

Aktuelle anthropogene Belastungen: Als Beispiel für vorhandene organische Kontaminationen im Oberboden wurde Benzo(a)pyren stellvertretend für die polycyclischen aromatischen Kohlenwasserstoffe (PAK) nach EPA ausgewählt (Birke 2002). Die räumliche Verteilung der Konzentrationsmaxima von Benzo(a)pyren stimmt im Wesentlichen mit der Summenverteilung der PAK im Untersuchungsgebiet überein. Der Belastungsgrad des Oberbodens durch Benzo(a)pyren kann anhand von Überschreitungen der nutzungsbezogenen Prüfwerte aus Tab. 2-3 festgelegt werden.

Tab. 2-3: Nutzungsbezogene Prüfwerte für Benzo(a)pyren nach BBodSchV (1999) für die direkte Aufnahme von Schadstoffe.

Prüfwerte [mg/kg TM]	Ackerbau, Nutzgarten	Kinder- spielflächen	Wohn- gebiete	Park- und Freizeitanlagen	Industrie- und Ge- werbegrundstücke
Benzo(a)pyren	1	2	4	10	12

Eine Überschreitung der nutzungsbezogenen Prüfwerte für Benzo(a)pyren wurde westlich des neuen Bodeüberganges (Planquadrat U 14 in Abb. 3-1), östlich des ehemaligen Dachpappenwerkes (N 27-28, M-N 28) und im Bereich der Concordia-Halde nachgewiesen. Diese Bereiche, einschließlich des Senkungsfeldes Leopoldshall (Deponie 29) mit dem Senkungszentrum „Schwefelteich“ und Gebieten südlich der Industriestraße weisen auch Bodenkontaminationen durch andere organische Schadstoffe auf.

Aktuelle geogene und anthropogene Belastungen: Neben den hohen Salzgehalten entlastender Tiefenwässer sind im Umfeld und Untergrund von Rückstandshalden und den Böden einiger Altindustriorte betonaggressive Sickerwässer zu erwarten. Bei niedrigem Flurabstand des Grundwassers können salzhaltige betonaggressive Wässer die Bausubstanz durch direkten Kontakt oder durch Kapillaraufstieg schädigen, in dem es zur Lösung von Betonmaterial kommen kann. Die Wässer des oberflächennahen Grundwasserleiters wurden daher auf ihre Betonaggressivität untersucht, zu deren Beurteilung des Angriffsgrades auf die vorhandene Bausubstanz die Grenzwerte aus der Tab. 2-4 herangezogen wurden.

Bei einem Chloridgehalt ab 200 mg/l besteht eine erhöhte Korrosion von Beton, Mörtel und Eisen (in der Abb. 2-7 markiert).

Tab. 2-4: Grenzwerte zur Beurteilung des Angriffsgrades von Wässern Auszug aus der DIN 4030-1 (1991).

Parameter [mg/l]	Schwach angreifend	Stark angreifend	Sehr stark angreifend
Magnesium	300 - 1000	1000 - 3000	Über 3000
Sulfat	200 - 600	600 - 3000	Über 3000

Bereiche einer aktuellen und potentiellen Gefährdung des Grund- und Oberflächenwassers durch das Emissionspotential der Deponien / Halden / Altstandorte: Das Gefährdungspotential ist neben der Art der Quelle (Schadstoffpotential) und dem Schutzgut selbst abhängig vom Freisetzungsmechanismus, dem Freisetzungs-, Transport- und Einwirkungsmedium sowie vom Wirkungsmechanismus am Schutzgut. Nachgewiesene Kontaminationen des Grundwassers und des Bodens durch organische und anorganische Schadstoffe sind in der Abb. 2-7 durch farbige Punkte markiert. Die Altablagerungen wurden in Abb. 2-7 als unbewertete Flächen dargestellt, da die Einschätzung des Gefährdungspotentials der Deponien und Halden z.T. auf ihrer Lage im Senkungsgebiet und im Vernässungs- oder Überschwemmungsbereich beruhte und das einer doppelten Wichtung entspräche.

Belastung der Vorflut: Der Kenntnisstand zur Belastung der Vorflut und ihrer Sedimente durch organische und anorganische Kontaminanten ist sehr gering. Das der Bode aus dem Stadtgebiet Staßfurt zufließende Grundwasser ist jedoch in Kontakt mit Halden- und Deponiekörpern und weist vielfach Grundwasserkontaminationen auf. Zudem wird die Bode durch die zentrale Wasserhaltung mit 28 t/d Salz in einem erheblichen Maß belastet.

2.2.2.4 Überlagerung von Risikofaktoren

Aus der Überlagerung der räumlichen aktuellen und potentiellen Gefährdungsbereiche, die z. T. im Verlauf des ersten Forschungsvorhabens erarbeitet wurden, ergeben sich Zonen mit modifiziertem Handlungsbedarf, Nutzungsbeschränkungen und Nutzungsempfehlungen. Die wesentlichen Risikofaktoren im Untersuchungsgebiet Staßfurt wurden kartographisch dargestellt und GIS-technisch überlagert. Das Gesamtgefährdungspotential läßt sich standortspezifisch nach folgenden Kriterien differenzieren:

- Bereiche mit Überlagerung mehrfacher Risiken, die miteinander wechselwirken und sich verstärken können,
- Bereiche einzelner Risiken,
- Bereiche ohne derzeit erkennbare Risiken.

Zwischen diesen genannten Bereichen sind Übergänge möglich.

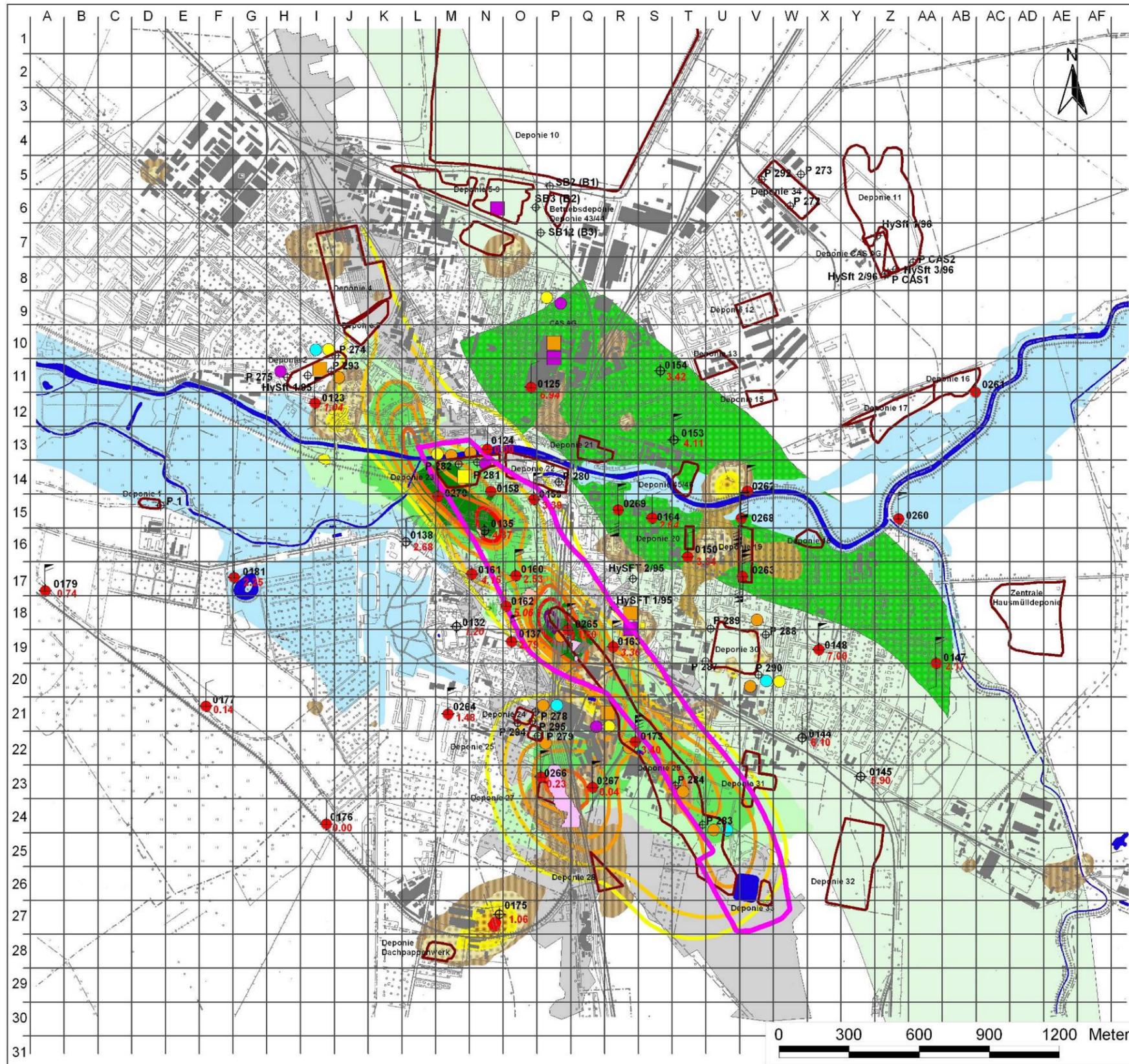


Abb. 2-7: Risiken für die Flächennutzung im Stadtgebiet von Staßfurt (Bohn & Voigt 2002; Knödel & Bohn 2007).

Im Folgenden werden zu diesen Gruppen Beispiele aufgeführt:

Bereiche mit Überlagerung mehrfacher Risiken

- Südliches Stadtgebiet (Planquadrate O-Q 21-23): aktuelles und potentiell Senkungs- und Vernässungsgebiet, Bodenkontaminationen, Altablagerungen ohne Oberflächenabdichtung deren Deponiesohle im Grundwasserbereich liegt, aktuelle und potentielle Grundwasserkontaminationen durch erhöhtes Emissionspotential.
- Östliches Stadtgebiet (U 14): hohe Bodenkontaminationen, Überschwemmungsbereich der Bode, Kontaminationsgefahr der Vorflut, Gefährdung durch erhöhte Erdfallhäufigkeit.

Bereiche einzelner Risiken

- Westliches Stadtgebiet (G-K 17-19): Gefährdung durch Überschwemmungen.
- Östliches Stadtgebiet (Y-Z 17-18): Gefährdung durch erhöhte Erdfallhäufigkeit.

Bereiche ohne derzeit erkennbare Risiken

- Nordwestliches (A-F 7-10) oder südöstliches Stadtgebiet (X-Z 20-22).

Für die Erarbeitung eines Gestaltungs- und Nutzungskonzeptes urban-industrieller Räume auf der Basis von Ursachen- und Wirkungsforschung ist die möglichst detaillierte Risikoeinschätzung ein notwendiger Schritt auf dem Weg zu mehr Planungssicherheit. Hierfür wurden die vielfältigen aktuellen und potentiellen Beeinträchtigungen des Untersuchungsgebietes zusammenfassend in der Karte der Risiken für die Flächennutzung im Stadtgebiet Staßfurt dargestellt (Bohn & Voigt 2002; Knödel & Bohn 2007). Zur Diskretisierung des Untersuchungsgebietes wurde das Stadtgebiet mit einem kleinräumigen Raster unterlegt, welches sich an Planquadraten von Stadtplänen orientiert. Die Karte der Risiken wurde als Instrumentarium für die zukünftige Stadtplanung von Staßfurt entwickelt und 2002 auf der Abschlussitzung zum BMBF-Verbundvorhaben „Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt“ in Staßfurt der Öffentlichkeit vorgestellt.

2.3 Generelle hydrogeologische Situation

2.3.1 Gliederung der Grundwasserkomplexe

Die Abb. 2-8 zeigt die Verbreitung der Hauptgrundwasserleiter im Untersuchungsgebiet, differenziert wird zwischen Grundwasserleitern des Festgesteins sowie des Lockergesteins.

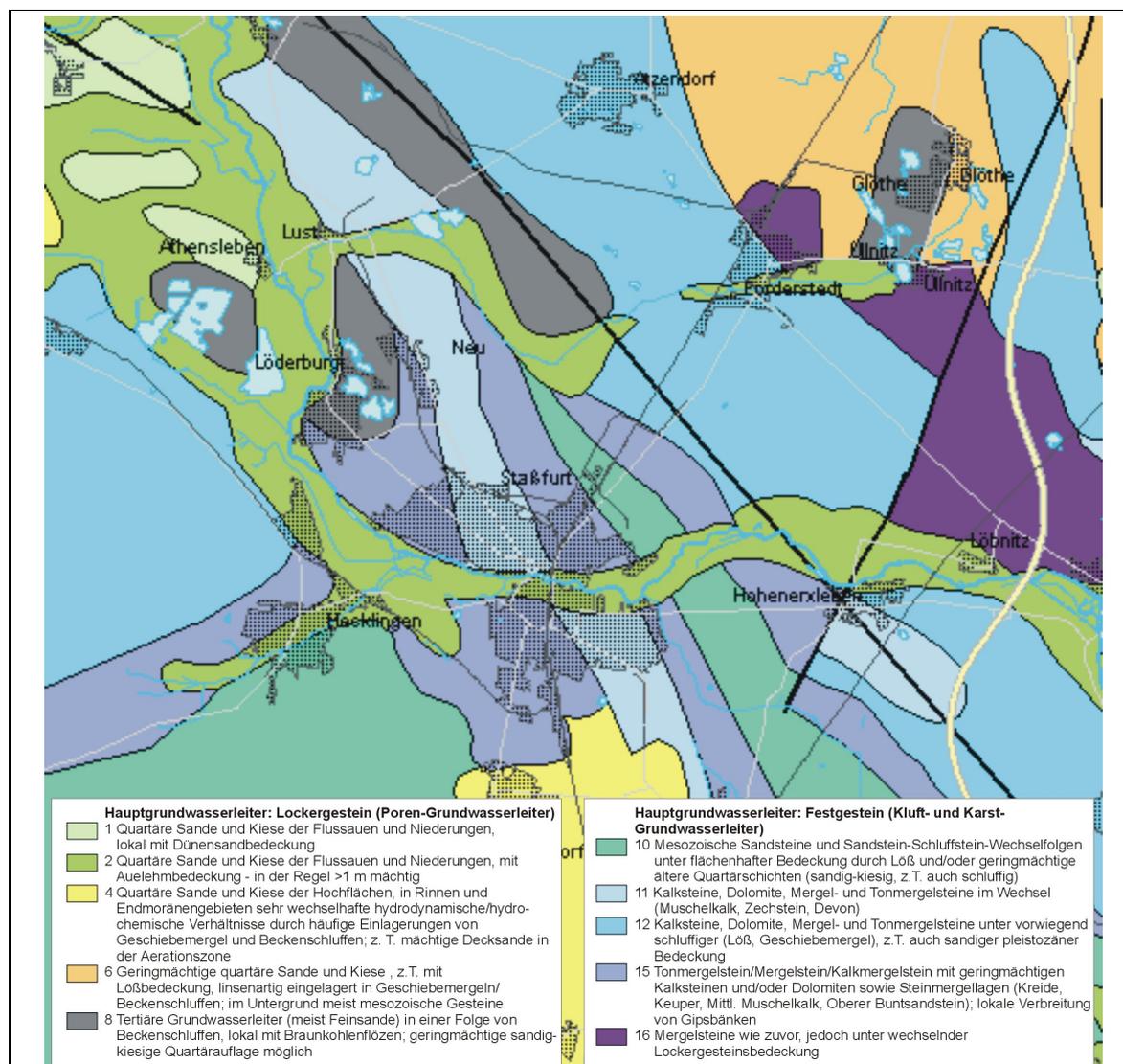


Abb. 2-8: Hydrogeologische Karte des Untersuchungsgebietes (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt 2007) (Ausschnitt)

Die Grundwasserleiter des Gebietes lassen sich nach dem bisherigen hydrogeologischen Kenntnisstand in drei wesentliche Grundwasserkomplexe (GWK) gliedern. Diese weisen spezifische hydrogeologische Charakteristiken auf und sind in sich weiter gegliedert. Sie beinhalten folgende stratigraphische Einheiten:

- Grundwasserkomplex 1 (GWK 1), Lockergesteinsstockwerk:
 - Quartär
 - Tertiär der Randsenken des Salzstockes

- Grundwasserkomplex 2 (GWK 2), Deckgebirgsstockwerk (Trias und Caprock):
 - Keuper (k), Muschelkalk (mu) und Oberer Buntsandstein (so) treten im unmittelbaren Staßfurter Raum nicht auf, sie sind randlich der Sattelstruktur in der sich südwestlich anschließenden Güstener Mulde bzw. der nordöstlich gelegenen Neugatterslebener Mulde vertreten (Thormeier 2001)
 - Buntsandstein:
 - Mittlerer Buntsandstein sm
 - Unterer Buntsandstein su
 - an der Basis vielfach Einsturzbrekzien über abgelaugtem Zechstein die den Übergang bilden zu den Residualgesteinen
 - Residualgesteine des Zechstein (Caprock und Gipsst) z/cr

Die grundsätzlichen Lagerungsverhältnisse zeigt das Profil der Abb. 2-9.

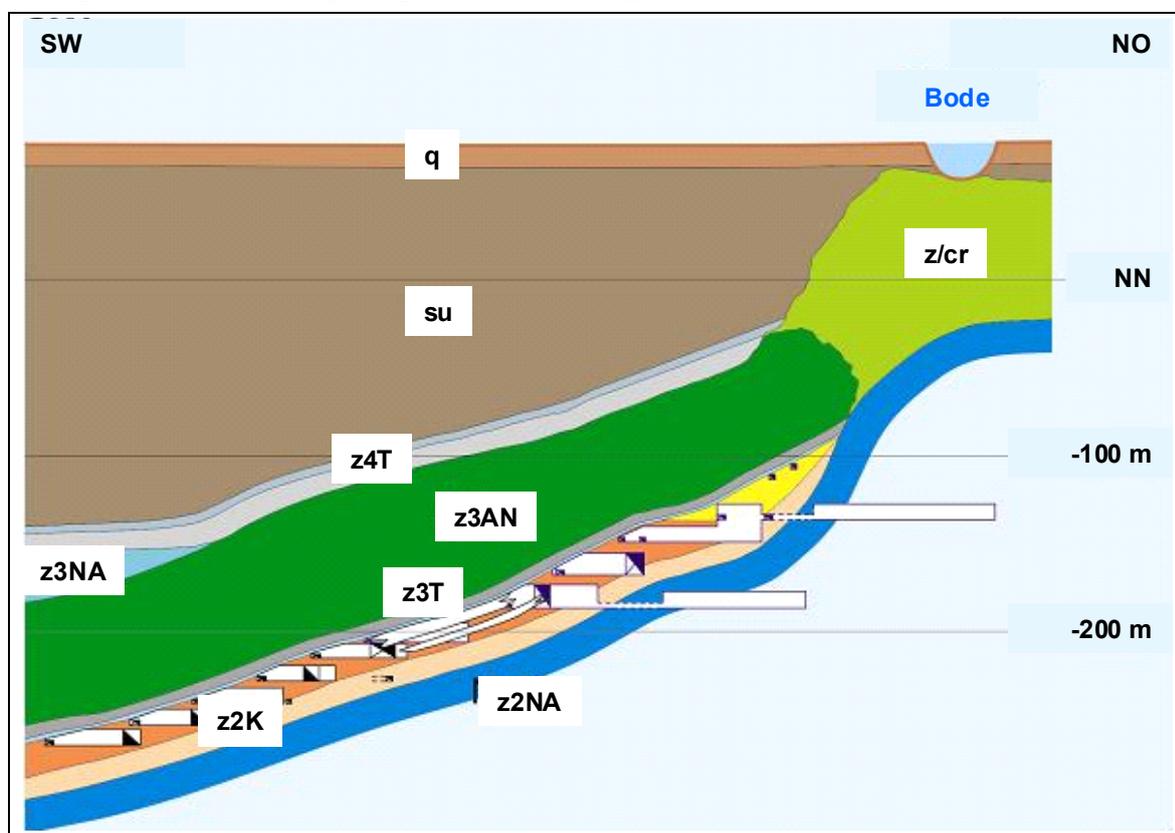


Abb. 2-9: Schematischer geologischer Schnitt durch die westliche Flanke des Staßfurter Sattels und die Salzbergwerke (Stadler 2010 verändert nach Seifert & Bode (2001)).

- Grundwasserkomplex 3 (GWK 3), Salinarstockwerk und Grubenbaue („Tiefe Grundwasserleiter“ nach Seifert & Bode (2001)):
 - Aller-Serie z4:
 - Aller-Steinsalz z4NA und Pegmatitanhydrit z4An i.d.R. nur als Residuate erhalten, bilden Übergang zum Deckgebirge
 - Roter Salzton z4T

- Leine-Serie z3:
 - Leinsteinsalz z3Na mit Abbaukammern im Leinsteinsalz
 - Hauptanhydrit z3An mit Grubenstrecken und Wasserauffangstrecken
 - Leinekarbonat z3C
 - Grauer Salzton z3T
- Staßfurt-Serie z2
 - Deckanhydrit z2AN und Decksteinsalz z2NaD
 - Kaliflöz Staßfurt z2KSt (carnallitische und kainitische Ausbildung) mit Abbaukammern im Kaliflöz Staßfurt
 - Staßfurt-Steinsalz z2NA mit Abbaukammern (Bergemühlen zur Gewinnung von Versatzmaterial) im Staßfurtsteinsalz

2.3.1.1 Grundwasserkomplex GWK 1, Lockergesteinsstockwerk (Quartär, Tertiär)

Die känozoischen, vor allem quartären Ablagerungen sind in Ausbildung und Mächtigkeit sehr heterogen. Die größten Mächtigkeiten treten subrosiv bedingt im Bereich des Gipshutes und erosiv bedingt in Rinnen- und Kolkstrukturen der Bodeaue auf. Hier sind lokal sehr grobe Sedimente nachgewiesen, die bis 40 m in das Hutgestein einschneiden. Großräumig überwiegen feinere Sande. Verbreitet sind auch anthropogene Auffüllungen, die in der Vergangenheit zum Teil zum Ausgleich der Senkungen benutzt wurden und die z.T. Deponiecharakter tragen (Bohn et al. 2001).

Die Mächtigkeit des Quartärs innerhalb des Lockergesteinsstockwerkes schwankt stark zwischen < 2 Meter und > 50 Meter in pleistozänen Rinnen- und Terrassenstrukturen, bei kleinräumig stark wechselnder Lithologie (Kiese, Sande, bindiges Material wie Geschiebemergel bzw. -lehm, Auelehme, Löß und aufgearbeiteter und umgelagerter Buntsandsteinersatz s. z.B. (Wackwitz et al. 2010). Es handelt sich um Porengrundwasserleiter bei der die Wasserführung in geringmächtigen oder bindig ausgebildeten Bereichen lokal fehlen kann. Eine ausgeprägte hydraulische Kommunikation existiert zwischen den Porengrundwasserleitern und dem unbedeckten, stark geklüfteten und verkarsteten Gipshut aber auch zu leitenden Strukturen des Buntsandsteins.

Das Tertiär ist in größerer Mächtigkeit nur in den nördlich von Staßfurt ausgebildeten Randsenken des Salzsattels (Egelner Nord- und Südmulde) und südlich im Raum Güsten vertreten. Die Randsenken haben sich in Folge des tertiären Salzaufstieges entwickelt. Durch einen Wechsel von Sand-, Kies- und Tonfolgen und eingeschalteten Braunkohlenflözen existiert hier eine interne Grundwasserstockwerksgliederung mit Gesamtmächtigkeiten bis 200 m (Blumenstengel & Unger 1993; Lauterbach et al. 1985). Die Schichtenfolgen sind durch Braunkohleabbau vielfach gestört. Die tertiären Randsenken der Egelner Mulde besitzen auf der Westflanke des Sattels Kontakt zur Muschelkalkstruktur des Hakel und werden z.T. durch diese gespeist (Jordan & Weder 1995; Lauterbach et al. 1985; Seifert & Bode 2001).

2.3.1.2 Grundwasserkomplex GWK 2, Deckgebirgsstockwerk (Trias und Caprock)

2.3.1.2.1 *Triassisches Deckgebirge*

Die Geometrien des triassischen Deckgebirges folgen der Struktur des Salzsattels und der benachbarten Muldenstrukturen. Die Mächtigkeit des Buntsandsteins reicht von wenigen 10er Metern im Kontakt zum Gipsstut bis zu mehreren 100 m in den sattelfernen Mulden. An der Basis des Buntsandsteins ist die Lagerung im Bereich wirksamer Subrosion des Liegenden Zechsteins gestört (Einsturzbekzie). In Oberflächennähe (bis ca. 20 m Tiefe) ist der Buntsandstein z.T. stark zersetzt und entfestigt und wirkt in tonig-schluffiger Ausbildung als bindige Deckschicht.

Im Unteren Buntsandstein (Calvörde-Folge, Bernburg-Folge) dominieren tonig-schluffige Gesteine mit nur geringer Durchlässigkeit. Eingeschaltet sind geringmächtige Feinsandsteinlagen und geklüftete Rogensteinbänke von wenigen Dezimetern bis Metern Mächtigkeit, auf die sich die Wasserwegsamkeit i.a. beschränkt. Insgesamt handelt es sich um i.w. um einen Kluftgrundwasserleiter mit einer geringen Leitfähigkeit der (Poren-)Matrix. Die Schichtenverzeichnisse des IG-Bohrungsprogrammes wiesen hingegen vielfach Bereiche erhöhter Klüftung auf (insbesondere im Kontakt zum Salinar), so dass stellenweise von einer vorhandenen Permeabilität des Unteren Buntsandsteins auszugehen ist. Die Ausstrichbreiten des Unteren Buntsandsteins betragen im Bereich der relevanten Südwestflanke des Sattels 800–1400 m.

Im Bereich der ehemaligen Grubenbaue ist die Schichtenfolge des Unteren Buntsandstein durch die aufgetretenen Bergschäden gestört (Zerrungsrisse, Tagesbrüche, Senkungen, (Engelmann et al. 2004).

Die hangenden Sandsteine und Sand-Tonstein-Wechselagerungen des mittleren Buntsandsteins (Solling- bis Volpriehausen) stellen poröse und vielfach deutlich zerklüftete permeable Sedimente dar (Hartmann & Schönberg 1999) und bilden einen Poren-Kluft-Grundwasserleiter. Der Mittlere Buntsandstein ist nur noch außerhalb des Bergschadensgebietes vertreten.

Der obere Buntsandstein streicht auf der Südwestflanke des Sattels im Raum Staßfurt etwa 2,5 bis 3 km vom Sattelzentrum entfernt aus und liegt außerhalb des durch Salzbergbau beeinflussten Gebietes.

Trotz des hydrogeologisch sehr heterogenen Charakters des Buntsandsteines ist großräumig von einem weitgehend zusammenhängenden Stockwerk auszugehen, das hydraulischen Kontakt zum Lockergesteinsstockwerk als auch zu den Vorflutern aufweist.

Muschelkalk und Keuper stehen in mehr als 3 km Entfernung vom Sattelzentrum an. Sie befinden sich außerhalb des durch Salzbergbau beeinflussten Gebietes. Der Muschelkalk war und ist an einigen Standorten ebenfalls Ziel des Bergbaus (z.B. Förderstedt). Darüber hinaus stellt er den regional wichtigsten genutzten Grundwasserleiter dar (Jordan & Weder 1995, Seifert & Bode 2001).

2.3.1.2.2 Residualgestein des Zechsteins

Der Caprock erreicht im Bereich des Sattelzentrums als Gipshut Mächtigkeiten von 80 bis 120 m und steht im Hangenden im Kontakt zum Lockergestein (unbedeckter Caprock) und grenzt im Liegenden an den Salzspiegel des Staßfurt-Steinsalz z2Na. Er wird aus Gipsen mit wechselnden Tonanteilen aufgebaut. Der unbedeckte Caprock (geklüfteter und verkarsteter Gipshut) ist hydraulisch eng an das Lockergesteinsstockwerk gekoppelt. Von besonderer Bedeutung sind hier die tief reichenden Rinnenstrukturen des Quartärs. GWK 1 und GWK 2 bilden hier einen zusammenhängenden Grundwasserleiter mit lokal z.T. starker Wasserführung. Der hydraulische Kontakt zum Unteren Buntsandstein ist durch dessen tonig-schluffige Ausbildung und durch den Roten Salzton (z4T) behindert.

An den Sattelflanken reichen die durch Subrosionsprozesse beeinflussten Gesteine der Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge des Zechsteins in größere Teufen und sind durch den tonig-schluffigen Unteren Buntsandstein bedeckt (bedeckter Caprock). Es handelt sich um Tone, Gipse z.T. Anhydrite in gestörter Lagerung (Subrosionsbrekzien). Der Salzspiegel des Leinsteinsalzes (z3Na) befindet sich in Teufen ab ca. 150-200 m. In geringeren Teufen ist das Leinsteinsalz weitgehend abgelaugt. Der bedeckte Caprock geht in den GWK 3 über.

Das Hutgestein steht im Kern des Sattels im Kontakt zum Staßfurtsteinsalz, in den Flanken zur gesamten stratigraphischen Abfolge des Zechsteins. Bedeutsam ist hier der vielfach vorhandene Kontakt zum Hauptanhydrit A3 und zum Flöz Staßfurt K2, da hier Möglichkeiten verstärkten Lösungstransfers gegeben sind.

2.3.1.3 Grundwasserkomplex GWK 3, Salinarstockwerk und Grubenbaue

Der GWK 3 beinhaltet die im Vergleich zum Caprock relativ unveränderten Salinargesteine des Zechsteins in Teufen ab etwa 100 m. Der GWK 3 ist an den Sattelflanken durch die Schichten des Roten Salztones z4T und in größeren Tiefen durch das Leine-Steinsalz z3Na gegen den Buntsandstein isoliert.

Der grundwasserstauende Rote Salzton z4T weist plastische Eigenschaften auf und kann bei Belastung seine Integrität bis zu einem gewissen Grade erhalten. Er wirkt deshalb trotz der fortgeschrittenen Deformationen durch Subrosion, Tagesbrüche und Konvergenz der Gruben im Bereich der Bergschäden zusammen mit den tonigen Bildungen des Hangenden (Subrosionsgesteine, Unterer Buntsandstein) über weite Bereiche des Untersuchungsgebietes als stauende Deckschicht.

Das Leine-Steinsalz z3Na bildet sofern es nicht subrosiv beeinflusst und bergmännisch beeinträchtigt ist, eine weitere wirksame hydraulische Begrenzung des Salinarstockwerkes zum Hangenden. Der Salzspiegel des z3Na liegt in Teufen ab ca. 150-200 m.

Die Hauptgrundwasserleiter des Salinarstockwerkes bilden der klüftige Hauptanhydrit z3An, der im Raum Staßfurt durch starke Mächtigkeitsschwankungen von 20 bis 90 m in Klippenfazies gekennzeichnet ist (Richter-Bernburg 1985; Schwandt 1991a), sowie die im Kaliflöz Staßfurt (z2K), und im Steinsalz z3Na und z2Na aufgefahrenen Grubengebäude. Die ehemaligen Staßfurter Gruben (Leopoldshall I/II, Heydt, Manteuffel, Achenbach) reichen bis in Teufen von 400 m. Der bergmännisch aufgefahrene Hohlraum betrug ca. 12 Mio. m³ (Seifert & Bode 2001), der beim endgültigen Absaufen der Gruben in den Jahren 1900 bis 1901 nur z.T. versetzt war. Dieses Hohlraumvolumen, hat sich nach der Auf-

gabe der Gruben infolge der Erweiterung durch Lösungsprozesse stark erweitert (Bach 2010).

In den Sattelflanken ist das Leinsteinsalz z.T. nicht mehr vorhanden, so dass der Hauptanhydrit bei geringmächtiger Bedeckung durch Ablagerungen der Aller-Serie direkt an das mesozoische Deckgebirge (Buntsandstein) grenzt.

Grubenstrecken verlaufen auch durch den Hauptanhydrit und wurden in Form einer Wasserauffangstrecke im Grubenfeld Leopoldshall I/II (im Bereich des späteren Einsturzbereiches Strandbad) sogar durch den Roten Salzton bis in den Unteren Buntsandstein getrieben (Dresbach et al. 2009).

Im Sattelpbereich tritt eine Reihe von Bruchstrukturen quer zum Streichen des Sattels auf (erzgebirgische bis rheinische Richtung). Im regionaltektonischen Inventar sind diese Störungsrichtungen mit Scherbewegungen und/oder Vertikalversätzen sowie vielfach tiefreichenden Auflockerungsgefügen verbunden (Rutter 1988).

Durch die Bergschadensprozesse sind Bereiche des GWK 3 zusammengebrochen und haben ihre ursprünglichen hydraulischen Eigenschaften verloren. Hauptanhydrit und Grubenbaue bilden einen zusammenhängenden Kluft-Karst-Grundwasserleiter, der im Liegenden durch das ungestörte Staßfurtsteinsalz begrenzt wird. Am Sattelpkern besitzt dieser Grundwasserleiter über den Hauptanhydrit und das oberhalb etwa 200 m Teufe kainitisch umgewandelte Kaliflöz z2K hydraulischen Kontakt zum unbedeckten Caprock (Gipshut).

Das Absaufen der Gruben begann in Leopoldshall I/II durch Zuflüsse aus dem Hauptanhydrit und dem Deckgebirge und war nach Schwandt (1972) an quer zum Sattel streichende „Zerrungszonen“ gebunden. Ein zusätzliches Problem war der hydraulische Kontakt des Hauptanhydrites und der Kainit-Zone zum hochdurchlässigen Gipshut. Die zum Trockenhalten der Grube zu fördernden Wassermengen stiegen dabei von ca. 1 m³/min (1885) auf über 10 m³/min bis zum Ende des Jahrhunderts an. In den Zuflüssen waren Anteile von Oberflächenwässern (der Bode) nachweisbar und es wurden Korrelationen der Zuflussmengen mit Niederschlagsereignissen, Hochwässern sowie dem Kolmationszustand der Bode nachgewiesen (Bramigk & Leist 1899) d.h. es lag ein offenes System mit Kontakt zu den hangenden Grundwasserkomplexen vor.

Die aktuelle Grundwasserströmung im Staßfurter Raum wird durch die starken Salzgehalts- und Dichtekontraste der Lösungen geprägt (Bohn et al. 2008).

3 Chemie der Salzgesteine und ihrer Lösungen

3.1 Genese der marinen Salzgesteine und primäre Kristallisation

Marine Evaporite entstehen rezent wie in der geologischen Vergangenheit durch Eindunstung von Meerwasser unter ariden Bedingungen in einem abgeschlossenen Meeresbecken oder einem Evaporationsbecken mit temporärem Zufluss (Abb. 3-1). 1877 publizierte Carl Ochsenius diese im Prinzip noch heute gültige Barrentherorie über die Entstehung von Salzlagerstätten (Ochsenius 1877). Voraussetzung ist ein kontinuierlicher oberflächlicher Nachfluß von Meerwasser, ein behinderter Rückfluß der konzentrierten Lösung und der Zustrom von Oberflächenwasser und Niederschlag darf die Menge des verdunsteten Beckenwassers nicht überwiegen.

Die Vorstellung von der Art und Weise der Salzablagerungen ist im Laufe der Zeit überdacht und verändert worden (Arrhenius & Lachmann 1912; Borchert 1959; Braitsch 1962; D'Ans 1947; Frech 1917a; Frech 1917b; Fulda 1923; Fulda 1926; Herrmann 1996; Jänecke 1906; Jänecke 1922; Jänecke 1923; Jänecke 1929; Kühneweg 1930; Van't Hoff 1909) und es existieren eine Reihe von verschiedenen Modellvorstellungen über Umfang, Tiefe und Struktur dieser Sedimentations- oder Isolationsbecken, die Konstellation ihrer Schwellen und die Faziesausbildung, z.B. von (Kendall 1979; Legler 2006; Richter-Bernburg 1953; Warren 2006a; Warren 2010).

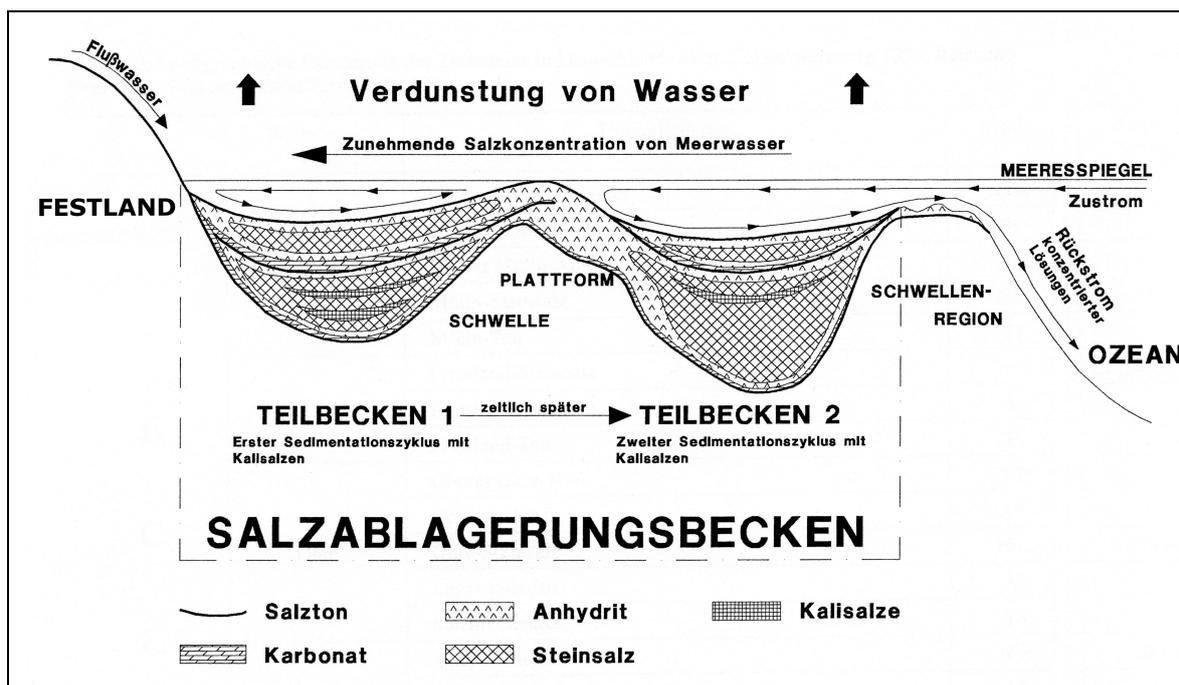


Abb. 3-1: Evaporitbildung in Salzablagerungsbecken aus Beer (1996) nach Herrmann (1981).

So prägte z.B. Richter-Bernburg (1955) den Begriff Sättigungsschelf für die Modellvorstellung, daß sich in seichten Schelfmeeren mit hoher Evaporationsrate ein starker horizontaler Salinitätsgradient entwickelt. Sie diente als Erklärung für die fehlenden Barrieren in manchen Salzbecken, die nicht lokalisiert werden konnten. Andere Autoren erklärten, dass Isolation auch durch dynamische Grenzen wie das Gefälle des Lösungsrückstromes, Dichtedifferenzen zwischen Zulauf und Rückstrom, oder aus Reibung zwischen Zu- und Rückstrom und dem Meeresboden entstehen könnten (Pohl 1992).

Die Zusammensetzung des Meerwassers, zumindest das Verhältnis seiner Hauptbestandteile ist räumlich über die Ozeane als auch zeitlich im Verlauf der Erdgeschichte seit dem Kambrium annähernd konstant (Braitsch 1962; Horita et al. 1991; Lotze 1957; Wattenberg 1938; Wedepohl 1995). Es handelt sich um eine Salzlösung mit 3,5 Gew.-% an gelösten Salzen bestehend aus den sieben Hauptionen Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} und HCO_3^- und etwa 70 Nebenbestandteilen. Die Tab. 3-1 zeigt die durchschnittliche Zusammensetzung von Meerwasser nach Nordstrom et al. (1979), die häufig als Rechenbeispiel in hydrogeochemischen Modellprogrammen verwendet wird.

Tab. 3-1: Meerwasseranalyse nach Nordstrom et al. (1979) aus Appelo & Postma (1996).

Cl^-	Na^+	SO_4^{2-}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+	HCO_3^-	T	Dichte	pH	pe
[mg/l]	[mg/l]	[mg/l]	[mg/l]	[mg/l]	[mg/l]	[mg/l]	[C°]	[g/cm ³]		
19353	10768	2712	1291,8	412,3	399,1	141,7	25	1,023	8,22	8,45

Die Hauptbestandteile sind Steinsalz, Magnesiumchlorid, Magnesiumsulfat, Gips, Kaliumsulfat, Calciumcarbonat und Magnesiumbromid. Alle anderen gelösten Stoffe haben weniger als ein zehntel Promille Anteil. Zu Beginn der Meerwasserverdunstung kristallisieren die relativ schwerlöslichen Calciumcarbonate und Gips bzw. Anhydrit aus, gefolgt von Natriumchlorid und bei weiter fortschreitender Evaporation die Kalisalze. Nur bei vollständiger Eindampfung des Meerwassers kommt es zur Abscheidung von Bischofit. Eine vollständige und ungestörte Ausscheidungsfolge ist in Abb. 3-2 dargestellt, wobei das Hangende je nach Bedingung in drei verschiedenen Variationen ausgebildet sein kann (Herrmann 1981):

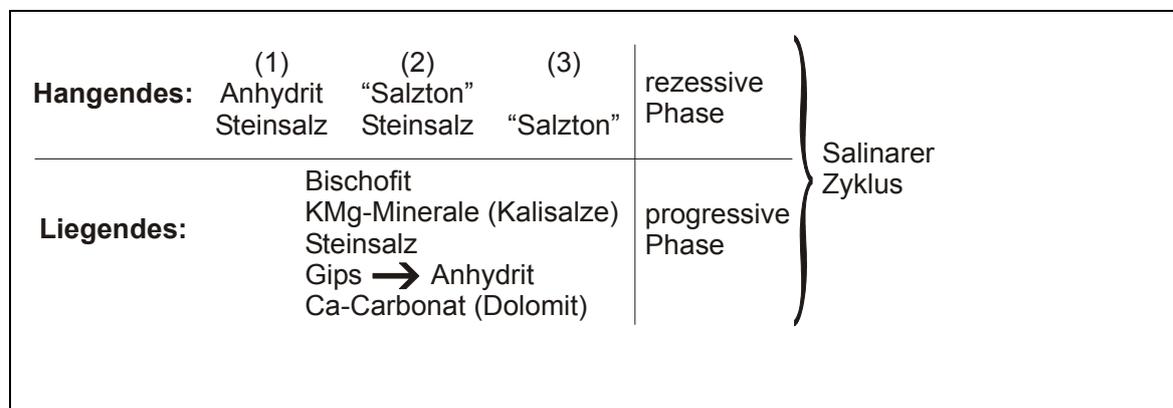


Abb. 3-2: Vollständige und ungestörte Ausscheidungsfolge mariner Evaporite im Vertikalprofil nach Herrmann (1981).

Die Gesteinsabfolge Calciumcarbonat (Kalk, Dolomit), Gips (Anhydrit), Steinsalz, Kaliummagnesiumminerale entspricht der progressiven Phase, also einer zunehmenden Aufkonzentrierung des Meerwassers durch Wasserverdunstung. Bei der rezessiven Phase wird diese gesättigte Salzlösung bei anhaltender Evaporation durch den erneuten Zufluss von frischem Meerwasser wieder verdünnt und die Salze werden in einer umgekehrten Reihenfolge ausgeschieden. Beide Phasen werden als ein salinarer Zyklus zusammengefasst und entsprechen der primären Kristallisation. Wie oben geschildert bildet sich im Idealfall in Abhängigkeit vom jeweiligen Löslichkeitsprodukt ein ganzer Zyklus unterschiedlicher Evaporite (Salinarzyklus), der einmalig ablaufen kann, in der Regel wiederholt er sich je-

doch in Abhängigkeit von der Meerwasserzufuhr vollständig oder teilweise. Die mehrere hundert Meter mächtigen fast monomineralischen Evaporite (meist Halitit oder Sulfate) entstanden über längere Zeiträume bei annähernd gleichbleibendem Salinitätsgrad. Dies wurde durch einen Rückstrom (engl. reflux) der hochkonzentrierten Lösungen ins offene Becken möglich, der in geringer Tiefe unter dem zuströmenden Frischwasser (near surface reflux) oder durch permeable Gesteine der Barriere (seepage reflux) erfolgen konnte (Pohl 1992).

Ein Beispiel hierfür sind die mächtigen Evaporite/Salinarfolgen des Zechsteinmeeres in Mitteleuropa zwischen dem heutigen England und Polen, ein flaches Epikontinentalmeer im späten Perm mit einer Fläche von ungefähr einer Million Quadratkilometern. Vor ca. 250 Millionen Jahren lag dieses Gebiet auf 20 bis 30° nördlicher Breite und es herrschten aride Bedingungen (Mengel et al. 2012). Das Sedimentbecken, das zu einem Großteil vom Zechsteinmeer bedeckt war, wird Zechsteinbecken genannt und gliedert sich in das Nördliche Permische Becken und das Südliche Permische Becken (Abb. 3-3).

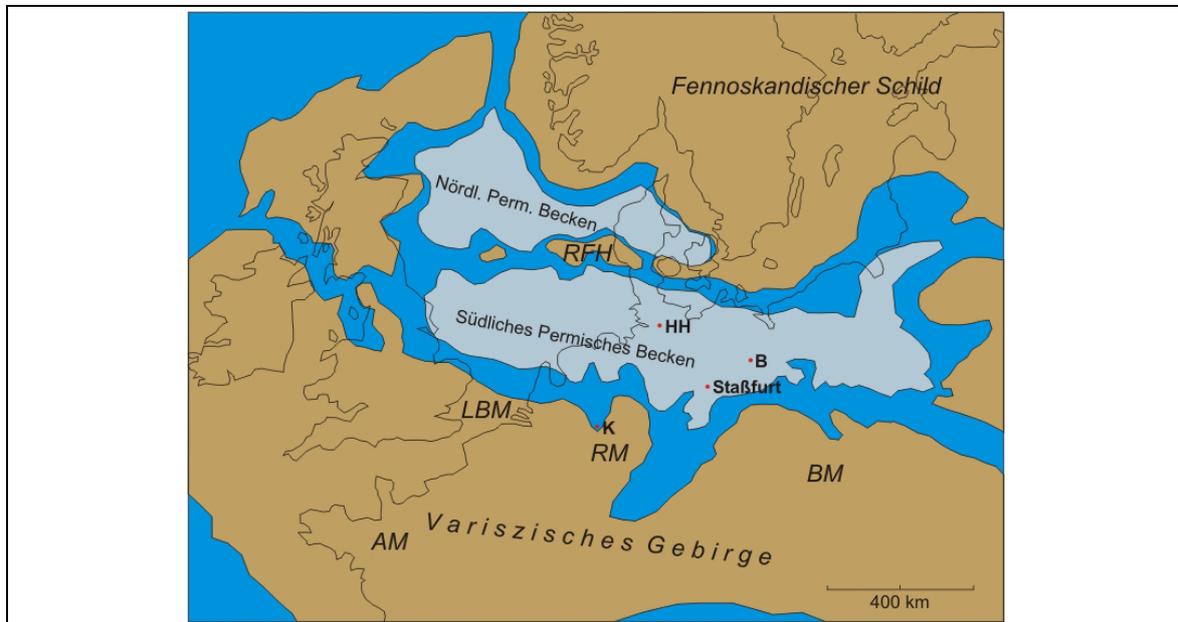


Abb. 3-3: Verbreitung des Zechsteinmeeres (dunkelblau) und Ausdehnung der Evaporite (hellblau) in Mitteleuropa. AM = Armorikanisches Massiv, BM = Böhmisches Massiv, LBM = London-Brabanter Massiv, RFH = Rinköbing-Fühnen Hoch, RM = Rheinisches Massiv. Aus Wolf (2011) verändert nach Van Wees et al. (2000).

Die Zechsteinsalze bestehen aus vier Hauptzyklen:

1. Werra-Folge (Zechstein-Zyklus z1),
2. Staßfurt-Folge (Zechstein-Zyklus z2),
3. Leine-Folge (Zechstein-Zyklus z3),
4. Aller-Folge (Zechstein-Zyklus z4).

In Norddeutschland und im Nordseeraum existieren drei weitere Salinarfolgen:

5. Ohre-Folge (Zechstein-Zyklus z5),
6. Friesland-Folge (Zechstein-Zyklus z6),
7. Fulda-Folge (früher Mölln-Folge) (Zechstein-Zyklus z7) (Radzinski 2008).

3.2 Diagenese und Metamorphose mariner Evaporite

Wie andere Sedimente auch unterliegen die Salzgesteine der Umwandlung durch Umkristallisation, Neubildung von Mineralen oder auch chemischen Veränderungen durch den Einfluß von Formationswässern. Durch die Einwirkung ungesättigter Lösungen, Temperaturänderungen oder mechanische Beanspruchung können die marinen Evaporite nachträglich verändert werden. Diese Prozesse werden begleitet durch Mineralreaktionen, Stofftransporte und Neuverteilung der Elemente. Nach Borchert (1959) wird dieser Vorgang als Metamorphose bezeichnet, da sie alle Kriterien einer Gesteinsmetamorphose erfüllen, nur das der Temperaturbereich bei der Salzmetamorphose viel niedriger ist.

Zur Abgrenzung zwischen Diagenese und Metamorphose bei Evaporiten schlug Kühn (1979) analog zu Winkler (1967) wie bei silikatischen Gesteinen den Temperaturbereich zwischen 200 und 300 °C vor. Alle Vorgänge die unterhalb 200 °C zur Veränderung des Mineralbestandes und des Gefüges stattfinden, sind der Diagenese zuzuschreiben. Sie beginnt unmittelbar nach der primären Abscheidung der Salze, da in dieser Phase bereits metastabile Kristallite in stabile übergehen (z.B. Gips in Anhydrit oder Gips in Polyhalit). In Tab. 3-2 sind einige theoretische thermodiagenetische Übergänge verschiedener Salzminerale zusammengestellt (Kühn 1979).

Tab. 3-2: Theoretische Thermodiagenese in ozeanischen Salzen nach D'Ans 1933 - 1969 (Kühn 1979).

Ausgangsmineral + Paragenese	Temperatur °C der Umbildung	Diageneseprodukte + Lösung
Epsomit + Halit	30,2	Astrakanit + Hexahydrit
Epsomit + Halit + Leonit	27,5	Astrakanit + Hexahydrit
Epsomit + Halit + Carnallit + Kainit	< 18	Kieserit
Epsomit + Halit + Carnallit + Sylvin	11	Kainit
Epsomit + Schönit	18	Kainit
Epsomit + Halit + Sylvin	26	Hexahydrit
Hexahydrit	~ 31	Kieserit
Hexahydrit + Halit	37,6	Löweit + Kieserit
Hexahydrit + Halit + Leonit	32	Astrakanit + Kieserit
Hexahydrit + Astrakanit + Halit	40,3	Löweit
Astrakanit + Halit	~ 60	Löweit + Vanthoffit
Astrakanit + Halit + Thenardit	49	Vanthoffit
Astrakanit + Halit + Kieserit	49	Löweit
Astrakanit + Halit + Kieserit + Kainit + Langbeinit	43	Löweit
Leonit + Halit + Kainit + Kieserit	37,5	Langbeinit
Kainit + Halit + Carnallit	72,5	Kieserit + Sylvin
Kainit + Halit	83	Sylvin + Langbeinit + Kieserit
Carnallit + Halit	167,5	Sylvin

Möller (1986) faßte als Diagenese alle chemischen, physikalischen und biologischen Veränderungen eines Sedimentes während und nach seiner Verfestigung zusammen ausgenommen der Verwitterung und der Metamorphose. Zu ihnen zählen die Kompaktion, Zementation und Auslaugung sowie Alteration, Authigenese, Verdrängungen, Kristallisation, bakterielle Aktivitäten, Hydratation von Mineralen sowie die Bildung von Konkretionen unter Bedingungen der Erdoberfläche oder der äußersten Erdkruste (Drücke unter 0,1 GPa bzw. 1 kbar und Temperaturen < 230 °C).

Prozesse, die im ersten Stadium der Diagenese ablaufen, werden der Frühdiagenese oder der Eodiagenese zugeschrieben (Richter-Bernburg 1979), nachfolgende zur Spätdiagenese. Eine Zuordnung zu den einzelnen Stadien erweist sich mitunter als schwierig, wie u.a. die Untersuchungen zur Genese und Verteilung von Sulfatmineralen im Kaliflöz Staßfurt im Südharz gezeigt haben (Wenzel et al. 1987).

Nach Herrmann 1981 können bei Salzgesteinen in der Regel drei verschiedene Arten von Metamorphose unterschieden werden, je nachdem, ob Lösungseinwirkung, Temperatur oder mechanische Beanspruchung den vorherrschenden Einfluss ausübt:

1. Lösungsmetamorphose
2. Thermometamorphose
3. Dynamometamorphose

Die **Lösungsmetamorphose** ist angesichts der hohen Wasserlöslichkeit von Carnallit, Sylvin oder Halit die wichtigste Art der Salzmetamorphose. Ein bedeutender Vorgang ist hierbei die inkongruente Carnallitersetzung, wobei der kieserithaltige Carnallit durch ungesättigte Salzlösungen bei 83 °C nach folgendem Reaktionsschema (inkongruent) umgewandelt wird (Herrmann 1981):



+ MgCl₂-Lösung Q_{83 °C}

kieseritischer Carnallit

kieseritisches Hartsalz

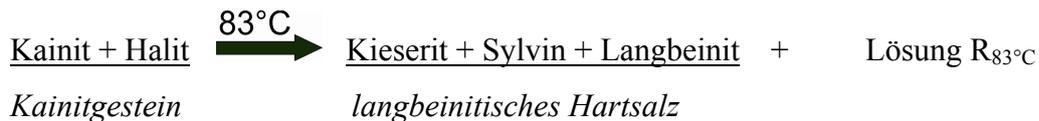
(Lösung Q_{83 °C}: Lösungsparagenese Q (Sättigung Carnallit, Kainit, Sylvin, Halit) bei 83°C)

Die inkongruente Carnallitersetzung ist der wichtigste Metamorphosevorgang in Kalisalz-lagerstätten. Zur Herkunft, der für diesen Metamorphoseprozess notwendigen Lösungen s. Kap. 3.4.

Eine anschauliche Beschreibung des Ablaufs der Lösungsmetamorphose und deren Mineralneubildungsprozesse beim Eindringen von Wasser in ein Bergwerk im Zechsteinsalinar findet sich bei Sander (1988).

Eine Sonderform der Lösungsmetamorphose stellt die Hydrometamorphose dar. Findet beim Eindringen von Tageswässern in eine Salinarformation anstelle von einer Auflösung eine Wasseraufnahme statt, so spricht man von Hydratation oder von Hydrometamorphose. Zum Beispiel bei der Umwandlung von Anhydrit durch Wasseraufnahme zu Gips (Richter-Bernburg 1968).

Bei der **Thermometamorphose** erfolgt durch Temperaturerhöhung eine Umkristallisation bzw. Mineralumbildung der Salzminerale. Auf Grund der engen Stabilitätsbereiche mariner Salzminerale kommt es bereits bei Temperaturerhöhungen von 50 °C auf 100 °C zu Mineralreaktionen. Ohne Lösungszufuhr können sich aus Salzhydraten hydratärmere bzw. –freie Salzminerale bilden, während aus dem freigesetzten Kristallwasser eine gesättigte Salzlösung entsteht. Ein Beispiel hierfür ist das ursprüngliche Salzmineral Kainit, aus dem durch Erhöhung der Temperatur auf 83 °C die Minerale Kieserit, Sylvin und Langbeinit sowie eine Salzlösung entstehen (Herrmann 1981; Herrmann 1996):



(Lösung $R_{83^\circ\text{C}}$: Lösungsparagenese R (Sättigung Carnallit, Kainit, Kieserit, Halit) bei 83°C)

Bei der **Dynamometamorphose** finden isochemische und isophase Umkristallisationen statt, wie sie vor allem bei einer plastischen Verformung der Salzminerale und Salzgesteine geschehen (Herrmann 1980b). Durch das „plastische Fließen“ können zum Teil mechanische Differentiationen zwischen verschiedenen Salzmineralen geschehen, wodurch Anstauungen und Abpressungen von Mineralen und von monomineralischen Salzgesteinen in Salzstrukturen stattfinden. Der chemische und mineralogische Stoffbestand der Salzgesteine wird im Gegensatz zu den beiden anderen Metamorphosearten qualitativ nicht verändert (Herrmann 1981).

Eine Erscheinung der Dynamometamorphose ist die Halokinese. Diese von Trusheim (1957) eingeführte Bezeichnung umfasst alle mit der autonomen Salzbewegung aufgrund von Schwerkraft ohne weitere Energiezufuhr verknüpften Vorgänge. Voraussetzungen hierfür sind die Fließfähigkeit oder auch Kriechfähigkeit der Salzgesteine, eine instabile bzw. inverse Dichteschichtung und das Vorhandensein eines Druckgradienten. Nach Meinhold & Reinhardt (1967) handelt es dabei um ein sogenanntes pseudoviskoses Fließen. Die Halokinese beginnt bei einer Absenkung der Evaporite in über 1000 m Teufe, einer Mindestmächtigkeit der salinaren Sedimente von 300 m und einer Neigung des Untergrundes von mehr als 1°. Am Beispiel der Zechsteinsalze stellt sich die Entwicklung eines Salzstocks folgendermaßen dar: Nach dem Eintreten der kritischen Überlagerung oder Eintreten der Dichteinversion durch die auflagernden klastischen, karbonatischen oder sulfatischen Sedimente beginnen die Zechsteinsalze in die Niederdruckbereiche abzufließen, wodurch ein zunehmend gewölbtes Salzkissen entsteht (Abb. 3-4).

Durch die Aufdomung entstehen an den Flanken primäre Randmulden. Mit dem Durchbruch der Salze durch die hangenden Sedimentschichten beginnt das eigentliche Diapirstadium unter fortschreitender Vertiefung der Randmulden und es entstehen die sekundären Randmulden. Das Salz intrudiert nun das Hangende und bildet einen Diapir (Pohl 1992). Aus den bereits erwähnten halokinetischen Salzstrukturen Salzkissen und Salzdiapir können sich nach Trusheim (1957) langgestreckte Strukturen, die bis zur Erdoberfläche aufsteigen, sogenannte Salzrücken (z.B. der Staßfurt Sattel) bilden. In Norddeutschland finden sich die ältesten und mächtigsten Salzstrukturen, die Salzmauern aus dem Salinar des Rotliegenden, die durchschnittlich 4 km breit und 250 km lang sind und in eine Teufe von 6000 m hinabreichen.

In Abgrenzung zur Halokinese wird bei der Salztektonik das Salz als passives Medium verformt (Herrmann 1981). Nicht immer lassen sich diese beiden Prozesse, besonders in Norddeutschland, voneinander unterschneiden, da tektonische Prozesse oft als Impuls für die Halokinese fungieren (Jaritz 1973; Jaritz 1980; Meinhold 1959; Meinhold & Reinhardt 1967; Rühberg 1976).

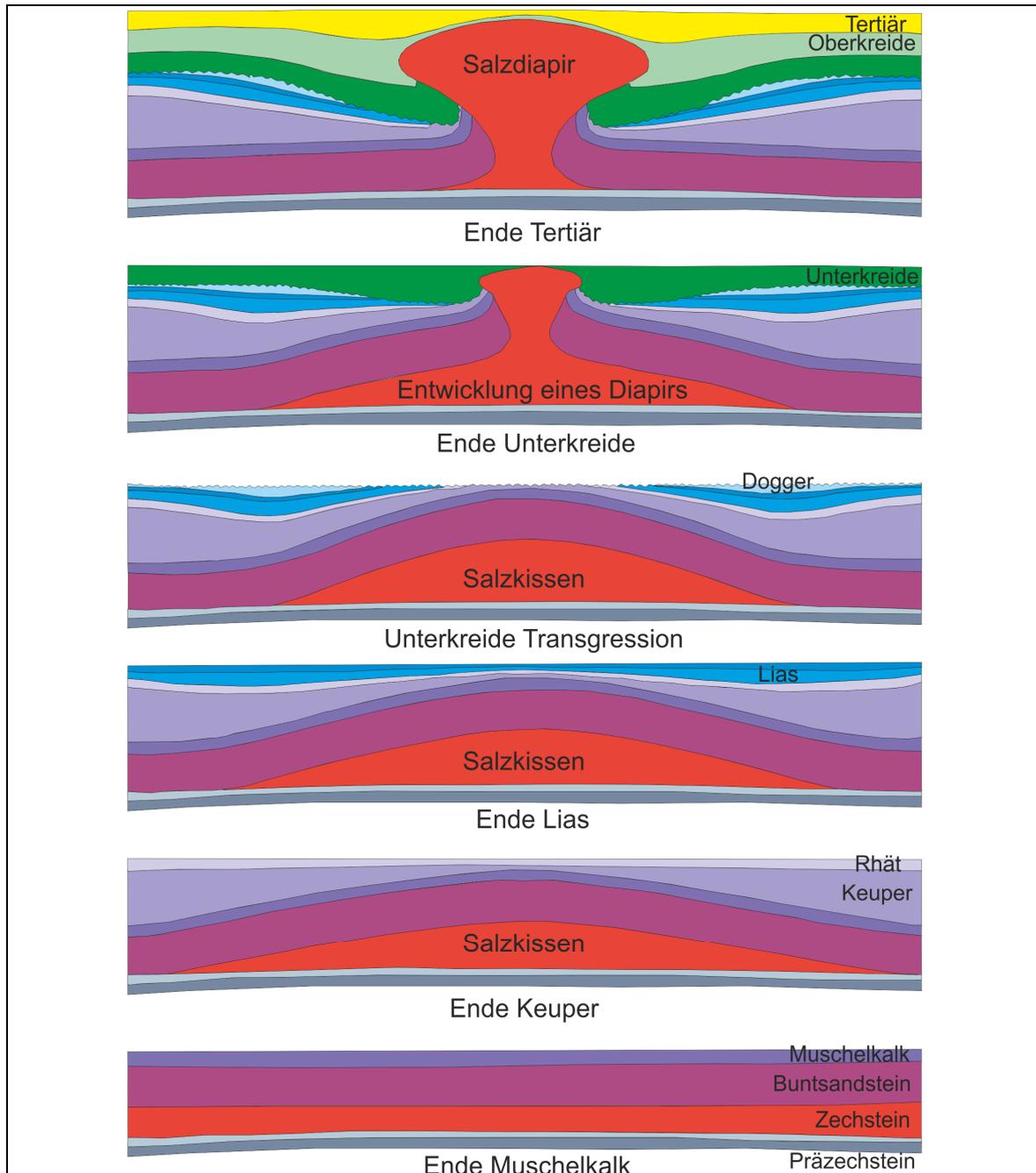


Abb. 3-4: Schematische Entwicklung eines Salzstocks aus dem Zechstein verändert nach Trusheim (1957).

Eine weitere Veränderung von Salzgesteinen, die sogenannte Kontaktmetamorphose, findet z.B. am Kontakt zu Basaltgängen statt (Knipping 1989). Rózsa wendete den Begriff Hydrothermalmetamorphose bei der Entstehung von Hartsalzes an (Rózsa 1915; Rózsa 1916a).

Auch die Vertaubung, also die Entstehung eines kalisalzfreien Bereich innerhalb eines Kaliflözes, beruht wenn nicht syndimentäre Prozesse die Ursache sind, auf lösungsmetamorphen Umbildungen (Heinz & Osten 1982). Als Beispiel genannt seien hier die Vertaubungen der Zechstein-Kalilager im Kalirevier des östlichen Südhazes verursacht durch Gips-Anhydrit-Metamorphose-Lösungen (Borchert & Baier 1953).

3.3 Mineralogie der salinaren Zechsteinhorizonte im Staßfurter Raum

Aus weltweit bekannten Salzlagerstätten sind ca. 50 verschiedene Haupt- und Nebenminerale bekannt. Von diesen Mineralen wurden allein neun in Staßfurt entdeckt und erstmalig beschrieben (Kühn 1959, Baar 1960, Witzke 1999, Dietrich et al. 2004), so z.B. die Minerale Kieserit (Reichardt 1860), Kainit (Zincken 1865a; Zincken 1865b), Tachhydrit (Rammelsberg 1856), Carnallit (Rose 1856) und Bischofit (Ochsenius 1877).

Tab. 3-3: Relevante Salzminerale und ihre petrophysikalischen Eigenschaften bei 25 °C nach Braitsch 1962; Harvie et al. 1984; Ramdohr 1948; Rösler 1988; Schumann 1985.

Name	Kürzel	Chemische Zusammensetzung	Zu-	Härte (Mohs)	Dichte g/cm ³	Verhalten an Luft	Löslichkeitskonstanten mol/kg	Genese
Natrium-, kalium-, und magnesiumhaltige Salze								
Halit	hl	NaCl		2,3	2,168	beständig	37,19	Primäres Salz der marinen Ausscheidungsfolge
Sylvin	syl	KCl		2,2	1,989	beständig	7,941	Primär und sekundär (aus Carnallitersetzung)
Kieserit	ks	MgSO ₄ * H ₂ O		3,5	2,571	metastabil	0,7541	Primäres Mg-Salz der marinen Ausscheidungsfolge
Epsomit	e	MgSO ₄ * 7 H ₂ O		2-2,5	1,677	beständig	0,013151	Primär und sekundär (aus Kieserit)
Carnallit	c	KMgCl ₃ * 6 H ₂ O		2,5	1,602	zerfließend je nach MgCl ₂ -Gehalt	21400	Primäres Kalisalz der marinen Ausscheidungsfolge (i.a. in Paragenese mit Kieserit)
Kainit	k	KMgClSO ₄ * 3 H ₂ O		3	2,132	beständig	0,6419	i.a. sekundär aus Carnallit und Kieserit
Bischofit	bi	MgCl ₂ * 6 H ₂ O		1,5-2	1,604	zerfließend	28538	Primäres Mg-Salz, Endausscheidung
Blödit	bl	Na ₂ Mg[SO ₄] ₂		2,5-3	2,250	beständig	0,004501	Primär u. sekundär (aus Kieserit)
Glaserit	gs	K ₃ Na[SO ₄] ₂		3	2,656	beständig	0,01576	Sekundär
Hexahydrit	hx	Mg[SO ₄] * 6 H ₂ O		2-2,5	1,750	beständig	0,02917	Primär u. sekundär (aus Epsomit)
Leonit	le	K ₂ Mg[SO ₄] ₂ * 4 H ₂ O		2,5-3	2,200	beständig	0,000105	Sekundär (aus Kainit)
Schönit	sh	K ₂ Mg[SO ₄] ₂ * 6 H ₂ O		2,5	2,028	beständig	4,7040E-05	Primär u. sekundär
Thenardit	th	Na ₂ [SO ₄]		2,5-3	2,664	beständig	0,5159	Primär u. sekundär
Calciumhaltige Salze								
Anhydrit	a	CaSO ₄		3,8	2,963	beständig	4,346E-05	Sekundär (Entwässerung von Gips)
Gips	g	CaSO ₄ * 2 H ₂ O		2	2,32	beständig	2,628E-05	Primär u. sekundär (aus Anhydrit oder Polyhalit)
Polyhalit	p	K ₂ MgCa ₂ [SO ₄] ₄ * 2 H ₂ O		3,5	2,78	beständig	1,804E-14	Primär u. sekundär
Tachhydrit	tc	CaMg ₂ Cl ₆ * 12 H ₂ O		2	1,667	zerfließend	2,421E+17	Sekundär
Syngenit	syn	K ₂ Ca[SO ₄] ₂ * H ₂ O		2,5	2,603	beständig	3,563E-08	Sekundär
Glauberit	gl	Na ₂ Ca[SO ₄] ₂		2,5-3	2,75	beständig	5,697E-06	Sekundär

Eine Zusammenstellung der aus dem Zechsteinsalinar vom Staßfurt-Egelner-Sattel bekannten Mineralien findet sich in Schneegass (1964) und für das ehemalige Bergwerk Berlepsch im Stadtzentrum Staßfurt beschreibt Lück (1913) einige Mineralienvorkommen.

Die für das Untersuchungsgebiet relevanten Minerale mit ihrer chemischen Zusammensetzung, einigen petrophysikalischen Eigenschaften und ihrer Genese sind in der Tab. 3-3 zusammengestellt.

Die genetische Zuordnung „primär“ beinhaltet Salze, die bei der Abscheidungsfolge des Meerwassers zunächst ausfallen, wobei aufgrund verschiedener Randbedingungen (thermodynamisches Gleichgewicht der Lösung mit dem Kristallinat, Vorhandensein der Sulfatkomponente, Geschwindigkeit des Evaporationsprozesses) sehr verschiedene Paragenesen entstehen können (vgl. Kap. 3.1). „Primär“ bezeichnet somit alle Vorgänge und Erscheinungen, die der Sedimentation und Diagenese zuzuordnen sind (Elert 1970) (vgl. Kap. 3.2).

Als „sekundär“ werden Salze bezeichnet, die nach der Ablagerung durch Umlösungs- und Metamorphosevorgänge neu gebildet werden. Steuernde Faktoren sind dabei der Chemismus und die Menge von Lösungszutritten, sowie die Temperatur- und Druckverhältnisse. Die evaporitischen Schichtfolgen mit Kaliumsalzen lassen sich i.a. nicht unmittelbar mit der Eindampfungsentwicklung verknüpfen, sondern sind in ihrer jetzigen Struktur stark metamorph überprägt. Verschiedene Minerale können sowohl als primär und als auch sekundär auftreten, so z.B. Sylvin. Nach Herrmann (1991) sind 95 % der gebildeten Salze in Salzlagerstätten dem Chlorid-Typ zuzuordnen, lediglich 5 % repräsentiert der Sulfat-Typ.

Ein Teil der marinen Evaporitsequenzen (z.B. Steinsalze und Anhydrite der verschiedenen Zyklen, s. Tab. 3-3) weisen eine weitgehend monomineralische Zusammensetzung auf. Andere Horizonte, wie die Kali-Flöze bestehen aus charakteristischen Mineralparagenesen, die sich lokal und regional unterscheiden (z.B. sylvinitische und carnallitische Ausbildung der Kaliflöze, s. Tab. 3-4). Ursachen sind neben der primären Mineralausscheidung metamorphe Prozesse (z.B. Umbildungen der Kalilager zu Kainitzonen oder kieseritisch-langbeinitischen Hartsalz bis zur Verlaubung). Hartsalz bezeichnet Salzgesteine, die etwa zu 65 % aus Steinsalz, sowie etwa 15 % aus Sylvin und wechselnden Anteilen der Sulfate Kieserit (kieseritisches Hartsalz) beziehungsweise Anhydrit (anhydritisches Hartsalz) bestehen (Okrusch & Matthes 2005).

Die verschiedenen Mineralparagenesen reagieren mit den untertägig vorkommenden Lösungen (vgl. Kap. 3.4) sehr unterschiedlich und weisen eine differenzierte Lösungsneigung auf. Eine sehr hohe Löslichkeit weist Carnallit auf. Das Mineral zerfließt nach einiger Zeit an der Luft unter Ausscheidung von Sylvin (Lotze 1957).

Evaporite können bereits bei niedrigen Druck- und Zugbeanspruchungen verformt werden. Auch hinsichtlich des geomechanischen Verhaltens der Salinargesteine sind hier Unterscheidungen zu treffen. Die Salzgesteine zeigen vielfach plastisches Verhalten, d.h. sie verhalten sich über längere Zeiträume makroskopisch duktil und es kommt zu einer Verformung der Kristalle. Abweichend davon zeigen Anhydrit- und Carnallitgesteine tendenziell Sprödverhalten, das zu einem durch Klüftigkeit geprägten Deformationsverhalten führt.

Insbesondere der Hauptanhydrit ist aufgrund der häufig geklüfteten und kavernen Struktur Hauptträger von Lösungen des geschlossenen Systems (s. Kap. 0) (Hartmann & Schönberg 1999) und daher als ein Bereich mit erhöhter Wasserwegsamkeit anzusehen, falls diese Klüfte nicht durch sekundäre Salzminerale verheilt sind (Lotze 1957). So entdeckte Rózsa (1914) im Hauptanhydrit des Staßfurter Sattels Klüftfüllungen, die im oberen Teil mit Halit, im unteren mit Polyhalit gefüllt sind und führte dies auf eine Schweresaigerung der eingedrungenen Salzlösung zurück (Weiß 1980).

Tab. 3-4: Mineralparagenesen der Zechsteinfolgen 2 und 3 (nach verschiedenen Autoren).

Horizont/Region	Paragenese (Angaben in Gew.-%)	Quelle
Leine Steinsalz z3NA		
Gorleben	Halit 95 % Anhydrit 4,9 % Polyhalit 0,1 %	Bornemann et al. (1988) in Herbert (2000)
Hauptanhydrit z3AN		
Morsleben (Zone 9 bis 11)	Anhydrit 92 % Carnallit 5 % Magnesit 2 %	Behlau et al. (2000)
Kaliflöz Staßfurt K2 – carnallitische Ausbildung – K2 Carnallit		
Kaliflöz Staßfurt NE-Flanke Staßfurter Sattel (Berlepsch, Ludwig II)	Carnallit 46 - 58,6 % Halit 25,8 - 34,1 % Kieserit 12,7-17,5 % Ton+ Anhydrit 2,5 %	Rózsa (1915)
Durchschnitt Norddeutschland	Carnallit 55 % Halit 26 % Kieserit 17%	Fulda (1943)
Unstrutgebiet	Carnallit 52 % Kieserit 12 % Anhydrit 1,8 % (+ Halit ca. 30 %)	Döhner & Elert (1975)
Staßfurt und Südharz	Carnallit 55 % Halit 26 % Kieserit 17 % Rest 2 %	Bach (2010)
Sondershausen Trümmercarnallit	Carnallit 49,02 % Halit 29,9 % Kieserit 12,9 % Anhydrit 1,7 % Sylvin 3,9 %	Naumann (1911) in Herbert (2000)
Halit-Kainit – Umwandlungsprodukt Kaliflöz Staßfurt K2		
Kainit - NE-Flanke Staßfurter Sattel (Berlepsch)	Kainit 57,2 - 59,8 % Halit 32,4 - 33,8 % Sylvin 4,7 - 6,4 % Ton + Anhydrit 2,6 - 3,1 %	Rózsa (1915)
Kieseritisches Hartsalz – Umwandlungsprodukt Kaliflöz Staßfurt K2		
NE-Flanke Staßfurter Sattel (Berlepsch)	Halit 54,8 - 57,7 % Sylvin 20,3 - 25,6 % Kieserit 17,2 - 18,9 % Anhydrit + Ton 2,4 - 3,1 %	Rózsa (1915)
Staßfurt-Egelter-Sattel	Halit 55 % Sylvin 24 % Kieserit 18 % Anhydrit + Ton 3 %	Lotze (1957), Löffler (1962)
Bernburg	Halit 45 - 60 % Sylvin 15 - 25 % Kieserit 10 - 30 % Carnallit 1 % Anhydrit 1 - 3 % Polyhalit 1 - 7 % Langbeinit 0,5 % Glaserit 1 %	Schwandt (1989) in Herbert (2000)
Staßfurt Steinsalz Na2		
Asse Hauptsalz	Halit 92,6 % Anhydrit 3,96 % Polyhalit 3,42 % Kieserit 0,09 % H ₂ O 0,26 %	JOCKWER (1981) in Herbert (2000)

3.4 Wässrige Lösungen im Salinar und Deckgebirge

Die Entstehung und Herkunft von Lösungen in Kali- und Steinsalzbergwerken wurde in zahlreichen Publikationen thematisiert (Baumert 1928; Baumert 1955, Fulda 1939, Spackeler 1957, Herrmann 1961; Kockert 1968, Gimm & Meyer 1968, Herrmann et al. 1978, Riechel 1982, Elert 1984, Herrmann et al. 2002; Schwandt 1972; Schwandt 1978; Schwandt et al. 1985; Schwandt et al. 1990; Schwandt 1991a; Schwandt 1993).

Nahezu alle marinen Evaporitablagerungen enthalten neben den Mineralen und Gesteinen auch unterschiedliche Mengen an fluiden Bestandteilen. Es handelt sich hierbei um wässrige Lösungen, flüssige Kohlenwasserstoff-Verbindungen (Kondensate) und Gase. Am häufigsten kommen in den Evaporitschichten natürliche wässrige Lösungen unterschiedlicher Entstehung und Herkunft vor. Die Evaporite sind von Nebengesteins- und Deckgebirgsschichten umgeben, in denen ebenfalls häufig Formations- und Grundwässer gespeichert sind. Die Fluide sind in den Gebirgshohlräumen (Poren, Kluft- und Karsthohlräumen) des Salinars und des Neben- und Deckgebirges gespeichert. Während die Lösungen der Evaporitschichten normalerweise an Salzen gesättigt sind, handelt es sich bei den Formations- und Grundwässern überwiegend um ungesättigte wässrige Lösungen oder um Wasser mit sehr niedrigen Salzgehalten, die beim Eindringen in die Salinarformation weitere Lösungsvorgängen bewirken können (Herrmann et al. 2002).

Die Zusammenstellung in **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** gibt eine Übersicht über die Herkunft und Entstehung von potentiellen Lösungen im Salinargebirge. Unterschieden wird zum einen zwischen natürlichen und synthetischen (anthropogenen, technischen oder technologischen) Lösungen, zum anderen innerhalb der natürlichen Lösungen zwischen Lösungen des offenen und geschlossenen Systems. Zwischen diesen verschiedenen Lösungstypen gibt es Übergänge oder Bildung von Mischlösungen (Elert 1984; Kockert 1968).

Tab. 3-5: Im Salinargebirge auftretende Lösungen unterschiedlicher Herkunft und Genese.

Natürliche Lösungen	
Lösungen des geschlossenen Systems – zutretende Lösungsmenge begrenzt	
Lösungen aus der Salzformation:	
Urlaugen (connate waters)	
Erdöl(begleit)wässer	
Metamorphoselösungen z.B.:	Diagenetisch veränderte Lösungen
	Gips-Dehydratationswässer
	Restlösungen aus Carnallit-Umbildungen
Lösungen des offenen Systems (Tageslaugen, Infiltrationslösungen, Formationswässer) – zutretende Lösungsmenge im Vergleich zum Bergwerksvolumen praktisch unbegrenzt	
Lösungen aus dem Neben- oder Deckgebirge ohne Teilnahme am aktiven Wasserkreislauf	
Lösungen aus dem aktiven Grund- oder Oberflächenwasserkreislauf	
Synthetische Lösungen	
Lösungen technischen Ursprungs	
z.B.:	Betriebslösungen
	Schachtlösungen
	Bohrspülungslösungen
	Spülversatzlösungen
	Versatzlösungen
	Wetterlaugen
	Versenkte Fabriklaugen
	Rückstandslösungen der Salzaufbereitung und -verarbeitung (i.d.R. obertägige Lösungen)

Bei **Lösungen des geschlossenen Systems**, d.h. bei Lösungen aus der Salzformation ist die Lösungsmenge in der Regel begrenzt und im Vergleich zum Grubenvolumen i.a. ge-

ring. Es handelt sich um intrasalinare Restlösungen und Metamorphoselösungen, die i.a. ein geringes Lösungspotential besitzen da sie in der Regel nahezu gesättigt sind. Die Lösungen können in Form von Flüssigkeitseinschlüssen (fluid inclusions) in Salzmineralen, vorwiegend in Halit, als Kristallwasser in hydratisierten Mineralen (z.B. Gips, Kieserit, Carnallit), als Haftwasser auf den Korngrenzflächen und als freie Lösungen vorkommen (Herbert 2000). Die Lösungen sind genetisch dem Urlaugen bzw. saline Reliktlösungen (connate waters) oder Metamorphoselösungen zuzuordnen.

Der Begriff „Urlauge“ oder „Mutterlauge“ stammt aus der Zeit, als man noch der Auffassung war diese Wässer seien direkte Relikte des Zechsteinmeeres (Gimm & Meyer 1968). Die in den Kali- und Steinsalzvorkommen Mittel- und Norddeutschlands vorhandenen Reste von konzentriertem und chemisch stark verändertem Meerwasser (durch Wechselwirkungen mit Salzgesteinen, Salztonen, Mineralreaktionen und zur $(\text{Mg})\text{SO}_4$ -Verarmung führenden Reaktionen) sind überwiegend konzentrierte MgCl_2 -Lösungen mit Br-Anteilen $\geq 0,3\%$. Als Speichergestein für diese Restlösungen fungiert häufig klüftiges Anhydritgestein. Lediglich in Form von fluid inclusions können Reste von nahezu unverändertem konzentrierten Meerwasser konserviert werden (von Borstel 1992).

Metamorphoselösungen (Restlaugen) entstanden nach der Bildung der Evaporitgesteine aus Meerwasser. Als mögliche Ursachen kommen die Einwirkungen ungesättigter wässriger Lösungen auf spezifische Salzgesteine bei der Lösungsmetamorphose oder die Freisetzung von Kristallwasser aus bestimmten Evaporitmineralen aufgrund von Temperatureinwirkungen auf das Salzgestein bei der Thermometamorphose in Betracht. Die bei der Lösungsmetamorphose entstandenen Lösungen sind im Vergleich zu den Meerwasser-Restlösungen häufig durch niedrigere MgCl_2 - und Br-Anteile gekennzeichnet (Herrmann et al. 2002). Beispielsweise die autigenen Schmelzlösungen, die bei geothermischer Temperatursteigerung aus primär wasserreichen Salzen wie Carnallit, Epsomit, Kieserit und Hexahydrit entstehen. Erwähnenswert sind auch die Gips-Anhydrit-Metamorphosewässer, die bei der synsedimentären Umbildung von Gips zu Anhydrit freigesetzt werden (Kockert 1968).

Die Bezeichnung Erdöl(begleit)wässer begründet sich nach Krecji-Graf in Kockert (1968) auf folgenden Sachverhalt, Salzwässer sind in Verbindung mit Erdöl- und Erdgas als verschiedene Produkte desselben Vorganges anzusehen. Plankton besteht zu 90 % aus Wasser und dient damit als Hauptquelle für die das Erdöl begleitenden Salzlösungen. Der hohe Gehalt an Spurenelementen lässt sich auf weitere beim Zerfall entstehenden Produkte erklären, die in der Salzlösung aufkonzentriert werden.

Die **Lösungen des offenen Systems** stammen aus dem Deck- und Nebengebirge (vgl. Kap. 2.3.1). Das Lösungsvolumen ist im Vergleich zum Grubenvolumen sehr groß bis nahezu unbegrenzt, insbesondere wenn die Wässer aus dem aktiven Wasserkreislauf stammen. Diese vorwiegend ungesättigten Lösungen besitzen ein erhebliches Lösungspotential im Salinar. Hauptlösungsspeicher sind klüftige und kavernöse Anhydrite, insbesondere der Hauptanhydrit z3AN (Hartmann 1999).

Spackeler (1957) und Gimm & Meyer (1968) bezeichneten die von außen in eine Salzformation eindringenden Lösungen und Wässer als Tageslaugen. Infiltrationswässer oder -lösungen nannte Kockert (1968) Grundwässer, die durch infiltrierte Niederschläge gebildet wurden. Es bestand oder besteht also Kontakt zur Tagesoberfläche. Diese Lösungen oder Wässer können durch die Schachtröhre, durch offene oder ungenügend verfüllte Bohrun-

gen, auf Störungszonen und in Bereichen des Salzspiegels oder Salzhangs in das Grubengebäude eindringen.

Der Sammelbegriff Gebirgslösungen umfasst Lösungen unterschiedlicher Entstehung und Herkunft. Es kann sich z.B. um Restlösungen, Metamorphoselösungen, Deckgebirgslösungen, Porenlösungen oder Formationswasser handeln (Herrmann et al. 2002).

Unter Formationswasser (connates Wasser) wird ein synsedimentäres Wasser verstanden, das bei Bildung von Sedimentgesteinen in den Gesteinsporen eingeschlossen wurde (Adam et al. 2000). Bei Möller (1986) findet sich als Synonym für Formationswasser die Bezeichnung Restporenwasser (connates oder formationales Wasser) und wird definiert als in Sedimentgesteinen eingeschlossenes fossiles Wasser meist meteorischen Ursprungs, das über geologische Zeiten hinweg keinen Kontakt mit der Atmosphäre hatte.

Die Abb. 3-5 gibt einen Überblick zur räumlichen Verteilung der potentiell vorkommenden Lösungen und Wässer in einem Salzbergwerk.

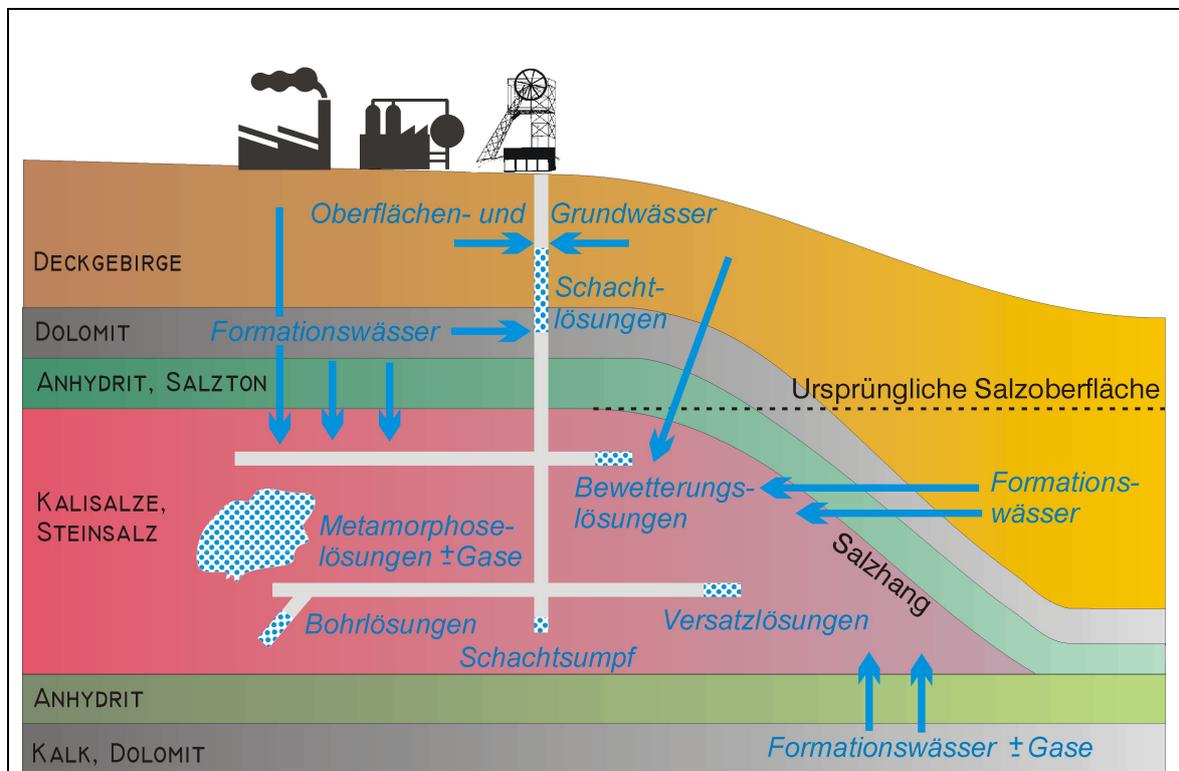


Abb. 3-5: Mögliche Herkunft der in Kali- und Steinsalzbergwerken vorkommenden Lösungen (verändert nach Herrmann et al. (1978))

Zu den Lösungen, die anthropogen durch die Bergbauaktivitäten entstanden sind, gehören Betriebs-, Schacht-, Bohrspülungs-, Spülversatz- und Versatzlösungen. Aber auch versenkte Fabriklaugen (Mutterlaugen, Endlaugen und Waschwässer) aus der chemischen Industrie (Spackeler 1957), Industrieabwässer, sowie Rückstandslösungen der Salzaufbereitung und -verarbeitung. Die sogenannten Wetterlaugen oder Bewetterungslösungen sind durch Konzentration des Wasserdampfgehaltes der Grubenwetter, d.h. Zufuhr von Frischluft und Kondensation der darin enthaltenen Luftfeuchtigkeit, im Grubengebäude entstanden und kommen fast ausschließlich in Gruben mit anstehendem Carnallit vor (Kockert 1968).

Daneben gibt es noch eine Einteilung der Lösungsvorkommen nach ihrer Lokalität und Ausbildung, die natürlichen oder anthropogenen Ursprungs sein können, z.B. Feuchtstellen, Standlösungen, Tropfstellen und Lösungseinschlüsse (fluid inclusions) in Salzmineralen (Herrmann et al. 2002).

Bei den Lösungszuflüssen wird ferner zwischen Zuflüssen aus dem Hangenden und aus dem Liegenden differenziert. Nach Schilder et al. (1983) entfallen dabei mehr als 90 % von den insgesamt zugeflossenen Mengen auf Hangenzuflüsse und nur 5 % auf Zuflüsse aus dem Liegenden aus den Bereichen Basalanhydrit/Hauptdolomit bzw. Zechsteinbasis. Die Hauptzuflüsse in den Kaliabbaugebieten Mitteldeutschlands konzentrieren sich in Teufen oberhalb 500 m, hauptsächlich da die Kluftweiten mit zunehmender Teufe abnehmen (Schwandt 1991b). Zuflüsse von Salzlösungen und Wässern stehen im engen Zusammenhang mit der vorherrschenden Tektonik. So finden sich nach Schwandt (1972) die größten Zuflußmengen in Grubenfeldern in Nähe der Sättel (Staßfurt-Egelner-Sattel, Ascherslebener Sattel), da sie die tektonisch am stärksten beeinflussten Gebiete sind. Deutlich wird dies durch die stark zerklüftete Schichtenfolge, die durch Störungen versetzt und teilweise abgelaugt ist.

Schwandt et al. (1985); Schwandt (1991a) differenzierten ferner die Lösungen und Wässer entsprechend der Entwicklung der Zuflußmengen grundsätzlich in zwei Haupttypen. Beim ersten Haupttyp ist der Zufluß vom Auftritt bis Abschluss nahezu konstant und weist in der Regel eine geringe Schüttung auf. Sie sind meist an lokale Schnitte und Kluftzonen gebunden und sind in geschlossenen Systemen zu finden. Die Zuflußmenge beim zweiten Haupttyp beginnt mit einer geringen Schüttung, die gleichmäßig oder abrupt zunimmt (vgl. Tab. 3-5). Sie treten bevorzugt in der Nähe bzw. am Rande von Auslaugungsgebieten auf.

Als Lösungsspeicher im betrachteten Untersuchungsraum fungieren neben dem bereits erwähnten Hauptanhydrit, der Rogenstein des Unteren Buntsandsteins, der Salzspiegel, der Gipshut, der Kainithut und der Carnallit (Baumert (1952) in von Borstel (1992)).

Für Lösungen und Gase können Wegsamkeiten zwischen den Evaporiten und dem Neben- und Deckgebirge durch Schnitte, Klüfte, Risse, Störungszonen und Gesteinsgrenzen geschaffen werden, die durch mechanische Bewegung oder Auflösungsprozesse im Salzgebirge entstehen (Herrmann 1979).

Schwandt (1991a) konnte für Abbaugebiete der Staßfurt- und Ronnenberg-Kaliflöze an der Nordost-Flanke des Staßfurter Sattels folgende natürliche Salzlösungstypen nachweisen:

- Salinare Reliktlösungen,
- Erdölbegleitwässer,
- Ablaugungs- bzw. Salzhanglösungen,
- Mischlösungen.

Salinare Reliktlösungen sind hochkonzentriert, in der Regel durch $MgCl_2$ dominiert. Sie weisen einen Cl^-/Br^- -Quotienten unter 80 auf und haben Eisen(II)-Gehalte von 200 – 550 mg/l, Borgehalte von 280 – 850 mg/l und Lithiumgehalte von 100 – 200 mg/l. Hingegen zeigen Ablaugungs- bzw. Salzhanglösungen ein stark variierendes $MgCl_2/NaCl$ -Verhältnis und niedrigere Spurenelementkonzentrationen.

3.4.1 Hydrochemie salinärer Wässer und Lösungen

3.4.2 Chemische Klassifikation der Salzlösungen anhand der Hauptkomponenten

Um Aussagen über mögliche Lösungs- und Reaktionsprozesse der vorhandenen und zutretenden Lösungen mit den anstehende Salzgesteinen in Salzbergwerken treffen zu können, ist eine Systematik der Salzlösungen anhand ihrer Hauptkomponenten erforderlich um deren Gefährdungspotential beschreiben zu können und ggf. zu quantifizieren. Die Konzentration bzw. der Sättigungsgrad einer Salzlösung steht hier für seine Lösefähigkeit bzw. sein Gefährdungspotential gegenüber den löslichen Salzgesteinen.

Herrmann et al. (1978) erstellten anhand der chemischen Zusammensetzung bzw. der Gesamtsalzkonzentration von Wässern und Salzlösungen eine Klassifikation auf, welche in Tab. 3-6 zusammenfassend dargestellt ist.

Tab. 3-6: Klassifikation von Salzlösungen aus Kali- und Steinsalzbergwerken nach Herrmann et al. (1978).

Gruppe	Lösungstyp	Molverhältnis	Salzgehalt in g/l	Dichte in g/cm ³ (20 °C)
1	Süßwasser	-	bis 1	bis 1,001 ± 0,0005
2	Salzwasser			
2A	NaCl-Lösung	NaCl > KCl und MgCl ₂		
2B	KCl-Lösung	KCl > NaCl und MgCl ₂	> 1 - 35	> 1,0005 bis 1,03 ± 0,01
2C	MgCl ₂ -Lösung	MgCl ₂ > NaCl und KCl		
2D	CaCl ₂ -Lösung	CaCl ₂ > 0		
3	Schwachkonzentrierte Salzlösung			
3A	NaCl-Lösung	NaCl > KCl und MgCl ₂		
3B	KCl-Lösung	KCl > NaCl und MgCl ₂	> 35 - 150	> 1,02 bis 1,11 ± 0,01
3C	MgCl ₂ -Lösung	MgCl ₂ > NaCl und KCl		
3D	CaCl ₂ -Lösung	CaCl ₂ > 0		
4	Konzentrierte Salzlösungen			
4A	NaCl-Lösung	NaCl > KCl und MgCl ₂		
4B	KCl-Lösung	KCl > NaCl und MgCl ₂	> 150 - 350	> 1,10 bis 1,24 ± 0,02
4C	MgCl ₂ -Lösung	MgCl ₂ > NaCl und KCl		
4D	CaCl ₂ -Lösung	CaCl ₂ > 0		
5	Stark konzentrierte Salzlösungen			
5A	NaCl-Lösung	NaCl > KCl und MgCl ₂		
5B	KCl-Lösung	KCl > NaCl und MgCl ₂	> 350	> 1,22
5C	MgCl ₂ -Lösung	MgCl ₂ > NaCl und KCl		
5D	CaCl ₂ -Lösung	CaCl ₂ > 0		

Gemäß ihrer Salzkonzentration werden die Lösungen in die fünf Hauptgruppen Süßwasser, Salzwasser, schwachkonzentrierte Salzlösungen, konzentrierte Salzlösungen und stark konzentrierte Salzlösungen gegliedert. Die Konzentrationen reichen bei Süßwasser der Gruppe 1 von 1 bis 350 g/l bei Gruppe 5, die die stark konzentrierten Salzlösungen bilden.

Meerwasser weist einen Salzgehalt von 35 g/l auf. Bei höheren Konzentrationen spricht man schon von schwachkonzentrierten Salzlösungen (Gruppe 4). Ab einer Konzentration von 350g/l bei der Gruppe 5 kann die stark konzentrierte Salzlösung bereits beispielsweise an NaCl gesättigt sein. Eine weitere Unterteilung erfolgt durch die Untergruppen A, B, C, und D, die angeben ob eine Lösung vorwiegend NaCl, KCl, MgCl₂ oder CaCl₂ enthält.

Die Herkunft und Genese von Wässern und Salzlösungen anhand ihrer Hauptkomponenten herzuleiten erweist sich als diffizil, da geogene Merkmale oft anthropogen beeinflusst sein können.

Geogenes Magnesiumchlorid (MgCl₂) aus permischen Atmlösungen zeichnet sich durch erhöhte Br- und Li-Gehalte aus. Dieser Effekt kann anthropogen überprägt sein durch Einflüsse aus den verschiedenen Salzhalden oder auch durch Einträge von Streusalz (NaCl) durch die Straßenabwässer (Seifert et al. 1999).

Kalium eignet sich zur Beurteilung von Salzlösungsvorkommen ebenso wenig. Durch die unterschiedlichen Löslichkeiten und Lösegeschwindigkeiten magnesiumhaltiger und kaliumhaltiger Salzminerale (Karsten 1954a; Karsten 1954b; Röhr 1981) können zeitweise abweichende Konzentrationsverhältnisse entstehen. In Oberflächennähe geben erhöhte Kaliumkonzentrationen in den Wässern oder Lösungen Hinweise auf Subrosionsvorgänge aber auch anthropogene Einflüsse durch kaliumreiche Düngemittel sind denkbar.

Calciumchlorid konnte bei untertägigen Lösungszutritten im Raum Staßfurt nicht beobachtet werden (Herrmann 1961). In dieser Gegend tritt CaCl₂ in den Grundwässern als anthropogen verursachtes Abprodukt der Sodaproduktion auf und ist ubiquitär im Untersuchungsgebiet vertreten.

Beim Natrium ist sowohl eine Zuordnung zu Lösungsprozessen im Zechsteinsalinar als auch eine Einflußwirkung früher angelegter Halden möglich (Seifert et al. 1999). Auch anthropogene Einflüsse durch Streusalze sind nicht auszuschließen.

Nach Pinneker et al. (1966) in Voigt (1972) zeichnen sich durch Auslaugung entstandene NaCl-Salzlösungen (hochkonzentrierte Infiltrationswässer) durch einen Koeffizienten von $r_{Na}/r_{Cl} > 0,87$ aus, bei Meerwasser beträgt dieser 0,85.

Slavjanova & Galizyn (1968) in Voigt (1972) unterschieden bei der Untersuchung von Salzlösungen des südwestlichen Teils der Russischen Tafel verschiedene Wassertypen.

- **Auslaugungswässer:**

- Rezente Infiltrationswässer: Gesamtmineralisation = 35 – 320 g/l, $r_{Na}/r_{Cl} = 0,95 – 1,1$, $r_{Ca}/r_{Mg} = 4 – 15$,
- Sedimentations- und fossile Infiltrationswässer: Gesamtmineralisation = 50 – 320 g/l, $r_{Na}/r_{Cl} = 0,8 – 0,95$, $r_{Ca}/r_{Mg} = 1 – 4$,

- **Metamorphisierte Sedimentations- und Infiltrationswässer**

- Gering metamorphisiert: Gesamtmineralisation = 35 – 290 g/l, $r_{Na}/r_{Cl} = 0,8 – 0,95$, $r_{Ca}/r_{Mg} = 0 – 3$,
- Stark metamorphisiert: Gesamtmineralisation = 150 – 350 g/l, $r_{Na}/r_{Cl} = 0,4 – 0,6$, $r_{Ca}/r_{Mg} = 6 – 10$,
- Metamorphisiert bei hohen Temperaturen: Gesamtmineralisation = 35 – 150 g/l, $r_{Na}/r_{Cl} = 0,8 – 0,9$, $r_{Ca}/r_{Mg} = 1 – 3$,

- **Salinare Reliktwässer:**

- Gering metamorphisiert: Gesamtmineralisation = 300 – 450 g/l, $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}} = 0,3$, $r_{\text{Ca}}/r_{\text{Mg}} = 0,3$,
- Stark metamorphisiert: Gesamtmineralisation = 200 – 400 g/l, $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}} = 0,5$, $r_{\text{Ca}}/r_{\text{Mg}} = 2$.

3.4.3 Theoretisch vorkommende Lösungen im Untersuchungsgebiet

Eine mit den Salzmineralen bzw. den Mineralparagenesen (s. Tab. 3-3 und Tab. 3-4) in Kontakt kommende Lösung (die z.B. aus dem Deck- und Nebengebirge ins Salinargebirge eindringt) durchläuft eine charakteristische Entwicklung in Abhängigkeit von der Ausgangszusammensetzung der Lösung, den anstehenden Mineralphasen und deren Löslichkeitsprodukten. Es erfolgt, unter der Voraussetzung einer hinreichenden Verfügbarkeit der entsprechenden Mineralphasen, eine Lösung der Minerale bis zum Erreichen eines Ionenaktivitätsproduktes (IAP) = Löslichkeitsprodukt der Phase (K_{LP}), d.h. bis zum Sättigungsindex $SI = 0$) (s. Kap. 5.1.1). Der Lösungsschemismus entwickelt sich dabei in charakteristischer Weise. Es entstehen verschiedene Lösungstypen, die sich durch einen eigenen Schemismus auszeichnen und sehr unterschiedliches Lösungspotential im Salinargebirge besitzen.

Die folgenden Lösungen a) bis d) sind in Zusammenhang mit der regionalen Geologie und Mineralogie (s. Tab. 2-1 und Tab. 3-4) beim Kontakt einer gegenüber den Salzmineralen ungesättigten Ausgangslösung mit den verschiedenen Gesteinen des Salinargebirges im Bereich Staßfurter Sattel zu erwarten:

- a) Lösung gesättigt für Anhydrit und Gips,
- b) Lösung gesättigt für Halit, Anhydrit und Gips.

Nach Erreichen der Halit-Sättigung durchlaufen die Lösungen bei Kontakt mit Kalium- und Magnesium-Mineralen charakteristische Entwicklungsphasen und Gleichgewichte mit den entsprechenden Mineralphasen. Zwei Entwicklungsphasen der Lösungen sind im Falle der Problematik von Lösungsprozessen in carnallitischen Kaliflözen von Bedeutung, da sie im Gleichgewicht mit den wesentlichen Mineralphasen des K2 sind und Endpunkte der Lösungsentwicklung darstellen:

- c) Lösung gesättigt für Halit, Carnallit, Kainit, Sylvin (und Anhydrit) - nicht für Kieserit, sogenannte „Q-Lösung“,
- d) Lösung gesättigt für Halit, Carnallit, Kainit, Sylvin, Kieserit (und Anhydrit) – sogenannte „R-Lösung“.

Zwischen diesen Lösungstypen bestehen Übergänge. Bezogen auf die stratigraphischen Horizonte und deren Mineralparagenesen bedeutet das:

- Kein weiteres Lösungspotential zu Anhydriten/Gipsen besitzen Lösungen der Typen a) und b),
- Kein weiteres Lösungspotential gegenüber (anhydritischem) Steinsalz besitzen Lösungen der Typen b), c), d),

- Kein weiteres Lösungspotential gegenüber polyhalitischem Steinsalz und kieseritischem Hartsalz, sowie Kainitzonen weisen Lösungen des Typs c) auf (Q-Lösungen),
- Kein weiteres Lösungspotential gegenüber Carnallit-Horizonten besitzen Lösungen des Typs d) (R-Lösungen).

Zu berücksichtigen ist die Situation in den abgesoffenen Grubenbauen (s. Kap. 2.2), durch die weitreichende hydraulische Verbindungen zwischen Steinsalz- und Carnallit- bzw. Kainit-Horizonten, z.T. auch zum A3 und dem Gipshut existieren. Der A3 ist zudem offenbar z.T. eingebrochen, so dass im Salinar/den Grubenbauen ein Kontakt der Lösungen mit allen Mineralphasen entsprechend Tab. 3-4 anzunehmen ist. Die Sättigung der Lösungen im Salinar und ein Ende der Lösungsvorgänge ist also erst mit Erreichen der Sättigung für die sehr leicht löslichen Magnesium- und Kalisalze (Lösung Q) erreicht. Sie besitzt gegenüber Steinsalzen kein Auslaugungspotential mehr. Es besteht dagegen weiteres Lösungspotential gegenüber Carnalliten, da die Zusammensetzung der R-Lösung nicht erreicht ist. Aufgrund der Hemmung der Prozesse geht die weitere Entwicklung jedoch offensichtlich sehr langsam vonstatten. Das Ausmaß der Gesteinslösung in Carnalliten durch Q-Lösungen ist stark vom Kieserit/Carnallit-Verhältnis im Gestein abhängig (Voigt et al. 2001). Es können bei der Entwicklung von der Q- zur R-Lösung noch erhebliche Mengen an Carnallit und Kieserit (unter Fortsetzung der Kainit-Bildung) zerstört werden (je nach Carnallit/Kieserit-Verhältnis des Gesteins 1,5 - 3m³ je m³ Q-Lösung. Zur Geschwindigkeit dieses Prozesses stehen bisher keine quantifizierbaren kinetischen Daten zur Verfügung (Voigt et al. 2001), zudem besteht eine starke Abhängigkeit der Reaktionsgeschwindigkeiten von der Größe der Kontaktfläche Lösung/Gestein, die kaum zu quantifizieren ist.

3.4.4 Neben- und Spurenbestandteile salinärer Wässer

Für die Neben- und Spurenbestandteile gilt, gleichfalls wie für die Hauptkomponenten, dass der mineralogische und chemische Stoffbestand der Zechsteinevaporite aus Komponenten besteht, die sowohl aus dem Meerwasser kristallisiert sind, als auch vom Festland als Detritus (äolisch und/oder fluviatil) in das Sedimentbecken des Zechsteins eingetragen wurden. Oftmals handelt es sich bei letzterem um Silikatverbindungen, die in den Evaporitfolgen die Salztone bilden oder in Form von Tonbändern (sogenannte Tonlöser) vorkommen (Herrmann et al. 2000; Herrmann et al. 2003).

Nach ihrem Verhalten bei der Hauptkristallisation lassen sich die Neben- und Spurenbestandteile in vier Gruppen einteilen, wobei aber ein Großteil der Parameter in zwei oder mehreren Gruppen vertreten sind (Braitsch 1962):

- Diadoch in die Hauptauscheidungen eingebaute Elemente (z.B. Br, Rb, Cs),
- Ausscheidung bzw. Bildung in selbständigen Mineralen bei Erreichen des Löslichkeitsproduktes (z.B. B und F),
- Adsorption an Hauptkomponenten oder an Verunreinigungen, wie Tonmineralen (z.B. Pb und Cu),
- Anreicherung in der Restlösung (z.B. Li und J).

Im Folgenden soll näher auf die Spurenelemente Bromid, Strontium, Lithium, Rubidium, Jod, Eisen, Bor und Ammonium eingegangen werden. Dieses Thema wird behandelt beispielsweise von den Autoren (Braitsch 1962; Braitsch & Herrmann 1962; Braitsch & Herrmann 1963; Braitsch & Herrmann 1964; Elert 1984; Müller & Papendieck 1975; Schmiedl et al. 1982; Schmiedl et al. 1983; Schmiedl et al. 1987; Voigt 1977).

3.4.4.1 Bromid (Br)

Bromid ist der wesentliche Parameter unter den Nebenbestandteilen zur Interpretation der Entstehung und Herkunft von Salzlösungen, wie an der großen Anzahl der Fachpublikationen deutlich wird (Baar 1954; Boeke 1908; Böhm & Reichenbach 1979; Braitsch 1966; Braitsch & Herrmann 1962; Braitsch & Herrmann 1963; Braitsch & Herrmann 1964; D'Ans & Kühn 1940; Döhner 1976; Fischbeck et al. 2005; Gurewitsch 1962; Herrmann 1972; Herrmann et al. 1973; Herrmann 1977; Herrmann 1980a; Holser 1966; Käding 2005; Kühn 1955a; Kühn 1955b; Puchelt et al. 1972; Schmiedl et al. 1987; Schultze 1961; Schulze 1959; Schulze 1960; Schulze & Seyfert 1959; Steiner et al. 1982; Voigt 1977; Waljaschko & Petrova 1956; Wardlaw 1970; Winkler 1916a; Winkler 1917).

Bromid bildet in Evaporitablagerungen keine eigenen Minerale. Er ist ein typischer Begleiter des Chlorids, vertritt diesen diadoch und reichert sich bei der progressiven Präzipitation in der Restlösung an, wobei der Bromidgehalt in den überstehenden Lösungen stets größer ist als im Bodenkörper (Braitsch 1962).

Nach Boeke (1908) in Braitsch (1962) besteht folgender Zusammenhang für die Bromidverteilung zwischen Lösung und ausgeschiedenen Kristallen:

Formel 3-1

$$a \times p = (a + da) \times (p + dp) - q \times b \times p \times da$$

mit a = Menge der Lösung (Gramm)
 p = Bromidgehalt in der Lösung (Gewichtsprozent)
 da = Gesamtausscheidung von Salzen und Wasserdampf (Änderung der Lösungsmenge)
 dp = Zunahme des Bromidgehaltes in der Lösung
 q = Anteil des Br-aufnehmenden Salzes an der Gesamtausscheidung,

Formel 3-2

$$\text{also} = \frac{g_{\text{Chlorid}}}{g_{\text{Gesamtausscheidung}}}$$

Formel 3-3

$$b = \frac{\text{Gew.} - \% \text{ Br}_{(\text{Kristalle})}}{\text{Gew.} - \% \text{ Br}_{(\text{Lösung})}}$$

= in Chlorid eingebauter Bruchteile des in der Lösung vorhandenen Br = Verteilungsfaktor.

Der erste Teil der rechten Seite in der Formel 3-1 beschreibt die Änderung der Lösungsmenge und ihres Bromidgehaltes, der zweite Teil den Bromidgehalt in der Ausscheidung. Umgeformt ergibt sich

Formel 3-4

$$adp = -(1 - qb) \times pda$$

Hieraus folgt für verschiedene Verdunstungsstadien ($i = 0, 1, 2, \dots$) und nach Elimination der Integrationskonstanten mit Hilfe von Anfangswerten unter der Voraussetzung q und $b = \text{konstant}$

Formel 3-5

$$\ln \frac{p_i}{p_{i-1}} = -(1 - qb) \times \ln \frac{a_i}{a_{i-1}}$$

a_i ist die im Konzentrationsstadium i aus 1000 g Meerwasser noch vorhandene Menge der Lösung. Sie ergibt sich aus der Berechnung der Primärausscheidung. Nach Umrechnung in Gramm lassen sich daraus auch die Werte für q ermitteln.

Bromid ist mit 65 mg/l im Meerwasser enthalten (Braitsch 1962). Bei isothermer progressiver Eindunstung (statische Meerwassereindunstung bei 25 °C) steigt der Bromidgehalt in der verbleibenden Meerwasserrestlösung und den neu gebildeten Mineralen an, obwohl die chloridführenden Minerale Halit, Kainit und Carnallit sowie stellenweise Sylvin Bromid im Austausch für Chlorid in ihre Kristallgitter einbauen, steigt sowohl der Bromidgehalt in der Lösung als auch in den sich bildenden Mineralen kontinuierlich an. Grund hierfür ist das Einbauverhalten des Bromids in die jeweiligen chloridführenden Minerale Halit, Kainit, Carnallit und Sylvin, deren Verteilungskoeffizienten kleiner 1 sind. Mit der Bildung des ersten Halits weist eine Meerwasserlösung bei 25 °C ausgehend von ursprünglich 65 mg/l einen Bromidgehalt von 538 mg/l auf. Bei weiter fortgeschrittener Eindunstung, z.B. mit Beginn der Kristallisation von Kainit, erreicht die Bromidkonzentration der Lösung einen Wert von etwa 3160 mg/l. Dunstet die Lösung weiter ein, ohne dass der zuvor gebildete Kainit weiter mit der Lösung reagieren kann (Reaktion ohne Bodenkörper in den Umwandlungspunkten), so weist die Lösung im Punkt R (Sättigung an Halit, Carnallit, Kainit, Kieserit) eine Bromidkonzentration von 5080 mg/l auf, wobei der Carnallit einen Bromidgehalt von etwa 2600 µg/g hat. Weitere Eindunstung führt im Punkt Z (Sättigung an Halit, Carnallit, Kieserit, Bischofit) mit der Bildung des ersten Bischofits zu einem Bromidgehalt von etwa 6320 mg/l in der Lösung. Der Carnallit weist nun einen Bromidgehalt von etwa 3300 µg/g auf.

Im Falle einer vollständigen Reaktion der Bodenkörper in den Umwandlungspunkten sind die Bromidgehalte der jeweiligen Lösungen sowie der damit im Gleichgewicht stehenden Carnallite und Bischofite höher. So liegt der Bromidgehalt der Lösung zu Beginn der Auflösung des Kainits bei 5270 mg/l und steigt bei der ersten Carnallitbildung auf 6870 mg/l in der Lösung an. Der Carnallit weist in diesem Fall einen Bromidgehalt von 3500 µg/g auf. Weitere Eindunstung führt mit der Bildung von Bischofit im Punkt Z zu einem Bro-

midgehalt von etwa 8880 mg/l in der Lösung. Der Carnallit hat nun einen Bromidgehalt von 4600 µg/g (Braitsch 1962; Schramm et al. 2009).

Bei Untersuchungen von Spurenelementen in Salzlösungen aus Grubengebäuden der verschiedenen Lagerstättenbezirke konnten für den Magdeburg-Halberstädter-Bezirk (Nordharz Kalirevier) Bromidgehalte für stark MgCl₂-haltige Salzlösungen aus dem Schacht Berlepsch-Maybach von 2520 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XII) von 3640 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XIII) von 5510 mg/l, aus Schacht Ludwig II (Lösung XIV) von 3000 mg/l und für eine CaCl₂-haltige Lösung mit hohem MgCl₂-Anteil aus Schacht Ludwig II (Lösung XV) von 4660 mg/l nachgewiesen werden (Herrmann 1961).

Das Verhältnis von Bromid im Meerwasser mit angenommenen 66 mg/l und mit 19353 mg/l Chlorid (Tab. 3-1) beträgt 0,0034.

Müller & Papendieck (1975) ordnen Wässer und Lösungen mit einem Br⁻/Cl⁻-Verhältnis $\geq 0,0034$ salinaren Reliktlösungen zu. Br⁻/Cl⁻-Verhältnisse $\leq 0,0034$ deuten auf diagenetisch veränderte Wässer, Ablaugungs- und Infiltrationslösungen hin. So kann eine Reliktlösung ein Br⁻/Cl⁻-Verhältnis von 0,0212 bei einem Bromidgehalt von 7 g/l aufweisen, als Mischlösungen klassifizierte Salzlösungen besitzen ebenfalls relativ hohe Bromidgehalte zwischen 3 und 5 g/l und Br⁻/Cl⁻-Quotienten von 0,012 bis 0,0166 (Schmiedl et al. 1987).

Zu den bromidreichsten Salzgesteinen bzw. -mineralen gehören nach der Tab. 3-7 Bischofit, Tachhydrit, Carnallit, Sylvin und Langbeinit.

Tab. 3-7: Bromidgehalte in Gewichtsprozent in Salzgesteinen- und -mineralen mariner Evaporite nach Stewart (1963).

Salzgestein/-mineral	Bromid [Gew.-%]	Quelle
Bischofit	0,467	Winkler (1917)
Boracit	0,005	Kühn (1955)
Ericait	0,083	Chirkov (1944)
Carnallit	0,07 – 0,46	Chirkov (1944); Efremov & Veselovski (1928); Kühn (1955); Lindberg (1946); Winkler (1917)
Halit	0,001 – 0,069	Chirkov (1944); Kühn (1955)
Kainit	0,036 – 0,131	Kühn (1955)
Koenenit	0,029 – 0,065	Kühn (1955)
Langbeinit	0,016	Winkler (1917)
Rinneit	0,04 – 0,065	Boeke (1909); Kühn (1955)
Sylvin	0,05 – 0,46	Chirkov (1944); Kühn (1955); Lindberg (1946); Mir (1946); Winkler 1917
Tachhydrit	0,18 – 0,44	Kühn (1955); Winkler (1917)
Carnallitführendes Gestein	0,01 – 0,25	Chirkov (1937); Lindberg (1946); Mir (1946)
Sylvinit	0,014 – 0,331	Armstrong et al. (1951); Chirkov (1944); Lindberg (1946); Mir (1946); Winkler 1917
Hartsalz	0,027	Winkler 1917
Halitit	0,002 – 0,02	Aleksandrov & Levchenko (1953); Moore (1960); Shchepetunin (1937)
Polyhalitit	< 0,002	Moore (1960)
Anhydritgestein	< 0,002	Moore (1960)

Für das Meerwasser der Weltmeere beträgt der Quotient Cl^-/Br^- 290 in Gewichtsanteilen (Gurewitsch 1962). Dieser Quotient wird oftmals zur Charakterisierung von Salzlösungen mit hohen MgCl_2 -Gehalten verwendet. Aus der geochemischen Verbindung zum Chlorid resultiert auch die Aussagefähigkeit des Bromides für bergbausicherheitliche Fragen. Der Quotient Cl^-/Br^- ist z. B. bei Lösungen mit hohem MgCl_2 -Anteil und ohne Infiltrationseinflüsse niedrig (um 50), erhöht sich in Lösungen mit hohem MgCl_2 -Gehalten in Subrosionsgebieten und steigt in NaCl -betonten und/oder subrosionsbedingten Lösungen auf Werte über 1000. Der Grad des Anstieges dieses Quotienten kann damit zu einem Maß für das Gefährdungspotential einer Salzlösung verwendet werden (Seifert et al. 1999).

Slavjanova & Galizyn (1968) in (Voigt 1972) fanden für die unterschiedlichen Salzlösungstypen folgende verschiedene Cl^-/Br^- -Verhältnisse (Massenverhältnisse):

- **Auslaugungswässer:**
 - Rezente Infiltrationswässer: $\text{Cl}^-/\text{Br}^- = 2000 - 10000$,
 - Sedimentations- und fossile Infiltrationswässer: $\text{Cl}^-/\text{Br}^- = 600 - 2000$,
- **Metamorphisierte Sedimentations- und Infiltrationswässer**
 - Gering metamorphisiert: $\text{Cl}^-/\text{Br}^- = 250 - 500$,
 - Stark metamorphisiert: $\text{Cl}^-/\text{Br}^- = 60 - 200$,
 - Metamorphisiert bei hohen Temperaturen: $\text{Cl}^-/\text{Br}^- = 200 - 400$,
- **Salinare Reliktswässer:**
 - Gering metamorphisiert: $\text{Cl}^-/\text{Br}^- = 40 - 150$,
 - Stark metamorphisiert: $\text{Cl}^-/\text{Br}^- = 50 - 200$.

3.4.4.2 Strontium (Sr)

Die Strontiumkonzentrationen im Meerwasser variieren stark, regional und auch in den Schichten. Die Angaben schwanken zwischen Gehalten von 6,8 – 9,8 mg/l (Braitsch 1962), 13 mg/l (Müller & Papendieck 1975; Wattenberg 1943) und 7,9 mg/l (Bruland 1983).

Aus dem Meerwasser wird bei isothermer Verdunstung zuerst Calciumcarbonat (CaCO_3) ausgeschieden und es bilden sich Calcit (trigonale Kristallstruktur) und/oder metastabiler Aragonit (trigonale Kristallstruktur), die beide Strontium einbauen. Bei Erreichen der Gipssättigung können in Calcit bis zu 3860 ppm Sr und in Aragonit bis zu 27200 ppm Sr eingebaut werden (Usdowski 1973). Die Strontiumkonzentration des Meerwassers beträgt bei 25 °C nun 0,0022 % (22 mg/l) und zu Beginn der Halitbildung erreicht sie 0,0067 % (67 mg/l) in der verbleibenden Meerwasserlösung und jeweils die 10fache Menge in den gebildeten Kristallen. Mit der Bildung des ersten Polyhalits weist die Gleichgewichtslösung 0,012 % (120 mg/l) Strontium auf (Braitsch 1962). Diese Konzentrationsangaben gelten bei Anwendung der vereinfachten Gleichung nach Boeke, denn während der Ausscheidung von Halit nimmt der ausgeschiedene Anteil q des CaSO_4 an der Gesamtausscheidung auf 0,002 ab, so dass die Formel 3-5 (vgl. Kap. 3.4.4.1) zu

Formel 3-6

$$\ln \frac{p_i}{p_{i-1}} = - \ln \frac{a_i}{a_{i-1}}$$

vereinfacht werden kann.

Diese Formel gilt für alle Neben- und Spurenelemente, die keine eigenen Minerale bilden und keine hohen Werte für den Verteilungsfaktor erreichen (Braitsch 1962).

Strontium erfährt somit im Verlauf der Präzipitation nur eine vorübergehende Anreicherung und wird bei der CaCO_3 - und CaSO_4 -Abscheidung weitgehend aus den Mutterlösungen entfernt wobei es das Calcium diadoch ersetzt. Hochsalinare Restlösungen sind demzufolge Sr-arm und entsprechen etwa dem Strontiumgehalt in Meerwasser (Seifert et al. 1999). Nach von Borstel (1992) bilden 63 % des im Meerwassers enthaltenen Strontium eigene Minerale (z.B. Coelestin). In rezenten Gipsauscheidungen aus Meeressalinen ist hingegen nur diadoch eingebautes Strontium bekannt, der Strontiumanteil liegt bei ca. 0,28 %. In den Zechsteinanhydriten kommt Strontium etwa in der gleichen Größenordnung vor (Braitsch 1962). Die Eindunstung normalen Meerwassers würde nicht zur Bildung von großen Vorkommen von Coelestin führen, wie z.B. die Coelestin Lagerstätte bei Hemmelte-West in Süd-Oldenburg (Müller 1962). Welche Bedingungen und Ursachen dazu führten ist bislang noch nicht gänzlich durchdrungen und es werden verschiedene Theorien diskutiert. Die chloridischen und calciumfreien sulfatischen Salzgesteine und -minerale enthalten Spuren von Strontium, darunter weisen Halit die höchsten auf (Braitsch 1962).

Noll (1934) in Stewart (1963) fand 0,17-0,69 % SrO im Anhydritgestein, 0,003-0,13 % in Gipsgestein 0,12 % in Polyhalitgestein und 0,00002-0,0002 % in Sylvinit und Carnallit. Er entdeckte, dass Gips der sich bei Raumtemperatur durch Hydratation aus Anhydrit bildete, nicht in der Lage war das gesamte Strontium des Anhydrits einzubauen und es kam zur Kristallisation von Coelestin. Das wäre eine Erklärung für die höheren Strontiumgehalte beim primären Anhydrit gegenüber dem sekundär gebildeten Anhydrit.

Bei Untersuchungen von Spurenelementen (vgl. Kap. 3.4.4.1) in Salzlösungen aus Grubengebäuden der verschiedenen Lagerstättenbezirke konnten für den Magdeburg-Halberstädter-Bezirk (Nordharz Kalirevier) Strontiumgehalte für stark MgCl_2 -haltige Salzlösungen aus dem Schacht Berlepsch-Maybach von 7,7 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XII) von 4,1 mg/l und für eine CaCl_2 -haltige Lösung mit hohem MgCl_2 -Anteil aus Schacht Ludwig II (Lösung XV) von 200 mg/l nachgewiesen werden (Herrmann 1961).

Müller & Papendieck (1975) ordnen Wässer und Lösungen mit einem Gehalt von Sr \geq 200 mg/l salinaren Reliktlösungen zu. Gehalte von Sr \lesssim 200 mg/l werden diagenetisch veränderten Wässer, Ablaugungs- und Infiltrationslösungen zugeschrieben.

Eine Analyse von Strontium in Salzlösungen erscheint vor allem dann sinnvoll, wenn in den Lösungen Calcium nachgewiesen wurde. Genetische Interpretationen anhand von Strontiumkonzentrationen sind aufgrund bisher ungeklärter Sachverhalte bei der Bildung und Abscheidung dieses Elements nicht ganz unproblematisch. Die primäre Verteilung des Strontiums wird durch seine leichte Mobilisierbarkeit in chloridischen Salzlösungen und durch Zufuhr von Metamorphoselösungen überprägt (Braitsch 1962). Desöfteren werden daher für weitergehende Betrachtungen und Altersbestimmungen die Isotopenverhältnisse von Strontium und Rubidium herangezogen (Kloppmann et al. 2001; Kramm & Wedepohl 1991; Popp et al. 1986).

3.4.4.3 Lithium (Li)

Die Gehalte von Lithium im Meerwasser betragen nach verschiedenen Autoren 0,15 mg/l bis 0,2 mg/l Lithium (Müller & Papendieck 1975), 0,17 mg/l (Bruland 1983) und 0,12 mg/l (Wattenberg 1943). Wobei das Lithium salinärer Lösungen nicht ausschließlich aus dem Meerwasser stammt, sondern auch aus der Mobilisierung aus dem abgelagerten Festlanddetritus der Salztone. Im Roten Salzton der Zechsteinfohle 4 (Aller) konnten Lithiumgehalte zwischen 47 und 91 ppm nachgewiesen werden (Ohrdorf 1968). Bei der Untersuchung von Lithiumgehalten verschiedener Gesteine fand Horstman (1957) unter den Tonmineralen die höchsten Konzentrationen in Kaolinit, die etwa den dreifachen Lithiumgehalt von Granit (10 – 39 ppm Li) aufwiesen.

Lithium reichert sich während der progressiven Präzipitation wie Bromid und Bor in den Mutterlösungen an. Während Bromid jedoch mit steigender Salinität zunehmend in Chloride eingebaut wird und Bor bei hinreichender Konzentration eigene Minerale bildet, genügt die Anreicherung von Lithium nicht zur Mineralbildung und ein diadocher Einbau in Salzminerale ist aufgrund des geringen Ionenradius von Lithium nicht möglich (Seifert et al. 1999).

Bei der Eindunstung von Meerwasser mit einem Lithiumgehalt von 0,17 bis 0,19 mg/l bis zur Kristallisation von Bischofit reichert sich Lithium etwa auf das Hundertfache (17 bis 19 mg/l) in der Lösung an. Bei beginnender Bildung von Carnallit finden sich 12 oder 14 mg/l Lithium in der Salzlösung, Gehalte wie sie auch in Gebirgslösungen mit hohen $MgCl_2$ -Anteilen auftreten, die auch alle anderen Merkmale salinärer Restlösungen aus der Zeit der Entstehung der Evaporite aufweisen (z. B. in Morsleben, Grubenfeld Bartensleben (Herrmann et al. 2003)).

Dementsprechend sind Reliktlösungen aus hochsalinaren Abscheidungsphasen ausgesprochen Lithiumreich, während rezente Oberflächenwässer extrem arm bzw. frei an Lithium sind. Demzufolge weisen Flutungslösungen, Lösungen aus alten, ersoffenen Grubenbauen und aus Subrosionsbereichen im Südharz-, Saale-Unstrut- und Nordharzgebiet geringe Lithiumgehalte auf, unabhängig ihrer $MgCl_2$ -Konzentration. Damit lassen sie sich von an Hauptkomponenten ähnlichen, älteren Lösungen unterscheiden (Seifert et al. 1999). Höhere Gehalte von Lithium mit Spannweiten von 33 bis 200 mg/l treten in Lösungen aus dem Staßfurt-Karbonat (Zechstein 2) auf (Müller & Papendieck 1975). Ebenfalls hohe Lithiumgehalte sind z.B. in Fluid Inclusions von Haliten des Röt-Salinars festgestellt worden mit Werten bis zu 120 mg/l (Schramm et al. 2006). Nach Voigt (1972) sind in permischen Schichtwässern maximale Lithiumgehalte von 250 mg/l charakteristisch.

Bei Untersuchungen von Spurenelementen (vgl. Kap. 3.4.4.1) in Salzlösungen aus Grubengebäuden der verschiedenen Lagerstättenbezirke konnten für den Magdeburg-Halberstädter-Bezirk (Nordharz Kalirevier) Lithiumgehalte für stark $MgCl_2$ -haltige Salzlösungen aus dem Schacht Berlepsch-Maybach von 8,2 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XII) von 5,2 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XIII) von 20 mg/l, aus Schacht Ludwig II (Lösung XIV) von 4,5 mg/l und für eine $CaCl_2$ -haltige Lösung mit hohem $MgCl_2$ -Anteil aus Schacht Ludwig II (Lösung XV) von 87 mg/l nachgewiesen werden (Herrmann 1961).

Müller & Papendieck (1975) ordnen Wässer und Lösungen mit einem Gehalt von $Li \geq 10$ mg/l salinaren Reliktlösungen zu. Gehalte von $Li \lesssim 10$ mg/l werden diagenetisch veränderten Wässer, Ablaugungs- und Infiltrationslösungen zugeschrieben.

3.4.4.4 Rubidium (Rb)

Eine Reihe von Autoren beschäftigte sich mit dem Vorkommen und der Verteilung von Rubidium in Evaporiten und verschiedenen Wässern und Salzlösungen sowie mit seiner Eignung als Indikator für die genetische Charakterisierung dieser (Bolter et al. 1964; Braitsch 1966; D'Ans & Busch 1937; D'Ans 1933; D'Ans 1950; Erdmann 1862; Hintenberger 1960; Hoffman 1964; Horstman 1957; Kühn 1963; Kühn 1972; Lippolt 1984; Meier et al. 1971; Schock & Puschelt 1971; Wardlaw 1970). Einige Autoren halten Rubidium neben Bromid und untergeordnet Lithium für das geeignetste Element um Aussagen hinsichtlich Herkunft und Genese der Wässer und Lösungen treffen zu können.

Rubidium ist mit ähnlichen Konzentrationen wie Lithium im Meerwasser enthalten. Die Angaben liegen bei 0,12 mg/l (Bolter et al. 1964; Bruland 1983) und 0,2 mg/l (D'Ans 1950; Müller & Papendieck 1975; Wattenberg 1943). Bei der Eindunstung von Meerwasser bildet Rubidium genau wie Bromid und Lithium keine eigenen Minerale, sondern wird anstelle von K diadoch in Kaliumminerale eingebaut (Kühn 1963; Kühn 1972). Mit fortschreitender Eindunstung von Meerwasser steigt der Rubidiumgehalt in der Lösung zunächst an. Bei beginnender Halitsättigung beträgt die Rubidiumkonzentration 1,0 mg/l (Schramm et al. 2009). Im weiteren Verlauf der Meerwassereindunstung wird mit dem Beginn der Kristallisation von Kaliummineralen (insbesondere Carnallit) das Rubidium durch den Einbau in das Kristallgitter überwiegend aus der Lösung entfernt, dabei sind die Verteilungsfaktoren $b_{Rb} = \text{Rb Mineral/Rb Lösung} > 1$. Doch sind die Rubidiumgehalte allein kein entscheidendes Kriterium zur genetischen Interpretation von Salzlösungen. Gleiches gilt für die vorgeschlagene Korrelation zu Bromid, da die Elemente bei der Evaporation ein gegenläufiges geochemisches Verhalten hinsichtlich der Verteilungsfaktoren und wegen verschiedenen Variablen aufweisen (Herrmann et al. 2003; Mattenklott 1995).

Der Verteilungskoeffizient für Rubidium zeigt neben der Abhängigkeit von der Konzentration, von den anderen Lösungskomponenten auch eine deutliche Temperaturabhängigkeit (Kühn 1972; Schock & Puschelt 1970; Schock & Puschelt 1971). So kann NH_4Cl in der Lösung das Rubidiumchlorid aus den Carnallitmischkristallen verdrängen. Der natürlich vorkommende Carnallit enthält neben 0,02 % RbCl etwa 0,03 – 0,04 % NH_4Cl (D'Ans 1933).

Die Verteilungskoeffizienten für Rubidium variieren für den Temperaturbereich von 25 bis 55 °C für Carnallit zwischen 12,5 und 110, für Kainit zwischen 1,58 und 1,95 sowie für Sylvit zwischen 0,80 und 2,1 nach Kühn (1972) in Schramm et al. (2009). In diesen Mineralen reichert sich Rubidium stärker an, als durch Eindunstung in der Lösung konzentriert werden kann. Zu Beginn der Kristallisation von Kainit weist die Lösung eine Rubidiumkonzentration von 5,84 mg/l und bei einsetzender Carnallitbildung einen Rubidiumgehalt von 7,86 mg/l auf. Bei weiterer Meerwassereindunstung zu Beginn der Bischofitbildung sinkt der Rubidiumgehalt auf 0,25 mg/l in der verbleibenden Lösung ab. Die Werte beziehen sich auf die Rubidiumverteilung ohne Reaktion der Bodenkörper in den Umwandlungspunkten (Schramm et al. 2009).

Bei Untersuchungen von Spurenelementen (vgl. Kap. 3.4.4.1) in Salzlösungen aus Grubengebäuden der verschiedenen Lagerstättenbezirke konnten für den Magdeburg-Halberstädter-Bezirk (Nordharz Kalirevier) Rubidiumgehalte für stark MgCl_2 -haltige Salzlösungen aus dem Schacht Berlepsch-Maybach von 68 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XII)

von 4 mg/l und aus Schacht Ludwig II (Lösung XIV) von 37 mg/l nachgewiesen werden (Herrmann 1961).

Müller & Papendieck (1975) ordnen Wässer und Lösungen mit einem Gehalt von Rb \geq 5 mg/l salinaren Reliktlösungen zu. Gehalte von Rb \lesssim 5 mg/l werden diagenetisch veränderten Wässer, Ablaugungs- und Infiltrationslösungen zugeschrieben.

Ähnlich wie bei Strontium werden die Isotope des Rubidiums, vermehrt auch gemeinsam mit den Strontiumisotopen und von anderen Elementen zur Altersdatierung von (Salz)-Gesteinen herangezogen (Birck 1986; Birck & Allègre 1978; Brookins 1980; Hintenberger 1960; Lippolt & Raczek 1979; Oesterle 1974; Philippe & Haack 1995).

3.4.4.5 Jod (I)

Aufgrund seines großen Ionenradius wird Jod nicht diadoch in die Gitter der Chloride eingebaut. Es bildet eigene Minerale, wie Jodyrit bzw. Jodargyrit (β -AgJ), Jodobromit ($2\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br}) + \text{AgJ}$), Jodembolit ($\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br}, \text{J})$), Miersit (α -AgJ), Cuprojodargyrit ($\text{AgJ} \cdot \text{CuJ}$), Marshit (CuJ), Coccinit (HgJ_2), Lautarit ($\text{Ca}(\text{JO}_3)_2$) und Dietzeit ($\text{Ca}_2(\text{JO}_3)_2\text{CrO}_4$), die aber bis auf Marshit selten sind (Roman 1930; Voland 1986). Die Jodminerale mit hoher Wasserlöslichkeit sind nur unter extrem trockenen Bedingungen stabil (Voland 1986). Seifert (1934) schreibt ihnen vadose Herkunft zu. Das Vorkommen von Jod in Salzmineralen und unterschiedlichen Wässern bzw. Lösungen wurde von verschiedenen Autoren untersucht (Barkley & Thompson 1960; Boeke 1908; Correns 1956; Erdmann 1910; Fuge & Johnson 1986; Herrmann 1961; Koelichen 1913; Tsunogai & Sase 1969; Voigt 1977; Winkler 1916b).

Die durchschnittliche Jodkonzentration im Meerwasser liegt bei 0,05 ppm (Correns 1956; Wattenberg 1943). Im Oberflächenwasser des westlichen Nordpazifik beträgt der Jodgehalt im Durchschnitt 50 $\mu\text{g/l}$ (0,05 ppm) und im Tiefwasserbereich 60 $\mu\text{g/l}$ (0,06 ppm) (Barkley & Thompson 1960; Tsunogai & Sase 1969).

Bei Untersuchungen von Spurenelementen in Salzlösungen aus Grubengebäuden der verschiedenen Lagerstättenbezirke (vgl. Kap. 3.4.4.1) konnten für den Magdeburg-Halberstädter-Bezirk (Nordharz Kalirevier) Jodgehalte für stark MgCl_2 -haltige Salzlösungen aus dem Schacht Berlepsch-Maybach von 0,11 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XII) von 0,2 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XIII) von 0,53 mg/l und für eine CaCl_2 -haltige Lösung mit hohem MgCl_2 -Anteil aus Schacht Ludwig II ebenfalls von 0,53 mg/l nachgewiesen werden (Herrmann 1961). Für Formations- und Erdölwässer wurde ein durchschnittlicher Jodgehalt von 150 $\mu\text{g/l}$ berechnet, wobei die Werte (17 Proben) eine Streubreite von 1,6 – 1400 $\mu\text{g/l}$ aufwiesen (Voland 1986).

In einer als „Urlage Revier Staßfurt“ bezeichneten Salzlösung wurden 1,8 mg/l Jod nachgewiesen (Winkler 1917).

In rezenten marinen Sedimenten treten unter den Ablagerungsgesteinen die höchsten Jodgehalte auf, durchschnittlich 110 ppm, wobei der Grad der Anreicherung mit dem Gehalt an organischem Material steigt. Metamorph oder diagenetisch überprägte marine Evaporite sind an Jod verarmt, da es sich bei der Diagenese oder Metamorphose ähnlich wie Lithium in den Restlösungen und Formationswässern anreichert (Voland 1986). Roeber (1938) in Voland (1986) gab für Anhydrit Jodgehalte zwischen 15 – 136 ppb (0,015 – 0,136 mg/kg) an, für Halit bis zu 50 ppb, für Sylvit bis zu 36 ppb und für Carnallit bis 29 ppb.

In der Tab. 3-8 sind die Jodgehalte von diversen Salzmineralen und -gesteinen nach verschiedenen Autoren zusammengestellt.

Tab. 3-8: Jodgehalte in Salzgesteinen- und -mineralen mariner Evaporite nach Stewart (1963).

Salzgestein/-mineral	Jodgehalt [ppm]	Durchschnitt	Probenanzahl
Carnallit	0 - 5,0	0,24	57
Kainit	0 - 0,9	0,23	9
Kieserit	0 - 0,062	0,02	7
Rinneit	0,026	0,026	1
Sylvin	0 - 0,060	0,014	7
Tachhydrit	0 - 0,009	0,005	2
Carnallitit	0 - 0,09	0,03	6
Sylvinite	0 - 0,133	0,12	43
Hartsalz	0 - 0,106	0,18	18
Langbeinitisches Hartsalz	0 - 0,023	0,08	3
Halitit	0 - 1,0	0,102	170
Anhydritgestein	0,016 - 0,3	0,106	7
Gipsgestein	0 - 0,27	0,065	4

Im Staßfurter Sylvin konnte als Maximalwert ein Jodgehalt von 73,1 mg/kg nachgewiesen werden, im Staßfurter Carnallit betrug dieser 5,0 mg/kg (Winkler 1916b).

3.4.4.6 Eisen (Fe)

Eisen kommt im Meerwasser mit einem Gehalt von etwa 0,2 ppb (Braitsch 1962) vor. Im Oberflächenwasser des küstennahen Bereiches der Weltmeere variieren die Eisenkonzentrationen zwischen 0,2 µg/l (ppb) und 4,8 µg/l, der Durchschnitt liegt bei 1,2 µg/l. Im Oberflächenwasser der offenen See schwanken die Eisengehalte zwischen 0,4 µg/l und 4,1 µg/l, der Durchschnitt beträgt 1,4 µg/l (Chester & Stoner 1974). Unter den oxischen und basischen Milieubedingungen des Meerwassers mit einem pH-Wert von 8,2 ist Eisen(III)-hydroxid $\text{Fe}(\text{OH})_3$ die dominante Eisenspezies (Bruland 1983). Mit diesen geringen Konzentrationen ist das Meerwasser die eisenärmste natürlich auftretende Salzlösung (Braitsch 1962). Da Eisen marin nur in Spuren auftritt, sind Eisensalze selten, als Sekundärminerale kommen z.B. Rinneit ($\text{K}_3\text{NaFe}^{2+}\text{Cl}_6$) und Eisenboracit vor (Marr 1957b), welches eine Varietät von β -Boracit ist, bei dem teilweise Magnesium durch Eisen ersetzt wurde (Dietrich et al. 2004). Die größte Vielfalt von Eisenverbindungen findet sich dabei in den Kalisalzlagern, neben den bereits erwähnten eisenhaltigen Mineralen, kommen Eisenchlorid (Molydit, FeCl_3), Eisenglanz (Hämatit, Fe_2O_3), Magnetit (Magnetisenstein, $\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$) und Pyrit (Schwefelkies, FeS_2) vor (Boeke 1911).

Hämatit und seine Hydratationsprodukte sind in geringen Mengen fast durchgängig im Carnallit des Staßfurt-Typs und seiner metamorphen Äquivalente enthalten. Der Carnallit bildet Mischkristalle mit ähnlich zusammengesetzten Doppelsalzen. Isomorpher Carnallit enthält außer Cäsium, Rubidium und Ammonium auch Eisen (Marr 1957b).

Es bestehen gesetzmäßige Zusammenhänge zwischen K_2O und Fe_2O_3 (Marr 1957a; Marr 1957c):

$$F = \log f \quad \text{bei} \quad f = \frac{Fe_2O_3 \times 10^3}{K_2O} \quad \text{Formel 3-7}$$

Aus FeCl₂-haltigen Lösungen des quinären Systems entstehen Mischkristalle von Fe(II)-haltigem Carnallit, wobei das Verhältnis von Eisen im auskristallisiertem Carnallit und Eisen in der Lösung 1:4 beträgt (Boeke 1911).

Die rötliche Färbung einiger Salzgesteine, insbesondere von Carnallit, Hartsalz und auch Halit wird durch dreiwertiges Eisen in Form von dem bereits erwähnten Hämatit (Fe₂O₃), die häufigste natürlich auftretende Modifikation des Eisen(III)-oxids verursacht (Boeke 1911; Richter 1962). Als wesentliche Quelle der Eisengehalte in den Salzlösungen ist der festländische Detritus anzusehen, die zu größeren Teilen aber erst während der Bildung und Umbildung der Evaporite aus diesem mobilisiert wurde, da größere Mengen gelösten Eisens nur in zweiwertiger Form, als unter reduzierenden Bedingungen möglich sind (Braitsch 1962).

Mit beginnender Gipsabscheidung steigt der Eisengehalt des Meerwassers von 0,2 ppb auf etwa 0,5 ppb in der Salzlösung. Bei einsetzender Ausfällung von Halit erhöht sich die Eisenkonzentration in der Lösung auf 1,7 ppb. Im Stadium der Carnallitsättigung weist die Lösung eine Eisenkonzentration von 17 ppb auf. Bei den Zechsteinevaporiten wurde Eisen in Form von orientierten Verwachsungen von Hämatit in den Carnallit eingelagert. Im Sylvin ist er hingegen oft in feinsten Schüppchen am Rand der Körner angereichert (Braitsch 1962).

In einer schwach sauren mit einem pH-Wert von etwa 5,5 und hochkonzentrierten Salzlösung ist FeOH²⁺ die vorherrschende Eisenspezies (Usdowski & Herrmann 2002).

In den Anhydritgesteinen ist Eisen vorwiegend an die Tonminerale gebunden. Im Hauptanhydrit (z3AN) liegen die Absolutwerte für Fe zwischen 0,07 – 0,51 %. In den chloridischen Salzgesteinen kommt Eisen ebenfalls in den Tonmineralen vor, aber auch in Pyrit und Hämatit und untergeordnet in Magnetit und Dolomit (z.T. Ankerit, auch Eisendolomit genannt). Der Gesamteisengehalt beträgt im Staßfurt-Steinsalz 0,1 – 0,2 % (Braitsch 1962). Der Durchschnittswert an Eisen des roten Staßfurter Carnallites beträgt 0,027 %, maximal 0,09 % (Boeke 1911). Salztone und die sogenannten Tonlöser enthalten ebenfalls Spuren von Eisen (Richter 1964).

Bei Untersuchungen von Spurenelementen in Salzlösungen aus Grubengebäuden der verschiedenen Lagerstättenbezirke (vgl. Kap. 3.4.4.5) konnten für den Magdeburg-Halberstädter-Bezirk (Nordharz Kalirevier) Eisengehalte für stark MgCl₂-haltige Salzlösungen aus dem Schacht Berlepsch-Maybach von 95 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XII) von 230 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XIII) von 1100 mg/l und für eine CaCl₂-haltige Lösung mit hohem MgCl₂-Anteil aus Schacht Ludwig II (Lösung XV) von 1920 mg/l nachgewiesen werden (Herrmann 1961).

Unter reduzierenden, leicht sauren Bedingungen kommt Eisen in zweiwertiger Form in Lösungen vor. Die hohe Reaktionsfähigkeit gegenüber Luftsauerstoff kann zu kurzfristigen Ausfällungen von Fe³⁺-Verbindungen führen und Eisenoxidhydrat-(FeOOH-) Krusten bilden (Herrmann et al. 2000; Usdowski & Herrmann 2003).

3.4.4.7 Bor (B)

Bor kann bei der Eindunstung von Meerwasser bei ausreichender Konzentration eigene Minerale wie z.B. Boracit, Ascharit, Aksait, Hydroboracit bilden. In Kap. 8.2.1.2 wird auf die speziell im Untersuchungsgebiet vorkommenden Borminerale eingegangen. Besonders erwähnenswert ist hier der Staßfurtit (Potyka 1859), eine Modifikation des Boracits, der primär entstandene rhombische α -Boracit (Rösler 1988). Ascharit und Staßfurtit sind die wichtigsten primären Borminerale der oberen Zechsteinfoolge 2 (Elert 1976).

Bor ist mit Gehalten von etwa 4,5 ppm (Sanyal et al. 2000; Smith et al. 1995) bzw. 4,8 ppm (Wattenberg 1943) ein Spurenelement im Meerwasser. Im marinen oxischen Milieu ist die dominante Borspezies Borsäure, überwiegend als undissoziierte H_3BO_3 vertreten (Bruland 1983).

Nach Anwendung der vereinfachten Formel von Boeke (vgl. Kap. 3.4.4.2) verbleibt bei der Eindunstung von Meerwasser am Beginn der Gipsabscheidung 0,0012 % Bor, am Beginn der Halitabscheidung 0,0037 % Bor, am Beginn der Carnallitabscheidung 0,037 % Bor und am Beginn der Bischofitabscheidung 0,05 % Bor in der Lösung (Braitsch 1962).

Die Borgehalte im Zechstein 2 sind um etwa ein bis zwei Größenordnungen höher als in den anderen Zechsteinfoolgen. Zum einen ist das auf die an Bor angereicherte Restlösung des Zechsteins 1, die vermutlich Bestandteil der Salzlösungen des Zechsteins 2 ist, zurückzuführen, zum anderen müssen während des Zechsteins 2 besondere Verhältnisse hinsichtlich der Ausgangskonzentration oder der Abscheidungsbedingung geherrscht haben (Braitsch 1962).

In einem Profil aus dem oberen Zechstein 2 aus Neustaßfurt wurde die vertikale Borverteilung vom Liegenden zum Hangenden untersucht. Mit der vertikalen Konzentrationserhöhung folgt das Bor den $MgCl_2$ -Gehalten und erweist sich als Komponente einer progressiven Präzipitation. In der Polyhalitregion des Staßfurtsteinsalzes im Liegenden lassen sich erstmals Borgehalte von 20 ppm nachweisen, die dann in den oberen Übergangsschichten auf durchschnittlich 50 – 60 ppm ansteigen. In der Übergangszone zum Staßfurtsteinsalz zum Kaliflöz erhöhen sie sich etwa auf 260 ppm. Die Liegendgruppe des Kaliflözes weist durchschnittlich Borgehalte von 355 ppm auf, die sich dann in der Hangendgruppe des Kaliflözes auf durchschnittlich 465 ppm Bor erhöhen (Elert 1976).

Experimentelle Untersuchungen zur Bildungsmöglichkeit von Boraten und insbesondere von Boracit in hochsalinaren magnesiumreichen Lösungen wurden ausführlich von Zhang (2011) durchgeführt. Hiernach ist bei der Eindunstung des Meerwassers bis zur Sättigung des quinären Systems im Punkt R mit einer Borkonzentration von ca. 400 ppm (im Punkt Q ca. 370 ppm) zu rechnen.

Bei Untersuchungen von Spurenelementen (vgl. Kap. 3.4.4.1) in Salzlösungen aus Grubengebäuden der verschiedenen Lagerstättenbezirke konnten für den Magdeburg-Halberstädter-Bezirk (Nordharz Kalirevier) Borgehalte für stark $MgCl_2$ -haltige Salzlösungen aus dem Schacht Berlepsch-Maybach von 300 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XII) von 160 mg/l, aus Neustaßfurt (Lösung XIII) von 180 mg/l, aus Schacht Ludwig II (Lösung XIV) von 48 mg/l und für eine $CaCl_2$ -haltige Lösung mit hohem $MgCl_2$ -Anteil aus Schacht Ludwig II (Lösung XV) von 160 mg/l nachgewiesen werden (Herrmann 1961).

Salinare Reliktlösungen weisen Borgehalte von 280 – 850 mg/l auf (Schwandt 1991a). Andererseits können erhöhte Borkonzentrationen auch auf anthropogene Einflüsse (z.B. durch Wasch- und Düngemittel) und damit auf einen Einfluß von Oberflächenwasser hindeuten.

Müller & Papendieck (1975) ordnen Wässer und Lösungen mit einem Gehalt von B \geq 100 mg/l salinaren Reliktlösungen zu. Gehalte von B \leq 100 mg/l werden diagenetisch veränderten Wässer, Ablaugungs- und Infiltrationslösungen zugeschrieben.

Die höchsten Borkonzentrationen von bis zu 2000mg/l wurden in Ölfeldwässern gefunden (Voigt 1972).

In der Tab. 3-9 sind die Borgehalte von diversen Salzmineralen und -gesteinen nach verschiedenen Autoren zusammengestellt aus Stewart (1963). Daraus ist zu entnehmen, dass Salztone, Carnallitite, Hartsalze und Anhydritgesteine erhebliche Gehalte an Bor aufweisen können. In den Salzlagerstätten bilden neben Anhydrit die Tonminerale, insbesondere die Glimmer, wichtige Borträger (Braitsch 1962).

Tab. 3-9: Borgehalte in Salzgesteinen- und -mineralen mariner Evaporite nach Stewart (1963).

Salzgestein/-mineral	Borgehalt [ppm]	Durchschnitt	Probenanzahl	Quelle
Halitit	0 - 50	-	6	Harder 1959
Halitit	0 - 379	-	2	Biltz & Marcus 1911
Halitit	0 - 4	-	7	Moore 1960
Sylvinit	0	-	3	Biltz & Marcus 1911
Bischofit	3	-	1	Biltz & Marcus 1911
Sylvin	0	-	1	Biltz & Marcus 1911
Carnallit	0	-	1	Harder 1959
Carnallit-Halitit	0 - 625	158	19	Biltz & Marcus 1911
Kieseritischer Halitit	31 - 152	89	5	Biltz & Marcus 1911
Polyhalitischer Halitit	0	-	1	Moore 1960
Polyhalit	0	-	1	Biltz & Marcus 1911
Polyhalit	\approx 800	-	1	Harder 1959
Hartsalz	0 - 516	356	6	Biltz & Marcus 1911
Hartsalz	0	-	2	Harder 1959
Anhydritgestein	6 - 21	13	3	Moore 1960
Anhydritgestein	1 - 500	68	62	Harder 1959
Anhydritgestein	-	16	22	Kropachev 1960
Gipsgestein (epigenetisch)	-	17	207	Kropachev 1960
Gipsgestein	0 - 14	-	2	Harder 1959
Salzton	0 - 1240	606	8	Biltz & Marcus 1911

3.4.4.8 Ammonium (NH₄)

Im Allgemein bestimmen die Prozesse der Nitrifikation und Denitrifikation die Verteilung der verschiedenen Stickstoffverbindungen und damit die Gehalte von Ammonium (NH₄⁺), Nitrit (NO₂⁻) und Nitrat (NO₃⁻) in den verschiedenen Wässern. In oberen Grundwasserkomplexen, im oxischen Milieu, gekennzeichnet durch positive Redoxwerte, findet unter Verbrauch von Sauerstoff die Nitrifikation statt, wobei Ammonium und Nitrit zu Nitrat oxidiert werden. In tieferen Grundwassersystemen läuft unter zunehmend reduzierenden Bedingungen, d.h. sauerstoffärmere Verhältnisse mit niedrigeren oder negativen Redoxwerten, die Denitrifikation statt, wobei Nitrat zu Ammonium, Nitrit zu Distickstoffoxid (N₂O) und reinem Stickstoff reduziert wird. Diese Prozesse laufen unter der Beteiligung von mikrobieller Tätigkeit ab. Bei der Ammonifikation, also der Bildung von Ammoniak (NH₃) und anschließender Lösung in Wasser entstehen Ammoniumionen. Bei diesen mikrobiellen Prozessen, wandeln einige Bakterienarten Nitrit zu Ammonium um. Andere Arten, wie *Desulfovibrio desulfuricans* reduzieren Nitrat direkt zu Ammonium (Voigt 1990). Auch durch mikrobielle Zersetzung von stickstoffhaltigen organischen Verbindungen kann Ammonium entstehen (Mattheß 2005).

Ammonium zeigt in Tieferwässern eine Parallelität zu der Verteilung der Kalium- und Jodkonzentrationen, steigende Gehalte mit zunehmender Teufe (Müller & Papendieck 1975).

Erhöhte Ammoniumgehalte können auch durch anthropogene Verunreinigungen verursacht werden. So sind in der Nähe von Deponien und kommunalen Kläranlagen im abströmenden Grundwasser deutlich höhere Ammoniumwerte zu verzeichnen. Bei Grundwasseruntersuchen im Rahmen der Deponieüberwachung in Niedersachsen fielen bei einem Vergleich mit den Ammoniumwerten für die Anstrommessstellen die teilweise starken Konzentrationserhöhungen im Abstrom auf. Die Abstrommessstellen von 18 Deponien wiesen im Mittelwert Ammoniumgehalte zwischen 16 und 330 mg/l auf. Der Maximumwert von 510 mg/l Ammonium verdeutlicht, wie stark das Grundwasser in einzelnen Messstellen durch Deponiesickerwasseremissionen belastet sein kann (Gerdes 2004).

In Staßfurt sind durch eine Reihe von Deponien und Halden im Stadtgebiet (vgl. Kap. 2.2.1) potentielle Emissionsquellen für Ammonium vorhanden. Bei Altlastenerkundungen Anfang der 90er Jahre konnten Ammoniumgehalte bis zu 60 mg/l in einigen Messstellen nachgewiesen werden (Bohn et al. 2001). Ammoniumchlorid (NH₄Cl) und Ammoniumsulfat ((NH₄)₂SO₄) sind z.T. Zwischenprodukte der Soleverarbeitung (Warren 2006b).

Bei Untersuchung von Ammoniumvorkommen in Kalisalzlagerstätten fiel die positive Korrelation zum Carnallitgehalt auf. Es kommt in Form von Ammoniumcarnallit (NH₄)MgCl₃ * 6 H₂O vor, der ein isomorpher Begleiter des Carnallits KMgCl₃ * 6 H₂O ist (Biltz & Marcus 1911).

Schon Carnallit enthält bis zu 0,03 – 0,04 % NH₄Cl (D'Ans 1933) vgl. Kap. 3.4.4.4.

In Aphthitalit (Glaserit, K₃Na(SO₄)₂) kann das Ammonium Kalium ersetzen (Stewart 1963).

4 Graphische Darstellung der Salzlösungen und ihrer chemischen Entwicklung

Das quinäre Ca-freie NaCl-gesättigte System Na-K-Mg-Cl-SO₄ besteht aus den Salzen NaCl, KCl, MgCl₂, Na₂SO₄ und Wasser. Es bildet vier reziproke Salzpaare, d.h. zwei Salzpaare, die sich wechselseitig ineinander umwandeln können:

- Na₂Cl₂ + K₂SO₄ ↔ K₂Cl₂ + Na₂SO₄
- Na₂Cl₂ + MgSO₄ ↔ Na₂SO₄ + MgCl₂
- K₂Cl₂ + MgSO₄ ↔ K₂SO₄ + MgCl₂
- Na₂SO₄ + MgCl₂ ↔ Na₂Cl₂ + MgSO₄

Zur graphischen Darstellung der NaCl-gesättigten quinären Salzlösungen entwickelte Jänecke (1912) eine Dreiecksdarstellung mit den relevanten Konzentrationen Mg-SO₄-K₂ (Abb. 4-1).

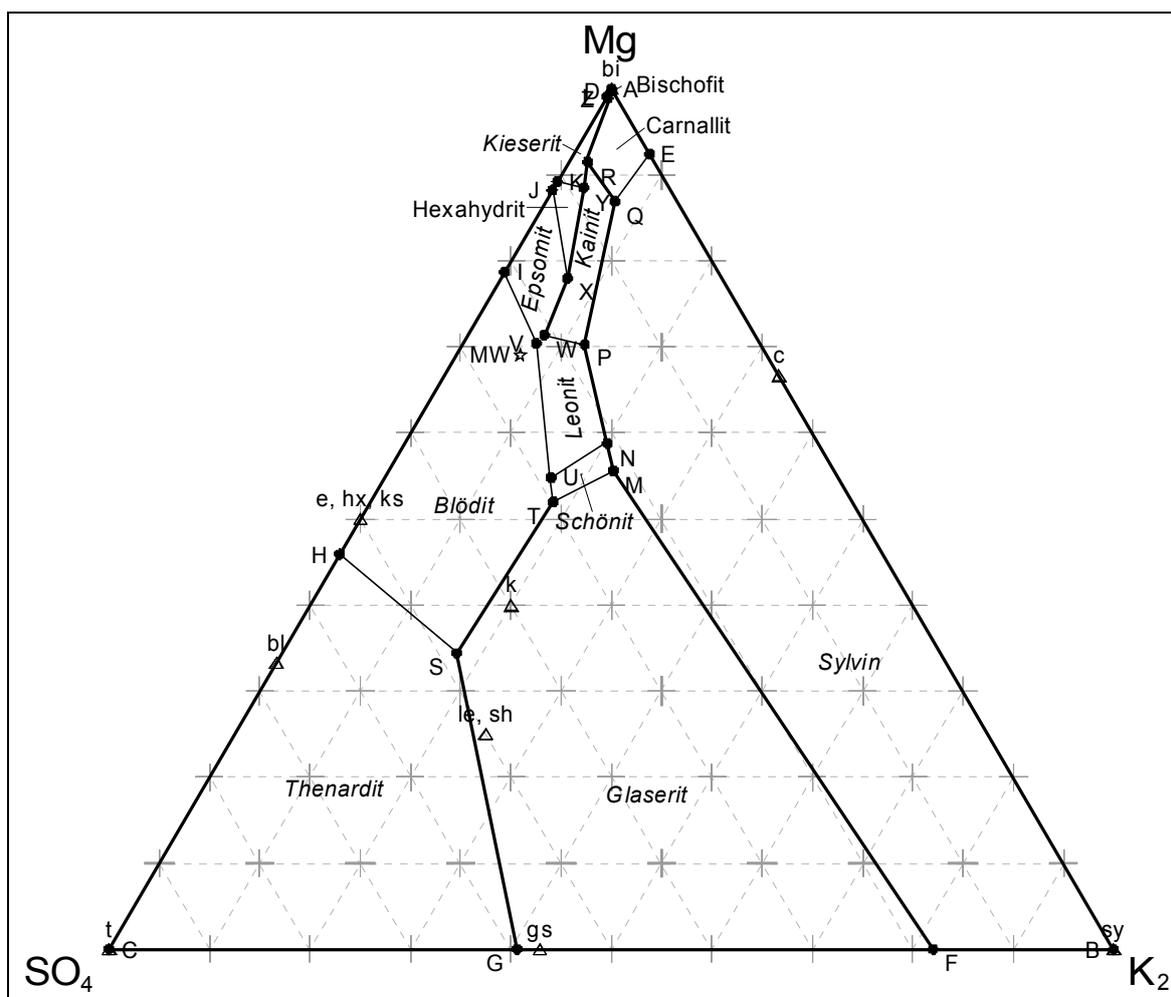


Abb. 4-1: NaCl-gesättigtes quinäres (Ca-freies) System Na-K-Mg-Cl-SO₄-H₂O bei 25 °C in der Jänecke-Projektion nach Braitsch (1962); MW = Meerwasser; Punkte D, E, F ... : Lösungen im Gleichgewicht zu den Mineralphasen in den angrenzenden Stabilitätsfeldern (z.B. Q-Lösung im Gleichgewicht mit Sylvin, Kainit, Carnallit (+ Halit)).

Bei Lösungen in Salzformationen wird Halit-Sättigung vorausgesetzt und die NaCl-Komponente nicht mit dargestellt. Zur 2D-Darstellung wird auf die Calcium-Komponenten verzichtet (die bei den nicht-metamorphisierten Meerwasser-Lösungen mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle spielen), d.h. es wird das quinäre System dargestellt, es sind aber auch 3D-Darstellungen des hexären Systems unter Berücksichtigung der Calcium-Salze möglich, z.B. in der Arbeit von Herbert (2000).

Zur genauen Charakterisierung des Sättigungszustandes ist zusätzlich noch der Wassergehalt der Lösung (bzw. das Verhältnis gelöste Salze zu Wasser) erforderlich, kann aber im Diagramm nicht unmittelbar mit dargestellt werden.

Für diese Abbildung der salinaren calciumfreien Lösungen werden die Molalitäten bzw. die Molprozent (Mol-%) von Na, K, Mg, SO₄, und Cl berechnet. Nach Umrechnung der Hauptkomponenten in die fiktiven Komponenten NaCl, Na₂SO₄, KCl, K₂SO₄ und MgCl₂ lassen sich die CaCl₂-freien Lösungen durch das quinäre System NaCl-KCl-MgCl₂-Na₂SO₄-H₂O im Jänecke-Dreieck nach Braitsch (1962) darstellen. Dazu müssen die Ionenkonzentrationen in Jänecke-Koordinaten umgerechnet und anschließend bezogen auf die NaCl-Sättigung in das Diagramm eingetragen werden.

Die feinen Verbindungslinien (Überschreitungslinien) in der Abb. 4-1 zwischen den invarianten Punkten (z.B. F, G, P oder Q) bilden die Grenzen der Stabilitätsfelder von Salzmineralen, die mit den entsprechenden Lösungen im Gleichgewicht stehen. Beispielsweise sind die Lösungen P, Q, R, Y, X und W alle mit Kainit im Gleichgewicht, da ihre Verbindungslinien das Kainitfeld umfassen. Die Lösung Q steht außerdem noch mit Sylvin und Carnallit im Gleichgewicht, da sie ebenfalls an diese beiden Stabilitätsfelder grenzt. Der darstellende Punkt (z.B. k für Kainit) eines Salzminerals (Salzpunkt) muß nicht im Stabilitätsfeld dieses Minerals liegen. Im Fall von Kainit befindet er sich im Stabilitätsfeld von Glaserit. Die stärker gezeichneten Linien markieren die Kristallisationsbahnen. Eine Lösung, die genau auf einer Kristallisationsbahn liegt, kann gleichzeitig Bodenkörper der angrenzenden Stabilitätsfelder ausscheiden, wobei sich die Lösungszusammensetzung entlang der Grenze bis zu einem Endpunkt ändert (Braitsch 1962; Herbert 2000). Die Q- und R- Lösung stellen Magnesiumchlorid dominierte Lösungen dar.

Die Abb. 4-2 zeigt den hier relevanten oberen Teil des quinären Systems der Dreiecksdarstellung. Sie bildet den Kristallisationsverlauf der Evaporite zum einen bei statisch isothermer Eindunstung (reguläre Eindunstung normalen Meerwassers bei 25 °C) dargestellt durch die rote Linie und zum anderen bei Verarmung von Magnesiumsulfat ab (blaue Linie). Bei 25 °C liegt der darstellende Punkt des Meerwassers (MW) im Stabilitätsfeld von Blödit (Braitsch 1962). Im Verlauf der Evaporation verläuft die Kristallisation vom Punkt des Meerwassers aus Richtung der Kristallisationsbahn, die das Kainitfeld mit den Magnesiumsulfaten bildet. Hier werden die Punkte W, X und Y erreicht, bevor schließlich im Punkt R die Kalium- und Magnesiumsalze Carnallit, Kainit und Kieserit ausfallen. Am Ende bildet sich Bischofit neben Carnallit entlang der Kristallisationsbahn vom Punkt R bis zum Punkt Z.

Gelegentlich tritt im Verlaufe der Meerwassereindunstung eine Verarmung an Magnesium und Sulfat auf, wobei sich der Kristallisationsablauf im quinären System deutlich ändert. Die grüne Linie markiert den Effekt der $MgSO_4$ -Verarmung. Beim Schnittpunkt dieser Linie mit der Kristallisationsbahn vom Punkt W zum Punkt Q zwischen den Feldern Kainit und Sylvin beginnt die gemeinsame Fällung dieser beiden Minerale, bevor schließlich Carnallit in Gegenwart von Kainit entlang der Kristallisationsbahn vom Punkt Q bis Punkt R kristallisiert (Mengel et al. 2012).

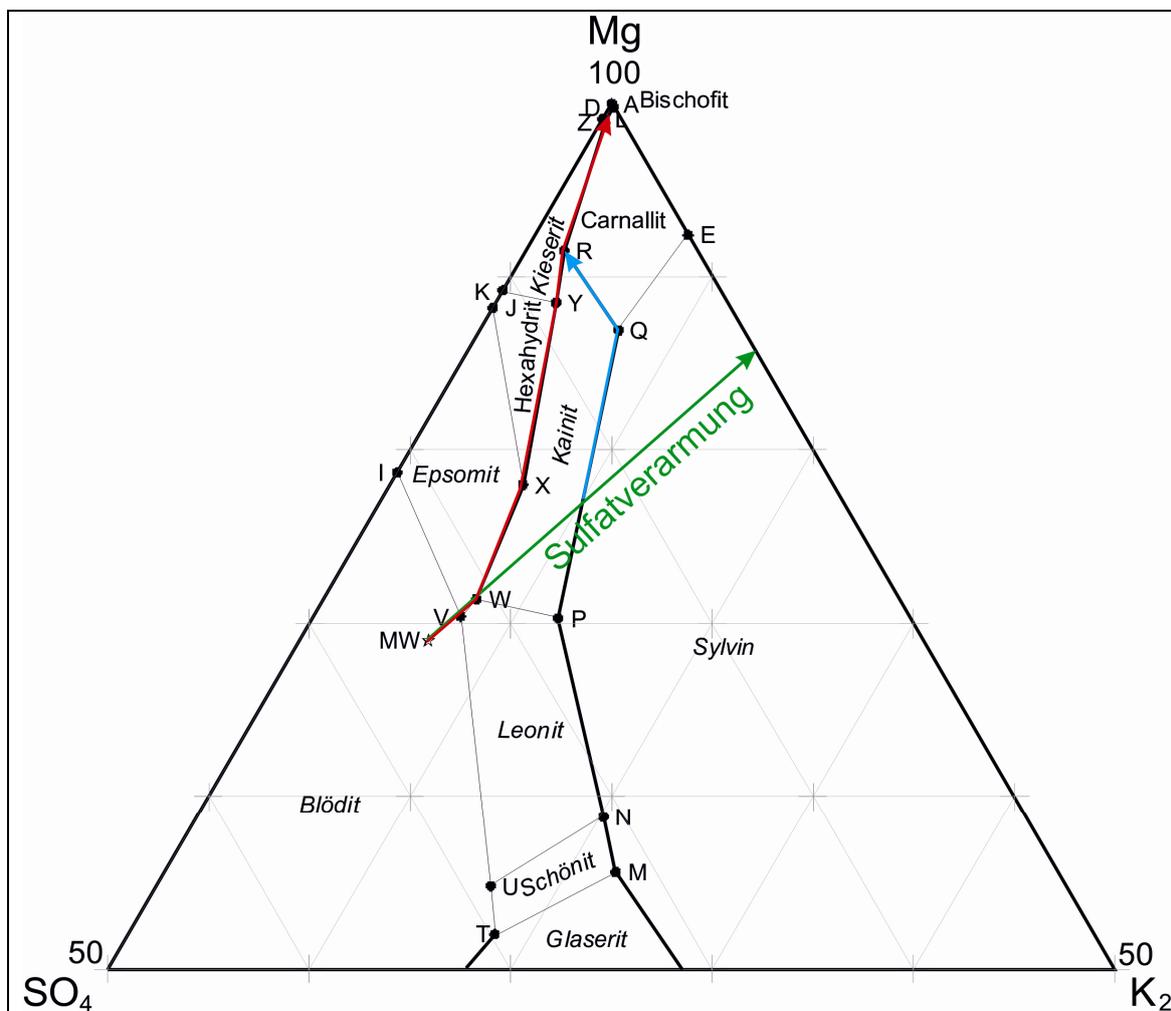


Abb. 4-2: Darstellung der Kristallisationsverläufe bei der Bildung mariner Evaporite bei 25 °C bei statischer Eindunstung (rote Linie) und bei Verarmung von Magnesiumsulfat (blaue Linie) verändert nach Mengel et al. (2012).

Die Abb. 4-3 zeigt ausgewählte Analysen des Zechsteinsalinars aus dem Untersuchungsgebiet Staßfurt im Ca-freien, Halit-gesättigten quinären System in der Jänecke-Darstellung K_2 -Mg- SO_4 .

Die Lösungen stellen bezüglich ihrer Aufsättigung die am weitesten entwickelten Laugen im Untersuchungsraum dar. Sie befinden sich in der Jänecke-Projektion nahe der Zusammensetzung der NaCl-gesättigten Q-Lösung des Systems (Na - K - Mg - Cl - SO_4 - H_2O):

- Die Lösungen sind nahezu Calcium - frei.
- Die ermittelten Jänecke-Koordinaten (Jänecke 1912) im System K_2 -Mg- SO_4 betragen ca. 6,41 % - 86,04 % - 7,54 % (Mittelwerte bei geringen Schwankungsbreiten). Für die Q-Lösung werden nach verschiedenen Autoren Jänecke-Koordinaten zwischen:

K_2 5,75 - 7,77 %

Mg 86,45 – 87,78 %

SO_4 5,55 - 6,48 %

angegeben (Beck et al. 1981b; Braitsch 1971; D'Ans 1933; Eugster et al. 1980; Herbert 2000). Die Analysen befinden sich überwiegend im Stabilitätsfeld von Kainit, zeigen aber z.T. tendenziell noch einen geringen Sulfat-Überschuss von wenigen Prozent. Der invariante Punkt Q ist in den Lösungen noch nicht ganz erreicht.

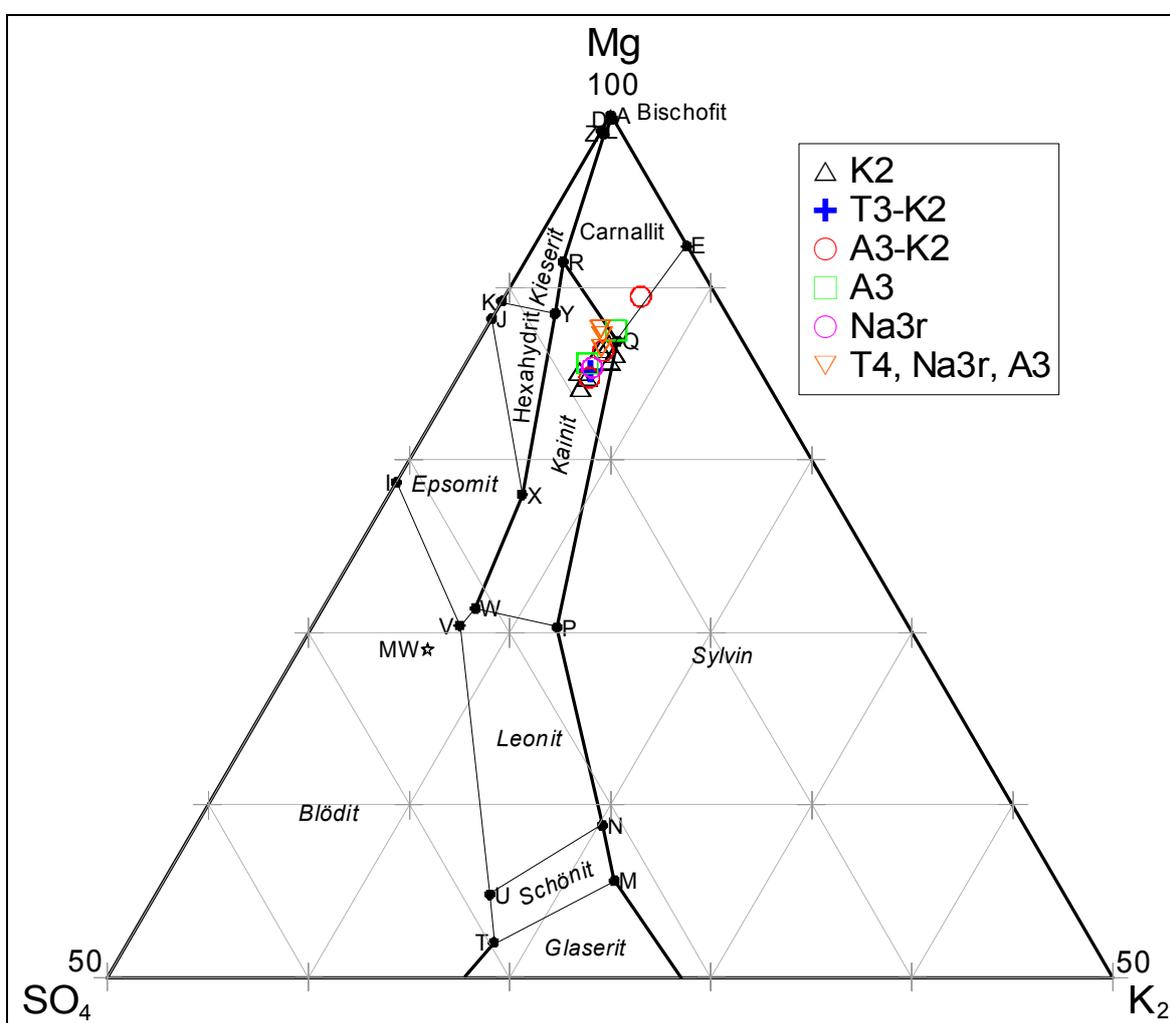


Abb. 4-3: Ausgewählte Analysen aus dem Zechsteinsalinar Staßfurt bei 25 °C in der Jänecke-Projektion.

Eine andere Form der graphischen Darstellung von Salzlösungen ist die Abbildung relevanter Ionenverhältnisse. Hierbei werden im Gegensatz zu der Jänecke-Projektion nicht die Relativegehalte sondern ihre Absolutwerte dargestellt, z.B. in den Einheiten mg/l oder mmol/l. Auch die Darstellung ausgewählter Ionen in Abhängigkeit der Teufe oder Gesamtmineralisation kann zur Interpretation herangezogen werden (vgl. Kap. 8).

5 Hydrogeochemische Modellierung salinärer Lösungen

5.1 Grundlagen der hydrogeochemischen u. thermodynamischen Modellierung

Die hydrogeochemische oder auch thermodynamische Modellierung beschreibt ein dynamisches System realer oder postulierter hydrogeochemischer Prozesse (Reaktionen, Transport) und Zustände (Zusammensetzung von Grundwässern und Mineralen). Sie ermöglicht mit seiner großen Anzahl an Informationen über den Sättigungszustand vieler chemischer Verbindungen eine Einsicht in kontrollierende Phasen und die im Grundwasserleiter ablaufenden Reaktionen. Der dazu benötigte thermodynamische Basisdatensatz der Programmsysteme umfasst thermodynamischen Konstanten (Gleichgewichtskonstanten und Reaktionsenthalpien) der Reaktionen der relevanten Minerale und Ionenspezies. Ausgangspunkt der Modellierung sind die Daten der Wasserinhaltsstoffe und der physikochemischen Parameter einer Lösung. Voraussetzung für die Modellierung ist die Erfüllung der Massen- und der Elektronenbilanz. Auf Grund dieser Datenbasis kann mit hydrogeochemischen Modellierungsprogrammen eine iterative Berechnung des thermodynamischen Gleichgewichts durchgeführt werden. Dabei erfolgt eine Ermittlung der Aktivitäten und Sättigungsindizes, der in der flüssigen Phase enthaltenen Spezies, und der jeweiligen Ionenaktivitätsprodukte (IAP) für die relevanten Mineralphasen.

5.1.1 Thermodynamische Grundlagen

Die hydrogeochemische Modellierung thermodynamischer Gleichgewichtszustände basiert auf zwei wesentlichen Gesetzen - das Gesetz zur Erhaltung der Masse und das Massenwirkungsgesetz (Langguth & Voigt 2004).

Das Massenwirkungsgesetz beschreibt das Verhältnis der Aktivitäten der Produkte und der Edukte einer Reaktion im chemischen Gleichgewicht, sofern sie reversibel ist und das Verhältnis konstant ist:



Die daraus resultierende Konstante K = thermodynamische Gleichgewichtskonstante:

$$K = \frac{[C]^c \times [D]^d}{[A]^a \times [B]^b} \qquad \text{Formel 5-2}$$

mit a, b, c und d = Anzahl der Mole der Edukte A und B, bzw. der Produkte C und D

Die Gibbs'sche freie Energie G (auch als freie Enthalpie bezeichnet) ist ein Maß für die Wahrscheinlichkeit, dass eine Reaktion abläuft. Die Gibbs'sche freie Energie G setzt sich aus der Enthalpie H und der temperaturbezogenen Entropie S^0 zusammen:

$$G = H - S^0 \times T$$

Formel 5-3

mit T = Temperatur in Kelvin

Die Entropie S^0 ist eine thermodynamische Zustandsgröße und steht für den Ordnungsgrad eines thermodynamischen Systems bzw. für die Irreversibilität einer chemischen Reaktion.

Die Enthalpie H ist ein Maß für die Energie eines thermodynamischen Systems. Sie setzt sich aus der inneren Energie U zusammen, dem Druck p und dem Volumen V zusammen:

$$H = U + p \times V$$

Formel 5-4

Ist der Wert für die Gibbs'sche freie Energie G positiv so benötigt die ablaufende Reaktion zusätzliche Energie. Ist er negativ, läuft die Reaktion spontan unter Energiefreisetzung ab. Ist die Gibbs'sche freie Energie gleich Null ($G = 0$) befindet sich die Reaktion im chemischen Gleichgewicht.

Die Änderung von G während einer Reaktion steht in direktem Verhältnis zur Energieänderung der Aktivitäten aller Edukte und Produkte unter Standardbedingungen:

$$G = G^0 + R \times T \times \ln \frac{[C]^c \times [D]^d}{[A]^a \times [B]^b}$$

Formel 5-5

mit R = allgemeine Gaskonstante (8.315 J/K mol)

G^0 = Standard freie Gibbs'sche Energie bei 25 °C und 100 kPa

$G^0 = G$, wenn alle Edukte und Produkte in einer einheitlichen Aktivität vorliegen.

Die Gibbs'sche Phasenregel gibt die Zahl der Freiheitsgrade eines Systems an. Sie ergibt sich aus der Zahl der an der Reaktion beteiligten Komponenten und Phasen:

$$F = C - P + 2$$

Formel 5-6

mit F = Anzahl der Freiheitsgrade

C = Anzahl der Komponenten

P = Anzahl der Phasen

In der Gleichung steht 2 für die beiden unabhängigen Variablen Druck und Temperatur. Phasen stehen in diesem Zusammenhang für die Aggregatzustände (fest, flüssig oder gasförmig) und die Komponenten für die einzelnen chemischen Inhaltsstoffe dieser Phasen (Merkel & Planer-Friedrich 2002).

Ionenaktivitätsprodukt und Sättigungsindex für konkrete Phasen sind über die Konzentrationen und Aktivitäten der entsprechenden gelösten Spezies definiert. Die Aktivität a und Konzentration c sind über den Aktivitätskoeffizienten f miteinander verknüpft:

$$a = f \times c \qquad \text{Formel 5-7}$$

Die Aktivitätskoeffizienten hängen von der Ionenstärke der Lösung ab. Die Ionenstärke (I) ist ein Maß für die Gesamtkonzentration einer wässrigen Lösung und ist wiederum als Summe aus dem Produkt der Aktivitäten a und dem Quadrat der Wertigkeit z aller Ionen in einer Lösung definiert:

$$I = 0,5 \times \sum (a_i \times z_i^2) \qquad [\text{mol/l}] \qquad \text{Formel 5-8}$$

Die Berechnung der voneinander abhängigen Größen Aktivitäten und Ionenstärken, erfolgt iterativ aus den Konzentrationen.

Eine verlässliche Berechnung der Aktivitätskoeffizienten ist eine der wichtigsten Voraussetzungen für thermodynamische Berechnungen mit Modellprogrammen. Im Programm PHREEQC wird daher meist eine abgewandelte Form der DEBYE-HUECKEL-Gleichung verwendet, die für die Hauptionen an empirische Daten angepasst ist, und bis zur Ionenstärke von Meerwasser (ca. 0,7 mol/l) gute Werte liefert. Für höher mineralisierte Wässer ($I > 1$) werden in PHRQPITZ die Aktivitätskoeffizienten nach den PITZER-Gleichungen berechnet (Plummer et al. 1988). Mit den PITZER-Gleichungen besteht die Möglichkeit auch in Solen (hochsalinaren Lösungen) verlässliche thermodynamische Berechnungen durchzuführen. Das sogenannte Pitzer-Modell (Pitzer 1973; Pitzer 1975; Pitzer & Kim 1975; Pitzer & Mayorga 1973; Pitzer & Mayorga 1974) basiert ebenfalls auf dem Debye-Hückel Ansatz, integriert aber zusätzlich sogenannte Virialkoeffizienten, die zwischenmolekulare Kräfte beschreiben. Bei höheren Ionenkonzentrationen, wie sie in Salzlösungen auftreten, nehmen spezifische Wechselwirkungen zwischen ungleich geladenen und gleich geladenen Ionen zu. Interaktionen zwischen drei verschiedenen Ionen sowie zwischen Ionen und Neutralteilchen sind möglich (Herbert 2000). Für weiterführende Informationen bezüglich des Pitzer-Modells wird auf die Ausführungen der vorhergehenden Publikation und auf Pitzer (1991) verwiesen.

Das Ionenaktivitätsprodukt (IAP) bezüglich einer Phase wird multiplikativ über die Aktivitäten der gelösten relevanten Spezies bestimmt (z.B. für Halit aus a_{Na^+} und a_{Cl^-}), potenziert um die in der Reaktion zur Bildung der Phase umgesetzten stöchiometrischen Stoffmengen (z.B. $\text{IAP}_{\text{CaCl}_2} = [a_{\text{Ca}^{2+}}] * [a_{\text{Cl}^-}]^2$).

Der Sättigungsindex (SI) einer Lösung gegenüber einem bestimmten Mineral wird als Logarithmus des Quotienten aus dem Ionenaktivitätsprodukt (IAP) und dem Löslichkeitsprodukt (K_{LP} - der unter den gegebenen Randbedingungen wie Temperatur und Ionenstärke maximal löslichen Stoffmenge einer Phase) ausgedrückt (Wisotzky 2011):

$$SI = \log \frac{IAP}{K_{LP}} \quad [---] \quad \text{Formel 5-9}$$

Eine weitere zur Charakterisierung des Sättigungszustandes verwendete Größe ist die Affinität A , die sich aus dem Sättigungsindex (SI) nach

$$A = 2,303 \times RT \times SI \quad [\text{kcal}] \quad \text{Formel 5-10}$$

mit

R – allgemeine Gaskonstante,

T – Temperatur in K,

SI – Sättigungsindex.

berechnen lässt.

- Ein negativer Sättigungsindex ($SI < 0$) bzw. eine negative Affinität, deutet auf eine Untersättigung und damit auf die Möglichkeit der Lösung der entsprechenden Phase,
- $SI = 0$ zeigt einen Gleichgewichtszustand zwischen der Lösung und einem Mineral an,
- Ein positiver Sättigungsindex ($SI > 0$) zeigt die Übersättigung eines Minerals in der Lösung an, damit besteht die Möglichkeit des Ausfallens (Kölling 1988).

Ein Sättigungsindex exakt $SI = 0$ tritt jedoch praktisch kaum auf, da:

- mögliche Analysenfehler die Berechnung beeinflussen,
- aufgrund von Ungenauigkeiten in thermodynamischen Datenbanken Unschärfen in der Modellierung auftreten.

Es gelten daher Affinitäten zwischen $-0,5$ und $+0,5$ als Gleichgewichtszustände bzw. Sättigungen (Siemann 1995).

Die tatsächlich ablaufende Lösungs- und Fällungsreaktionen werden zusätzlich von der Reaktionskinetik beeinflusst, die mit den Modellprogrammen nicht berücksichtigt werden können. Es können thermodynamische Nichtgleichgewichte ($SI \neq 0$) aufgrund kinetischer Hemmungen auch längerfristig stabil sein. Entsprechende kinetische Parameter liegen derzeit insbesondere im hochsalinaren Bereich nur eingeschränkt vor.

5.1.2 Hydrogeochemische Programmsysteme

Die Modellierung der thermodynamischen Gleichgewichtszustände erfolgte mit den hydrogeochemischen Modellprogrammen PHREEQC (Parkhurst et al. 1980), (Parkhurst 1995) / PHRQPITZ (Plummer et al. 1988) aktualisiert 1994), welche Weiterentwicklungen des Programmes PHREEQE (Parkhurst et al. 1980), ein Programmsystem zur Simulation komplexer hydrogeochemischer Gleichgewichtsprozesse, darstellen. Desweiteren wurden die Programme PHREEQC Interactive (Parkhurst & Appelo 2008), EQ3/6 (Wolery 1992), LLNL Lawrence Livermore National Laboratory) und ChemApp (GTT Gesellschaft für Technische Thermochemie und -physik mbH) eingesetzt.

PHRQPITZ ist gegenüber PHREEQC insofern eingeschränkt, als das Berechnungen nur für das System Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₃-CO₂-H₂O (+ eingeschränkt für Fe, Mn, Sr, Ba, Li, Br) und einem konstanten vorzuwählenden Eh-Wert durchgeführt werden können, was jedoch im Falle der Lösungen des Untersuchungsgebietes ohne Belang ist. Nachteile des Programmpaketes PHRQPITZ insbesondere gegenüber EQ3/6 ergeben sich in Reaktionsberechnungen und den dabei erfolgenden Stoffumsätzen durch die Festschreibung der Menge H₂O auf ein kg in PHRQPITZ, was bei der Beteiligung von hydratisierten Verbindungen zu Problemen führen kann. Eine Konsequenz daraus ist: PHRQPITZ kann (ohne Einschränkung) zur Modellierung der Speziesverteilung und Sättigungszustände genutzt werden, jedoch nicht zur Reaktionsmodellierung bei Beteiligung hydratisierter Phasen.

Inzwischen ist das Modellprogramm PHRQPITZ überholt. Seit der PHREEQC Version 2.12 (September 2005) sind die Pitzer Ioneninteraktionsmodelle der Datenbasis PHRQPITZ in PHREEQC implementiert. Seit Juni 2013 ist die PHREEQC Version 3.0.6 fertiggestellt.

Es existieren weitere Programmsysteme zur thermodynamischen Modellierung hochsalinärer Lösungen z.B. SOLMINEQ und CHEMSAGE bzw. FACTSAGE. Vergleiche zwischen den Modellprogrammen, SOLMINEQ, PHREEQE und EQ3/6 finden sich zum Beispiel in Thomas (1994), in Wernicke (1996) oder in Merkel & Planer-Friedrich (2002).

Es zeigt sich, dass im Rahmen der Analysengenauigkeit und der praktisch sinnvollen Präzision im vorliegenden Temperaturintervall überwiegend gute Übereinstimmungen in der Bestimmung der Mineralsättigungen erzielt werden.

5.1.3 Eingesetzte Datenbasen

Es stehen eine Reihe von Datenbasen mit den thermodynamischen Parametern zur Verfügung:

- Datenbasis für 25 °C („HMW“-Datenbasis), hexäres System Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄ (Harvie et al. 1984),
- Datenbasis mit Temperaturabhängigkeiten für höhere Temperaturen, aber auch für < 25 °C, quinäres System Na-K-Mg-Cl-SO₄ (Pabalan & Pitzer 1987),
- Datenbasis mit Temperaturabhängigkeiten für höhere Temperaturen, aber auch für < 25 °C, quinäres System Na-K-Ca-Cl-SO₄ (Greenberg & Moller 1989),
- Datenbasis mit Temperaturabhängigkeiten für < 25 °C, hexäres System Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄, Zusammenführung und Extrapolation des Modells von Pabalan & Pitzer (1987) und Greenberg & Moller (1989) auf geringe Temperaturen (Spencer et al. 1990),
- Datenbasis mit Temperaturabhängigkeiten für < 25 °C, hexäres System Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄, Reevaluierung und Ergänzung des Modells von Spencer et al. (1990) für den Programmcode FREZCHEM (Marion & Farren 1999).

Aufgrund der Problematik der Probenahme für die Analysen des GWK 3 (s. Kap. 6.3.1.1 und 6.3.1.2) ließ sich die die Temperatur für die Modellierung vielfach nicht exakt festlegen. Der Bereich des GWK 3 aus dem Analysen vorliegen (etwa von 120 bis 370 m Tiefe) umfasst einen Temperaturbereich von ca. 15 – 20 °C (Jahnke et al. 2010a). Die Proben aus den tieferen Zonen wurden während der Pumpprobenahmen abgekühlt auf 10 – 13 °C, wobei es z.T. zu deutlichen Ausfällungen gekommen ist, d.h. in diesem recht geringen Schwankungsbereich der Temperatur reagieren die Wässer bereits sehr sensibel. Die Gleichgewichtstemperatur kann deshalb für jede Analyse und genaugenommen auch für jede Mineralphase schwanken. Für Proben aus hydraulischen Bohrloch-Tests und für mit Tiefen-Probennehmern gewonnene Proben liegen i.d.R. keine Temperaturangaben vor. Als Kompromiss wurden die hydrogeochemischen Modellierungen für 15 °C durchgeführt. Diese Temperatur stellt für den GWK 3 einen Mittelwert zwischen der in-situ-Temperatur und der probenahmebedingten Temperatur dar. Für die Wässer aus den GWK 2 und 1 und den dort relevanten Mineralphasen entspricht dieses einer mittleren Temperatur. Es wurden angepasste Datenbasen nach Pabalan & Pitzer (1987, Spencer et al. (1990) und Marion & Farren (1999) verwendet.

6 Hydrogeologische Erkundungsarbeiten

6.1 Bohrprogramme und Messstellenbau

6.1.1 Bohrprogramm Lockergestein (GWK 1) des Forschungsverbundes (TV2, BGR, AP4 in Zusammenarbeit mit TV1, BTU Cottbus und TV5, IHU GmbH)

Im Raum Staßfurt existieren durch eine langjährige Grundwasserüberwachung (die nach Kater & Koch (2007) bereits 1912 begann) sowie diverse Altlastenerkundungen insbesondere zu Beginn der 90er Jahre zahlreiche Aufschlüsse und Messstellen im Lockergestein. Es wurden jedoch im Rahmen des Verbundvorhabens „Dynamik abgesoffener oder gefluteter Salzbergwerke und ihres Deckgebirges“ weitere Bohrungen im Lockergestein in Zusammenhang mit folgenden Aufgabestellungen abgeteuft:

- gezielte Erkundung des Lockergesteines und dessen Kontakt zum Deckgebirge zur Gewinnung von Informationen für das geologische Modell (TV2) (Dresbach et al. 2010),
- Gewinnung von Informationen aus dem oberflächennahen Bereich zur Ergänzung/Verifizierung der geophysikalischen Erkundungen (Elektromagnetik und Geoelektrik TV2, AP2 und AP3), Erkundung von geophysikalischen Anomalien,
- Errichtung von neuen Grundwassermessstellen im Lockergestein zur Ergänzung und Verdichtung der hydrochemischen und hydrodynamischen Befunde.

Die Durchführung des Bohrprogramms erfolgte durch das TV2 der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, (Standortplanung, Genehmigungsverfahren, Bohrvorbereitung und -koordination, Durchführung der Bohrarbeiten und des Messstellenausbau) in Zusammenarbeit mit dem TV5 der IHU Geologie und Analytik GmbH, Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH, (IHU), Stendal, (geologische Vor-Ort-Betreuung, Vermessungsarbeiten) und der TV1, BTU (Standortplanung, Genehmigungsverfahren, Bohrvorbereitung, Vermessungsarbeiten).

Zur Darstellung der geologischen Ergebnisse des Bohrprogrammes Lockergestein wird auf den Bericht des TV5, IHU GmbH sowie auf die Publikation von Wackwitz et al. (2010) verwiesen. Es wurden nicht alle Bohrungen zu Grundwassermessstellen ausgebaut, da diese z.T. nur der geologischen Erkundung dienten, zum anderen bei Bohrungen im Lockergestein stellenweise kein Grundwasser angetroffen wurde.

Insgesamt wurden 19 neue Grundwassermessstellen im Lockergestein errichtet (zur Lage s. Anlage 1). Der Ausbau erfolgte mit Kunststoffrohren mit einem Rohrdurchmesser von 75 mm (3").

Neben den geologisch-hydrogeologischen Kriterien waren bei den Arbeiten Randbedingungen wie Eigentumsrechte, Altlastensituation und Infrastruktur zu berücksichtigen. Es war daher nicht jeder geologisch/hydrogeologisch relevante Standort realisierbar. Die Messstellen innerhalb des Stadtgebietes wurden ausschließlich Unterflur errichtet, um Behinderungen auszuschließen.

Die Errichtung der aufgeführten Grundwassermessstellen erfolgte im Einzelnen unter folgenden Gesichtspunkten:

- Ergänzung des Messnetzes im Bereich von Lücken in den bisherigen Messnetzen (Messstellen 1, 2, 506, 1001, 1002a),
- Abgrenzung des hydrodynamischen Systems im Raum Staßfurt bzw. Analyse der hydrogeologischen Anbindung an das Umfeld (Messstellen 501, 506, 601, 602a, 1007, 2001A, 2002, 2003),
- Errichtung von Messstellen mit langen Filterstrecken für teufenorientierte Messungen der Milieu-Parameter mit Multi-Parameter-Sonden (TV2, BGR, AP5) (Messstellen 1, 2, 311, 302a, 702a),
- Beobachtung der standortbezogenen Dynamik im GWK 1 im Vergleich zu Messstellen im GWK 2 (Messstellen 101a, 701a, 1002a, 801a).

Auf Basis der aufgeführten, neu errichteten Messstellen sowie der vorhandenen Altmessstellen war die Erstellung von sehr detaillierten, flächendeckenden Grundwassergleichplänen für den GWK 1 des Stadtgebietes einschließlich der Bergschadensbereiche und des Umfeldes möglich. Es konnten Einzugsgebiete und Reichweite von Wasserhaltungen abgegrenzt werden, sowie Wechselwirkungen des GWK 1 mit den Oberflächengewässern und der Grundwasserdynamik des GWK 2 Deckgebirge analysiert werden.

6.1.2 Bohrprogramm Deckgebirge (GWK 2) des Forschungsverbundes (TV1, BTU Cottbus)

Der Kenntnisstand zur Hydrogeologie des GWK 2 war vor dem Forschungsverbundvorhaben „Dynamik abgesoffener oder gefluteter Salzbergwerke und ihres Deckgebirges“ vergleichsweise gering. 1977-79 erfolgten im Rahmen eines ingenieurgeologischen Bohrprogrammes (Koerber 1978, Eggert & Riedel 1979) erste hydrogeologische Untersuchungen im Deckgebirge (speziell Unteren Buntsandstein). In Gestängetest wurden Formationsdrücke für das Deckgebirge bestimmt und Schichtwasserproben gewonnen. Eine Bohrung (IG 5 / 1977) wurde im GWK 2 (Unterer Buntsandstein) ausgebaut, alle übrigen IG-Bohrungen im GWK 3 (im Hauptanhydrit z3An oder im Bereich des Kaliflözes z2K bzw. der ehemaligen Grubenbaue). An der IG 5 erfolgten Schichtwasserbeprobungen und ein Pumpversuch. Die Messstelle wurde jedoch in den 90er Jahren zurückgebaut.

1996 wurden fünf weitere Bohrungen zur Charakterisierung des Deckgebirges abgeteuft und zu neuen Grundwassermessstellen ausgebaut (TP 1 bis 4 /1996, Hy St 1A /1996). 1997 und 1999 erfolgten teufenbezogene hydrochemische Beprobungen an diesen Messstellen. Weitere Untersuchungen wie z.B. Wasserstandsbeobachtungen wurden nicht durchgeführt. Die Messstellen wurden zudem bezüglich Lage und Höhe nicht eingemessen.

Eine Charakterisierung des Deckgebirges und der ablaufenden hydrogeologischen Prozesses und deren Beziehungen zu den Prozessen im GWK 3 waren mit diesen Einzelaufschlüssen nicht möglich.

Im Rahmen des Forschungsverbundes „Dynamik abgesoffener oder gefluteter Salzbergwerke und ihres Deckgebirges“ wurde deshalb durch TV1, BTU Cottbus ein Bohrprogramm „Deckgebirge“ mit folgenden Zielstellungen durchgeführt:

- nähere geologisch/hydrogeologische Charakterisierung des Deckgebirges (Buntsandstein, Caprock/Gipshut) wie lithologische und strukturelle Ausbildung,
- Gewinnung von hydrogeologischen Parametern aus geophysikalischen Untersuchungen und Hydrotests,
- Gewinnung von Schichtwässern zur hydrochemischen Charakterisierung,
- Errichtung von Grundwassermessstellen zur weiterführenden Untersuchung insbesondere der Beobachtung von zeitlichen Entwicklungen.

Das Bohrprogramm wurde in Zusammenarbeit von BTU Cottbus (TV1) und IHU GmbH (TV5) realisiert. Ausschreibung, Vergabe, Gesamtkoordination und Betreuung der hydrogeologischen Vor-Ort-Arbeiten (Pumpversuche, Tests) erfolgte durch die BTU Cottbus. Die Vor-Ort-Betreuung der Bohrarbeiten und der Bohrlochgeophysik, die geologische Interpretation der Ergebnisse sowie die Vermessungsarbeiten erfolgten durch die IHU GmbH.

Die Auswahl der Bohrstandorte erfolgte durch die BTU Cottbus und IHU Stendal nach geologisch/hydrogeologischen und logistischen Kriterien. Ziel war die flächenhafte Erkundung der wichtigsten Einheiten des Deckgebirges (Buntsandstein, Caprock) im Raum Staßfurt in Teufen bis ca. 100 m. Weitere Standortkriterien waren organisatorischer Art und dienten der Vermeidung von zusätzlichen Kosten (Standortwahl auf öffentlichen Flurstücken, Ausschluss von Gebiete mit intensiven Senkungsprozessen und mit Altlastenverdacht bzw. möglichen Kontaminationen). Zur Lage der Bohrungen/Messstellen siehe Anlage 2. Im Bohrprogramm vom 10.10.2007 bis 10.03.2008 konnten zwölf Bohrungen abgeteuft werden, die alle zu Grundwassermessstellen ausgebaut wurden (Tab. 6-1). Die Bohrungen wurden als Spülbohrungen mit Lufthebeverfahren ohne Kerngewinn in Durchmessern von 215 mm bis 273 mm ausgeführt. Insgesamt wurden 575 Bohrmeter geteuft. Der Messstellenbau erfolgte einheitlich in DN 115 mm NORIP-Rohren (4"). Es wurden 391 m 4"-Vollrohr und 76 m 4"-Filterrohr in Grundwassermessstellen installiert. Die Positionierung der Filter erfolgte nach Indikationen während des Bohrprozesses (Spülungsverluste, Durchsinken von Hohlräumen) und den Ergebnissen der Bohrlochgeophysik. Als Besonderheit erfolgte die Hinterfüllung der Vollrohrbereiche im Festgestein soweit möglich mit Brutoplast, einer Ton-Zement-Suspension der Fa. NBB Nord Bohr und Brunnenbau GmbH, die nach dem Aushärten neben einer ausreichenden Härte noch eine deutliche Plastizität besitzt und sich Gebirgsspannungen und -deformationen anpassen kann.

Das Gebirge erwies sich bezüglich der Wasserführung als sehr heterogen, was z.T. zu Abweichungen von den geplanten Bohr- und Ausbauzielen führte:

Im Caprock z/cr (Bohrungen 102 und 701 im zentralen Gipshut, Bohrungen 101 und 106 randlich des Gipshutes), waren häufig starke Spülungsverluste während des Bohrens zu verzeichnen, die im Fall 701 zum vorzeitigen Abbruch der Bohrung führten. Im Fall der Bohrung 106 (z/cr erbohrt von 34,0 bis 39,5 m) trat jedoch im Caprock keine Wasserführung auf. Ein geplanter Ausbau im Caprock konnte deshalb hier nicht erfolgen. Sie wurde

daher im oberflächennahen Bereich (bei ca. 10 m Teufe) im Unteren Buntsandstein ausgebaut. Im Unteren Buntsandstein war die Wasserführung i.a. gering und beschränkte sich auf geklüftete Rogensteinhorizonte (Messstellen: 201, 404, 1002, unterer Filter Messstelle 305), geringmächtige (Fein-) Sandsteinlagen (Messstellen: 1003, 201, 801) und geklüftete Bereiche in den dominierenden Schluff- und Tonsteinen (Messstellen: 203, 305 oberer Filter). Im Mittleren Buntsandstein treten z.T. Sandsteine auf die deutlich ergiebiger waren (Messstelle 403). In der Bohrung 801 war eine Sandsteinlage in einer Teufe von 20,5 bis 21,5 m nahezu zum Lockersediment zersetzt und führte durch starkes Versanden des Bohrloches zum vorzeitigen Abbruch.

Weitere Ausführungen zu den geologischen Ergebnissen des Bohrprogrammes im Deckgebirge sind im Bericht des TV5, IHU enthalten.

6.1.3 Tiefbohrprogramme des LAGB und des Forschungsverbundes (TV2, BGR in Zusammenarbeit mit TV4, K-UTEC AG und TV5, IHU GmbH)

Die Erkundungsziele der Tiefbohrprogramme des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) (2006-2007) und des Forschungsverbundes (2008-2010) waren die Bergschadenssituation, der aktuelle Zustand der ehemaligen Grubenbaue und die geologische Situation. Die Bohrungen B, G1, G4, GWE STF 1 und GWE STF 2 wurden gezielt in ehemalige Grubenbereiche geteuft.

Für eine detaillierte Darstellung der Zielstellungen und Ergebnisse sowie die umfangreichen bohrtechnischen, geologischen und bohrlochgeophysikalischen Daten der Tiefbohrprogramme wird auf Thormeier (2009), Wackwitz et al. (2010) und die Berichte des TV2, BGR, des TV3 der K-UTEC AG Salt Technologies (K-UTEC), Sondershausen und des TV5 der IHU verwiesen. An dieser Stelle soll nur kurz auf die hydrogeologisch relevanten Arbeiten eingegangen werden.

Während des Tiefbohrprogrammes des LAGB Sachsen-Anhalt 2006-2007 in Staßfurt erfolgte das Abteufen der drei Tiefbohrungen B, G1 und G4 mit dem Ziel an repräsentativen Standorten die Bergschadensverhältnisse detailliert im Hinblick auf eine Neubewertung der Bergschadenssituation zu erkunden. Es wurden gezielt Abbaue und Sohlen angebohrt. Die umfangreichen bohrtechnischen, geologischen und bohrlochgeophysikalischen Daten sind in Bode et al. (2008) dokumentiert und auszugsweise wiedergegeben in Wackwitz et al. (2010). Während des Bohrprogrammes erfolgten hydrogeologische Untersuchungen im Deckgebirge und im Salinargebirge (Packertests mit Bestimmung von Formationsdrücken und Transmissivitäten sowie der Entnahme und Analyse von Schichtwasserproben). Die Bohrung G4 wurde zu einer Grundwassermessstelle ausgebaut. Die Bohrungen B und G1 wurden verfüllt. Durch den Forschungsverbund wurden aufbauend auf die Ergebnisse des Bohrprogrammes des LAGB 2008 bis 2010 weitere vier Bohrungen in Zusammenarbeit von TV2, BGR, TV4, K-UTEC AG und TV5, IHU GmbH abgeteuft. Die Bohrungen sollten die Altbergbausituation erkunden, das zurückliegende Bruchgeschehen rekonstruieren, Aussagen zur Abschätzung der zukünftigen Bergschadensentwicklung geben. An den Bohrungen GWE STF 1 und GWE STF 2 wurden Packertests zur Gewinnung von Formationsparametern und Schichtwässern durchgeführt. Alle vier Tiefbohrungen des Forschungsverbundes wurden zu Grundwassermessstellen ausgebaut. Die Messstellen wurden Unterflur abgeschlossen.

6.2 Messnetzeinrichtung und -betrieb

6.2.1 Recherche und Einbeziehung von Altmessstellen

Neben den in den aufgeführten Bohrprogrammen errichteten Grundwassermessstellen wurden vorhandenen Altmessstellen in die Untersuchungen einbezogen. Diese waren und sind z.T. Bestandteil von aktuell betriebenen Grundwassermessnetzen (s. Kap. 6.2.2), vielfach jedoch z.Z. nicht genutzt. Es wurden auf der Basis von Unterlagen der Stadtverwaltung Staßfurt und des LAGB Recherchen zu vorhandenen Messstellen durchgeführt, die in Vor-Ort-Begehungen geprüft wurden. Es konnten im GWK 1 eine Reihe weiterer Messstellen nutzbar gemacht werden (s. Kap. 6.2.2).

Recherche und Stichproben ergaben z.T. Unplausibilitäten bezüglich der Höhen- und Lageneinmessungen der Altmessstellen (auch Messstellen in den aktiven Messnetzen). Daraufhin erfolgte in Zusammenarbeit mit dem TV5, IHU 2007/2008 eine Neuvermessung der Lage und Höhe aller recherchierten Messstellen in Staßfurt. Es ergaben sich vielfach Abweichungen zwischen den vorliegenden Altdaten und den neu eingemessenen Höhen, die z.B. in der Höhe z.T. mehrere Meter betragen und die in den entsprechenden Datengrundlagen korrigiert werden mussten.

6.2.2 Messnetz GWK 1, Lockergestein

In Staßfurt werden in Zusammenhang mit der Senkungsproblematik und Wasserhaltungen mehrere Grundwassermessnetze zur Wasserstandsmessung betrieben:

- Sondermessnetz Staßfurt
 - Überwachung der Grundwasserstände im Stadtgebiet
- Messnetz dezentrale Wasserhaltung
 - Überwachung der Grundwasserstände im Bereich der umgestellten dezentralen Wasserhaltung im Stadtzentrum zwischen Stadtsee und Heinrich-Zille-Straße
- Messnetz „Im Moore“
 - Überwachung der Wasserstände im südwestlichen Senkungsgebiet von Staßfurt und der dortigen Wasserhaltung
- Messnetz Untergrundstrecke Achenbach
 - Überwachung der Grundwasserstände im Umfeld der ehemaligen Untergrundstrecke Achenbach und der dortigen Wasserhaltung

Für das Sondermessnetz und das Messnetz Untergrundstrecke Achenbach wurden durch die Stadt Staßfurt Wasserstandsdaten (i.d.R. wöchentlich gemessen) zur Verfügung gestellt, die bis in die Jahre zwischen 1992 und 2003 zurückreichen. Vorhandene hydrochemische Daten reichen z.T. zurück bis in die 80er Jahre (Stadt Staßfurt Fachbereich II, Fachdienst Planung, Wirtschaftsförderung und Liegenschaften; SB Umwelt).

Weiterhin betreibt das Sodawerk Staßfurt GmbH & Co. KG Grundwassermessstellen im Umfeld der Halde Rückstandshalde im Norden von Staßfurt.

Neben den aufgeführten aktiv gemessenen Messnetzen existieren weitere Messstellen, die nicht kontinuierlich gemessen werden. Es handelt sich um deaktivierte Messstellen der aufgeführten Messnetze, Messstellen auf und im Umfeld von Deponien und Altlastenflächen und andere. Diese wurden im Rahmen des Projektes aus Altunterlagen vielfach neu recherchiert.

Die vorhandenen Messstellen wurden vor Ort in Form einer Sichtprüfung, Teufenlotung und z.T. durch Auffüllversuche geprüft.

Die Anlage 1 zeigt die vorhandenen und neu errichteten Messstellen und die Zuordnung zu den aufgeführten Messnetzen im GWK 1.

6.2.3 Messnetz GWK 2, Deckgebirge (Buntsandstein und Caprock)

Das Grundwassermessnetz im Deckgebirge umfasst mit dem Abschluss der Bohrprogramme des Forschungsverbundvorhabens „Dynamik abgesoffener oder gefluteter Salzbergwerke und ihres Deckgebirges“ 19 funktionsfähige Messstellen (s. Tab. 6-1, zur Lage s. Anlage 2). Alle Messstellen des Messnetzes im GWK 2 liegen in einem einheitlichen Ausbau (Kunststoffrohre, Rohr-Durchmesser DN115 (4")) vor, der Messungen mit heute üblicher, moderner Sonden- und Messtechnik erlaubt (im Gegensatz zum Messnetz GWK 3, s. Kap. 6.2.4).

Der überwiegende Teil der Messstellen ist im Unteren Buntsandstein positioniert. Zehn Messstellen (TP ST 1 bis TP ST 4, 404, 305, 201, 203, 1003, GWE STF 4) erfassen die hydrogeologischen Prozesse im Unteren Buntsandstein an der Westflanke der Sattelstruktur im Bereich der ehemaligen Grubenfelder in Filterteufen von 20 bis > 90 m. Sie befinden sich innerhalb oder zumindest randlich der Senkungsgebiete in Staßfurt. Die Bohrung GWE STF 4 wurde dabei direkt neben dem ehemals 40 m tiefen Tagesbruch Strandbad geteuft.

Drei Messstellen (403, 801, 1002) befinden sich an der Westflanke der Sattelstruktur außerhalb des bergbaubeeinflussten Gebietes und stellen Referenzmessstellen für die weitgehend natürlichen Prozesse dar (Filterteufen > 20 bis > 50 m). Die Messstelle 403 ist dabei in den sandigen Partien des Mittleren Buntsandsteins ausgebaut und spiegelt aufgrund ihrer Nähe zum Hauptvorfluter Bode den Einfluß der Gewässerdynamik auf das Deckgebirge wieder. Die Messstellen 801 und 1002 befinden sich im Unteren Buntsandstein.

Die Messstelle 106 befindet sich im Unteren Buntsandstein der Ostflanke der Sattelstruktur, traf aber nur im oberflächennahen Bereich (bei ca. 10 Teufe) Wasserführung an und konnte nur sehr flach bei ca. 6-12 m Teufe ausgebaut werden.

Fünf Messstellen (Hy St 1A/96, 101, 102, 701, GWE STF 3) erfassen die hydrogeologischen Prozesse im Caprock/Gipshut in Teufen von 20 bis > 100 m, wobei zwei Messstellen die Gipshut-Basis und den Salzspiegel des z²Na erreichen (Hy St 1A/96, GWE STF 3). Die Messstellen 101, 102, Hy St 1A/96 sind aufgrund ihrer Nähe zur Bode zusätzlich durch die Gewässerdynamik geprägt.

Tab. 6-1: Messstellen des GWK 2, Buntsandstein und unbedeckter Caprock (Gipshut) (Funktionsfähigkeit: (+) funktionsfähig, (-) nicht funktionsfähig). Nähere Erläuterungen siehe Text.

Bezeichnung / Baujahr	Rechtswert	Hochwert	Geländehöhe [mNN]	Endteufe Bohrung [m u.GOK]	Rohroberkante GWMST [mNN]	Filterbereich [m u.GOK]	Endteufe Messstelle [m u.GOK]	Stratigraphie Ausbauhorizont	Funktionsfähigkeit Stand 05/2011
Mittlerer Buntsandstein sm									
403 / 2007 ⁽¹⁾	4470116.8	5747174.7	66.33	63.50	67.23	30 - 34	35.00	smD	(+)
Unterer Buntsandstein su									
IG St 5 P1 / 1977	4471560.0	5746728.0	64.31	132.50		30 - 48	109.90	suC,z4T\cr	(-) rückgebaut
TP ST 1 / 1996	4472297.9	5745437.6	72.44	52.00	73.38	29 - 49	50.00	suC	(+)
TP ST 2 / 1996	4471588.6	5745628.9	67.90	40.00	68.90	28 - 40	40.00	suC	(+)
TP ST 3 / 1996	4471818.2	5746043.2	64.97	61.20	65.85	34.2 - 61.2	61.20	suC	(+)
TP ST 4 / 1996	4471374.9	5746664.1	66.27	62.00	67.11	33 - 43	43.00	suC	(+)
106 / 2007 ⁽¹⁾	4472195.0	5747271.9	69.81	39.5	70.71	6 - 12	13	suC	(+)
203 / 2007 ⁽¹⁾	4471774.9	5746550.9	66.37	25.00	66.22	14 - 18	19.00	suC	(+)
404 / 2007 ⁽¹⁾	4470965.5	5747460.5	70.00	36.50	70.90	22 - 30	30.00	suC	(+)
201 / 2008 ⁽¹⁾	4472059.5	5745938.1	69.63	51.50	69.48	37 - 43	44.00	suC	(+)
305 / 2008 ⁽¹⁾	4471572.0	5746322.1	67.10	93.50	67.36	64 – 70 78 - 90	91.00	su	(+)
801 / 2008 ⁽¹⁾	4470941.0	5746393.4	65.91	30.05	65.76	18 - 24	25.00	suC	(+)
1002 / 2008 ⁽¹⁾	4471018.2	5745603.5	66.81	57.50	66.66	51 - 57	57.00	suBG	(+)

6 Hydrogeologische und hydrochemische Erkundungen

Bezeichnung / Baujahr	Rechtswert	Hochwert	Geländehöhe [mNN]	Endteufe Bohrung [m u.GOK]	Rohroberkante GWMST [mNN]	Filterbereich [m u.GOK]	Endteufe Messstelle [m u.GOK]	Stratigraphie Ausbauhorizont	Funktionsfähigkeit Stand 05/2011
1003 / 2008 ⁽¹⁾	4471961.0	5744959.2	68.41	36.50	69.31	28 - 34	34.00	suC	(+)
GWE STF 4 / 2010 ⁽²⁾	4472390.0	5744951.0	68.40	65.00	68.19	20 – 26 40 - 54	54.00	suC	(+)
Caprock (Gipshut) z/cr									
IG St 5 P2 / 1977	4471560.0	5746728.0	64.31	132.50		83,6 – 109,9	110	z3An\cr	(-) rückgebaut
Hy St 1A / 1996	4472407.3	5746780.0	67.46	110.00	67.21	87.5 - 107.5	107.50	z\cr	(+)
101 / 2007 ⁽¹⁾	4471758.8	5746680.9	65.65	57.50	65.50	49 - 55	55.00	z3An\cr	(+)
102 / 2007 ⁽¹⁾	4471938.6	5746827.8	72.41	58.00	73.10	42 - 50	51.00	z\cr	(+)
701 / 2008 ⁽¹⁾	4472287.4	5746127.9	68.73	26.50	68.58	16 - 20	20.00	z\cr	(+)
GWE STF 3 / 2010 ⁽²⁾	4471239.0	5747826.7	75.58	100.00	75.48	63 - 98	98.00	z\cr	(+)

- Zur Lage der Messstellen s. Anlage 2 und Anlage 3.
- (1) Die Messstellen wurden während des Bohrprogrammes der BTU Cottbus im Rahmen des Forschungsverbundes in Kooperation mit der IHU Stendal errichtet (Jahnke et al. 2010b).
- (2) Die Messstelle wurde während des Bohrprogrammes der BGR im Rahmen des Forschungsprogrammes in Kooperation mit der IHU Stendal errichtet (Wackwitz et al. 2010)
- Lage- und Höhenangaben im Lagebezugssystem 110 (Gauß-Krüger, RD 83, Datum Rauenberg, Bessel-Ellipsoid, 3° Meridianstreifen) nach Einmessung IHU GmbH / BTU Cottbus Nov. 2007

6.2.4 Messnetz GWK 3, Grubenbaue/Salinarstockwerk

6.2.4.1 Übersicht zur Messstellensituation

Die im Laufe des Verbundvorhabens genutzten Grundwassermessstellen im GWK 3 sind in in Tab. 6-2 und Anlage 3 zusammengefasst und dargestellt. Alle Messstellen wurden aufgrund von Unsicherheiten der Höhenangaben in Zusammenarbeit von TV1, BTU und TV5, IHU 2007/2008 in Lage und Höhe neu eingemessen, um eine gesicherten Datenbasis zu garantieren.

Die Messstellen umfassen drei sehr unterschiedliche Typen:

- Schächte der ehemaligen Salzbergwerke,
- Messstellen aus ingenieurgeologischen Erkundungsprogrammen der 70er und 80er Jahre,
- Messstellen der Tiefbohrprogramme des LAGB (2006/07) und BGR (Forschungsverbundvorhaben TV2 2008/2009) (Wackwitz et al. 2010).

Aufgrund der Bedeutung der Messstellen für das Projekt und den Besonderheiten und Problemen, die bei einem Teil der Messstellen auftraten, werden sie mit ihren Charakteristiken in den weiteren Kapiteln kurz erläutert.

6.2.4.2 Schächte der ehemaligen Salzbergwerke (vor 1900)

Schacht Achenbach

Der Schacht befindet sich westlich der Grubenbaue Achenbach. Er durchteuft Unteren Buntsandstein, Leine-Steinsalz z2Na und endet bei 339 m im Hauptanhydrit z3An. Querschläge führen bei 243, 282 und 334 m nach Osten in die Grubenbaue. Der verfüllte Schacht wurde 2009 erkundet. Bis zur endgültigen Verfahrung wurde temporär eine Führungsrohrtour eingebaut:

- Vollrohr: Ø 508 mm bis 25 m Teufe , Ø 355 mm bis 206,2 m Teufe, Ø 244 mm bis 319,5 m Teufe
- die letzte Rohrtour an der Basis zum Gebirge geöffnet

Eine Teufensondierung (42 mm Sonde) am 03.06.2010 erreichte eine Teufe 323 m u. ROK. Die Rohrtour ist an der offenen Basis hydraulisch an das Gebirge angeschlossen und reagiert mit dem Gesamtsystem der Grubenbaue Leopoldshall I/II, Heydt, Manteuffel, Achenbach. Der Schacht ist als Messstelle grundsätzlich hydraulisch funktionsfähig. 2010/2011 erfolgte die endgültige Verwahrung (Verfüllung) des Schachtes (Abschluss Februar 2011), der für Messungen. nicht mehr zur Verfügung steht.

Schacht Leopoldshall I und II

Die Schächte lagen unmittelbar benachbart und waren östlich der Grubenbaue Leopoldshall I/II positioniert. Sie durchteuften Gipshut z/cr, Hauptanhydrit z3An, Grauen Salzton Z3T, das Kalilager Staßfurt z2K in kainitischer Ausbildung und enden bei 400 m im Staßfurtsteinsalz z2Na. Eine Reihe von Querschlägen und Strecken führen nach Westen in die Grubenbaue.

Tab. 6-2: Messstellen des GWK 3, Grubenbaue/Salinar (Funktionsfähigkeit: (+) funktionsfähig, (+/-) eingeschränkt funktionsfähig, (-) nicht funktionsfähig). Nähere Erläuterungen siehe Text.

Bezeichnung (Baujahr)	Rechtswert	Hochwert	Geländehöhe [mNN]	Endteufe Bohrung [m u.GOK]	Rohroberkante GWMST [mNN]	Filterbereich [m u.GOK]	Endteufe Messstelle [m u.GOK]	Stratigraphie	Funktionsfähigkeit Stand 05/2011
IG 1 / P1 (1978)	4471611,6	5745382	64,86	411,1	65,38	283.5 - 287.5	289,5	z3An	(+)
IG 1 / P2 (1978)					65,36	375 - 379	406	z2K	(-)
IG 2 (1978)	4472057,0	5745613,6	68,57	307,25	69,07	277 - 281	305	z2K	(+)
IG 3 (1978)	4471840,6	5745287,2	66,06	401,4	66,56	369 - 371	397	z2K	(-)
IG 4 / P1 (1977)	4471257,5	5746664,1	64,1	351,9	63,87	213 - 217	250	z3An	(+)
IG 4 / P2 (1977)					63,89	316 - 320	320	z2K	(+)
IG 7 (1981)	4471711,0	5746102	64,42	269,5	64,17	259 - 265	269,5	z2K	(+)
IG 10 (1982)	4471408,8	5746752,6	65,79	144,5	65,54	134.5 - 138.5	144,5	z3An	(+)
G 4 (2007) ⁽¹⁾	4472050,7	5745832	71,04	236	70,76	188,6 ... 230,7 (3 Abschnitte)	230,7	z3An	(+ -)
GWE STF 1 (2008) ⁽²⁾	4471182,6	5746743,2	66,16	320	65,14	218 ... 304 (3 Abschnitte)	304	z3An	(+)
GWE STF 2 (2009) ⁽²⁾	4472371,0	5745246,1	68,7	308	67,81	177 ... 270 (4 Abschnitte)	300	z3An	(+)
Schacht Achen- bach	4470699,3	5747722,1	79,52	339	79,76	Vollrohr in Schachtröhre	339	z3An	(- verfüllt Anfang 2011)

Bezeichnung (Baujahr)	Rechtswert	Hochwert	Geländehöhe [mNN]	Endteufe Bohrung [m u.GOK]	Rohroberkante GWMST [mNN]	Filterbereich [m u.GOK]	Endteufe Messstelle [m u.GOK]	Stratigraphie	Funktionsfähigkeit Stand 05/2011
Schacht Leopoldshall I	4472199,1	5745754,0	72	400	73,9	Schachtröhre bis 400 m	400	cr-z2Na	(-) verfüllt Okt.2008-Okt.2009
Schacht Leopoldshall II	4472189,3	5745778,9	72	400	73,9	Schachtröhre bis 400 m	400	cr-z2Na	(-) verfüllt Okt.2008-Okt.2009
Schacht Leopoldshall III	4473039,0	5744225,0	79,14	410	80,08	Vollrohr bis 142 m in Schachtröhre	410	cr-z2Na	(+)

- Zur Lage der Messstellen im GWK 3 siehe Anlage 3.
- Bezeichnung der IG-Messstellen: Aufgrund der in den Alt-Unterlagen z.T. unterschiedlichen Bezeichnungen der Doppelmessstellen IG 1/P1, P2 und IG 4/P1, P2 erfolgt hier grundsätzlich die Bezeichnung des flacheren Pegels mit P1 des tieferen mit P2.
- (1) Die Messstelle wurde errichtet im Rahmen des Bohrprogrammes des LAGB 2006/2007 (Wackwitz et al. 2010).
- (2) die Messstellen wurden errichtet im Rahmen des Tiefbohrprogrammes der BGR 2008/2009 (Wackwitz et al. 2010)
- Lage- und Höhenangaben im Lagebezugssystem 110 (Gauß-Krüger, RD 83, Datum Rauenberg, Bessel-Ellipsoid, 3° Meridianstreifen).

Die Schächte waren offen mit folgenden gemauerten Querschnitten:

- Leopoldshall I - bis 52,5 m Teufe ca. 3,4 m x 5,6 m
 - 55,0 - 400 m Teufe ca. 2,5 m x 5,2 m
- Leopoldshall II - 2,8 m x 2,8 m über die gesamte Schachtröhre

Sie enthielten Führungsrohrtouren:

- Leopoldshall I: Vollrohr: Ø 355 mm bis 220 m Teufe, Ø 244 mm bis 354 m Teufe, ab 354 m offener Schacht
- Leopoldshall II: Vollrohr: Ø 355 mm bis 180 m Teufe, Ø 244 mm bis 356m, ab 356 m offener Schacht (Angaben nach Rauche et al. (2004))

Die letzten Teufenprofilierungen (2"-Sonde, BGR) erfolgten am 11.08.2008 und erreichten in Leopoldshall I 400 m und Leopoldshall II 390 m Teufe. Teufensondierungen mit einer 42 mm Sonde (BTU) erreichten im Juni 2008 nur ca. 360 m.

Die Schächte wurden zwischen Okt. 2008 und Okt. 2009 verwahrt (verfüllt) und sind nicht mehr für Messungen zugänglich. Die Schachtverfüllung erbrachte jedoch wesentliche Erkenntnisse zur Hydrodynamik des GWK 3 im Bereich der der Grubebau Leopoldshall I/II, Heydt, Manteuffel, Achenbach.

Schacht Leopoldshall III

Der Schacht liegt nördlich des Grubenfeldes Leopoldshall III südlich von Staßfurt. Der Schacht durchteuft Buntsandstein, vergipsten Hauptanhydrit z3An/cr, Grauen Salzton z3T und endete bei 410 m im Staßfurt-Steinsalz z2Na. Die Schachtröhre ist zwischen 115 bis ca. 205 m Teufe im z2Na zu einem lösungserfüllten Hohlraum mit einem Durchmesser von etwa 35 – 40 m erweitert. Der Schacht enthält eine Führungsrohrtour (Vollrohr Ø 273 mm bis 142 m Teufe), die in dem Lösungshohlraum endet (Rauche & Jockel 2003).

Die letzte Teufenprofilierung am 22.10.2008 (42 mm Sonde) erreichte 184 m, was vermutlich in etwa die Basis des Lösungshohlraumes darstellt. Der zugängliche Bereich des Schachtes und die Lösungskaverne sind vermutlich hydraulisch an das Deckgebirge (Gipshut und Buntsandstein) angeschlossen. Eine hydraulische Anbindung an das System der Grubebau Leopoldshall I/II, Heydt, Manteuffel, Achenbach besteht nach derzeitigem Kenntnisstand nicht oder nur in geringem Ausmaß. Während des Absaufens der nördlich gelegenen Staßfurter Gruben wurde ein unterirdisches Dammbauwerk zwischen Leopoldshall I/II und Leopoldshall III errichtet, das einen Lösungsübertritt nach Leopoldshall III verhinderte. Dieses Bauwerk ist möglicherweise noch intakt. Als Messstelle ist der Schacht funktionsfähig.

Schächte der Grubenfelder Neustaßfurt

Die vorhandenen Schächte wurden auf ihre grundsätzliche Eignung und Funktionalität geprüft.

Der Schacht Neustaßfurt II „Hammacher“ ist nur bis zu einer Teufe von 14,5 m zugänglich und hydraulisch nicht an das System angebunden.

Der Schacht Neustaßfurt V wurde am 30.6.2010 mit einer 42 mm-Sonde der BTU bis 336 m profiliert. Eine hydraulische Anbindung an das Gebirge ist wahrscheinlich. Aufgrund der Entfernung von ca. 9 km vom eigentlichen Projektgebiet wurde der Schacht jedoch nicht in die Untersuchungen während des Forschungsverbundvorhabens einbezogen.

6.2.4.3 Ingenieurgeologische Bohrungen und IG-Messstellen der 70er und 80er Jahre

In den 70er und 80er Jahren wurden in Staßfurt sieben ingenieurgeologische Erkundungsbohrungen abgeteuft (IG 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10, s. Tab. 6-2), die Aufschlüsse über den Zustand der Zechsteinabfolge, der Grubenbaue und des Deckgebirges im Staßfurter Senkungsgebiet geben sollten (Eggert & Riedel 1979; Krone et al. 1983). An den Bohrungen fanden hydraulische Tests statt und es wurden neun Grundwassermessstellen errichtet, von denen heute noch acht existieren (die IG 5 wurde in den 90er Jahren rückgebaut). Die Bohrungen erfolgten mit Durchmessern zwischen 200 und 375 mm. Der Ausbau erfolgte mit Metallrohren in Durchmessern von 2³/₈“ (60 mm) bis 3¹/₂“ (89 mm), zum Teil als Doppelmessstelle mit zwei getrennten Rohrtouren (IG 1 / P1 u. P2, IG 4 / P1 u. P2). Bei der Neugestaltung der obertägigen Abschlüsse 1997 wurden Rohre in Durchmessern von 73 mm (IG 1 / P2) und 45 mm (übrige Messstellen) auf die Pegelrohre aufgeschweißt (Böhme 1998).

Die geringen Rohrdurchmesser stellen in Verbindung mit den großen Teufen ein Problem für die Mess- und Probenahmetechnik dar. Die Messstellen sind mit üblicher 2“ bis 4“-Technik aufgrund der engen Rohrdurchmesser und den im Laufe der Zeit erfolgten Rohrdeformationen nicht befahrbar (z.B. IG 4 / P1 u. P2: Knick in der Rohrtour bei ca. 225,7 m Teufe (Bode & Seifert 2004).

Die IG-Messstellen konnten daher mit der normal eingesetzten p-T-Lf-Sonde (Durchmesser 42 mm, Länge 500 mm) der BTU Cottbus nicht untersucht werden. Es mussten Spezialsonden mit geringen Durchmessern eingesetzt werden (T-Sonde BGR, Durchmesser ca. 25 mm, Länge ca. 1,5 m und p-T-Sonde BTU Cottbus Durchmesser 27 mm, Länge ca. 0,2 m). Mit diesen waren entsprechende Profilierungen möglich.

Die Probleme gelten analog für die Probenahmetechnik. Die Standardpumpentechnik für Probenahmen (Unterwassermotorpumpen i.d.R. mit Durchmessern ab 44 mm) konnten nicht eingesetzt werden und es musste auf eine Spezialpumpe zurückgegriffen werden (siehe Kap. 6.3.1). Für teufenorientierte Milieu-Fluid-Tiefenprobenehmer (Berthold & Gerardi 2010) sind die Messstellen ebenfalls nicht zugänglich. Dies hatte Auswirkungen auf die Qualität der Proben insbesondere im Hinblick auf gelöste Gase (s. Kap. 6.3.1).

Zur Funktionalität der Messstellen konnten aus Beprobungen und Sondierungen folgende Aussagen abgeleitet werden:

IG 1 / P1 (78) nicht funktionsfähig, bei der Probenahme am 1.4.2010 konnte kein Nachfluss erzielt werden, die Messstelle besitzt vermutlich keine hydraulische Anbindung.

IG 1 / P2 (78) funktionsfähig, wurde im Laufe des Forschungsverbundvorhabens mehrfach beprobt, eine hydraulische Anbindung ist nachgewiesen.

Endteufe Tiefensondierungen: 363,8 m u.ROK (12.8.2010 BGR).

- IG 2 (78) funktionsfähig, wurde im Laufe des Forschungsverbundvorhabens am 1.4.2008 beprobt, eine hydraulische Anbindung ist nachgewiesen.
Endteufe Tiefensondierungen: 298,8 m u.ROK (13.8.2010, BGR), 296,6 m u.ROK (4.10.2010, BTU).
- IG 3 (78) nicht voll funktionsfähig, bei Probenahme am 26.3.2008 kaum Nachfluss, die hydraulische Reaktion ist deutlich verzögert.
Endteufe Tiefensondierungen: 138,8 m u.ROK (13.8.2010, BGR), 138,2 m u.ROK (4.10.2010, BTU).
- IG 4 / P1 (77) funktionsfähig, wurde im Laufe des Forschungsverbundvorhabens am 1.4.2008 beprobt, eine hydraulische Anbindung ist nachgewiesen.
Endteufe Tiefensondierungen: 189,74 m u.ROK (14.8.2010, BGR), 240 m u.ROK (5.10.2010, BTU)
- IG 4 / P2 (77) funktionsfähig, wurde im Laufe des Forschungsverbundvorhabens am 31.3.2008 beprobt, eine hydraulische Anbindung ist nachgewiesen,
Endteufe Tiefensondierungen: > 300 m u.ROK (5.10.2010, BTU messtechnisch maximal erreichbare Tiefe 300 m)
Auswirkungen der in beiden Rohrtouren festgestellten Deformation bei ca. 225,7 m Teufe (Bode & Seifert 2004) auf die hydraulische Funktionsfähigkeit sind derzeit nicht festzustellen.
- IG 7 (81) funktionsfähig, wurde im Laufe des Forschungsverbundvorhabens am 28.3.2008 beprobt, eine hydraulische Anbindung ist nachgewiesen,
Endteufe Tiefensondierungen: 226,5 m u.ROK (14.8.2010, BGR), 266 m u.ROK (5.10.2010, BTU).
- IG 10 (82) funktionsfähig, wurde im Laufe des Forschungsverbundvorhabens am 27.3.2008 beprobt, eine hydraulische Anbindung ist nachgewiesen,
Endteufe Tiefensondierungen: 107,2 m u.ROK (1.6.2010, BGR).

Die Angaben zu den bei Tiefensondierungen erreichten Endteufen beziehen sich auf eine Temperatursonde der BGR (Durchmesser 25 mm, Länge ca. 1,5 m) und eine Druck-Temperatur-Sonde der BTU (Durchmesser 27 mm, Länge 0,2 m, maximale Einsatztiefe 300 m).

6.2.4.4 Messstellen der Tiefbohrprogramme des LAGB (2006/2007) und BGR (TV2 2008/2009)

Messstelle G4 (LAGB Bohrung G4 2007)

Die Messstelle G4 wurde 2007 errichtet. Ergebnisse der Bohrung sind in Bode et al. (2008) (auszugsweise wiedergegeben in Wackwitz et al. (2010)) dargestellt. Die Rohrtouren im Salinargebirge (Stahl, Durchmesser 114 mm) sind ab 92,5 m Teufe im Bereich des Hauptanhydrites ohne Hinterfüllung in das Bohrloch (Durchmesser 146 mm) eingehängt, da im Bereich des stark geklüfteten Hauptanhydrites Z3AN keine Hinterfüllung möglich war.

Die Filterabschnitte sind so hydraulisch deshalb nicht voneinander isoliert (Bode et al. 2008).

Der Messstelle ist hydraulisch funktionsfähig. Ihr wurden im Rahmen der Spülungsentnahme für die Bohrung GWE STF 2 2009 erhebliche Mengen an Lösung entnommen. Eine letzte erfolgreiche Lösungsentnahme erfolgte am 7.9.2010 (Entnahme von 36 m³ Lösung), was eine deutliche Reaktion im gesamten GWK 3 bewirkte.

Nach dem anfänglich die Messstelle bis zur Endteufe gelotet werden konnte (21.5.2008: 230 m), war es bei Sondierungen ab dem 25.04.2009 nicht mehr möglich die oberste Filterstrecke zu passieren (188,6-194,66 m). Der unpassierbare Bereich liegt stratigraphisch an der Basis des Hauptanhydrites.

Es wurden Salzausfällungen oder Einpressungen von Grauem Salzton z3T als Ursache vermutet. Ein workover der Messstelle im September 2010 brachte keinen Erfolg. Die Messstelle steht nur noch eingeschränkt für Untersuchungen zur Verfügung. Teufenorientierte Probenahmen und Messungen der Grundwasserfließgeschwindigkeit waren nicht durchführbar.

Zudem wurden wiederholt Zuläufe von Grundwasser/Niederschlagswasser in den Brunnenkeller und die oberflächennahe Vollrohrtour festgestellt, die dazu führen, dass sich eine Süßwasserüberschichtung in der Messstelle bildet, was die Qualität von Druck- bzw. Wasserstandsmessungen einschränkt.

GWE STF 1 (Tiefbohrprogramm TV2, BGR 2008)

Die Bohrung GWE STF 1 wurde durch den Forschungsverbund abgeteuft. Die Rohrtouren im Salinargebirge (Stahl, Durchmesser 114 mm) sind ab 210 m Teufe im Bereich der Residuate des Leinesteinsalzes z3Na und Hauptanhydrites ohne Hinterfüllung in das Bohrloch (Durchmesser 164 mm) eingehängt. Die Filterabschnitte sind hydraulisch deshalb nicht voneinander isoliert.

Die Messstelle ist funktionsfähig und hydraulisch an das System angebunden. Teufenson-dierungen erreichten Endtiefen von 302 m (5.12.2008). Weiterhin konnten Messungen der in-situ-Grundwasser-Fließbewegung und teufenorientierte Probenahmen mit 4"-Milieu-Fluid-Samplern (Berthold & Gerardi 2010) durchgeführt werden. Bei letzterem traten jedoch Probleme durch Gratbildung an den Filterschlitzten auf.

GWE STF 2 (Tiefbohrprogramm TV2, BGR 2009)

Die Bohrung GWE STF 2 wurde durch den Forschungsverbund abgeteuft. Die Rohrtouren im Salinargebirge (Stahl, Durchmesser 114 mm) sind ab ca. 115 m Teufe im Bereich des Caprocks, Hauptanhydrites und des Kaliflözes z2K ohne Hinterfüllung in das Bohrloch (Durchmesser 152 mm) eingehängt. Die Filterabschnitte sind so hydraulisch deshalb nicht voneinander isoliert.

Die Messstelle ist funktionsfähig und hydraulisch an das System angebunden. Teufenson-dierungen erreichten Endtiefen von 292,5 m (23.03.2010). Es konnten tiefenorientierte Probenahmen mit 4"-Milieu-Fluid-Samplern durchgeführt werden (Berthold & Gerardi 2010).

6.3 Hydrochemische Untersuchungen

6.3.1 Probenahme

6.3.1.1 Grundwasserbeprobungen durch Pumpenproben

Die hydrochemischen Probenahmen im Grundwasser erfolgten in Zusammenarbeit von TV1, BTU Cottbus (Vorbereitung und Koordination, z.T. Durchführung Probenahme) und TV5, IHU (Durchführung Probenahme). Weiterhin wirkte das TV10 des Leibniz-Institutes für Angewandte Geophysik (LIAG – Sektion 3), Hannover, (Isotopenhydrologische Untersuchungen) an den Probenahmen mit.

Die Probenahmekampagnen erfolgten von 2007 bis 2009 halbjährlich über einen Zeitraum von ein bis zwei Wochen. Insgesamt wurden im Rahmen dieser Probenahmekampagnen

- im GWK 1: 157 Proben aus 72 Messstellen,
- im GWK 2: 56 Proben aus 20 Messstellen,
- im GWK 3: 23 Proben aus 9 Messstellen,

gewonnen. Die beprobten Lokalitäten sind in Anlage 5 dargestellt und aufgeführt. Eine Zusammenstellung der Analysen- und Stammdaten der verschiedenen Messstellen gibt Anlage 6.

Die während der Probenahme geförderten Salzwässer mussten aufgrund ihrer z.T. hohen Salzgehalte aufgefangen und in Abstimmung mit der Unteren Wasserbehörde des Salzlandkreises entsorgt werden. Aufgrund der Problematik der unterschiedlichen Rohrdurchmesser mussten unterschiedliche Pumpsysteme eingesetzt werden. Für die Messstellen des GWK 2 mit 4"-Verrohrung und die flachen Messstellen des GWK 1 mit 2" bis 3"-Verrohrung kam Standardtechnik in Form von frequenzgesteuerten Unterwassermoterpumpen zum Einsatz (Modell MP1 der Fa. Grundfos). Die Pumpe wurde wasserspiegelabhängig in 15 bis 25 m Tiefe positioniert. Aufgrund der tendenziell schlechten Zuläufe im Unteren Buntsandstein, der z.T. großen Messstellenvolumen und der Entsorgungsproblematik der Salzwässer wurde das Gesamtfördervolumen während der Probenahmen auf einen einmaligen Austausch des Messstellenvolumens beschränkt. Während des Klarpumpens der Messstellen mussten bis zur Trübefreiheit größere Wassermengen entnommen werden. Für die geringen Rohrdurchmesser der IG-Messstellen im GWK 3 (45 mm s. Kap. 6.2.4) konnten diese Pumpen nicht eingesetzt werden (Ausnahme IG 1/P2). Hier wurde eine motorisierte Fußventilpumpe (Fa. Ejkelkamp) eingesetzt, die in Durchmessern ab 1" und Förderhöhen bis > 50 m arbeiten kann. Durch das Arbeitsprinzip des Systems kommt es jedoch bei größeren Pumpleistungen (die für einige Probenahmetechniken der Isotopenanalytik erforderlich waren), zu sehr starken Wasserbewegungen in der Wassersäule der Messstelle, die zu Entgasungen führen können. Sensible Proben für die Spezialanalytik des TV10, LIAG ($^3\text{He}/^4\text{He}$, FCKW und SF₆) konnten mit dieser Technik aus den IG-Messstellen nicht gewonnen werden.

Ein weiteres Problem ergab sich bei der Beprobung der IG-Bohrungen im GWK 3 durch die hohen Salzgehalte und den speziellen Chemismus. Bei der Probenahme wurden die Lösungen aus 200 bis 400 m Tiefe sehr langsam über einen Temperaturgradienten von bis zu 10 °C an die Oberfläche gepumpt (in-situ-Temperatur: 15-20 °C, Probentemperatur bei Entnahme 10-14 °C), was Mineralübersättigungen in den Lösungen induzierte. Diese Übersättigungen wurden spontan oder durch die mechanische Energie, die durch den

Pumpprozess bei der Probenahme auf das Wasser übertragen wird, abgebaut, was zu Salzausfällungen führte, die zu wiederholten einem Zusetzen der Pumpen und teilweise vermutlich auch der Messstellenrohre führte, da der entstehende Salzbrei in der Messstelle nach unten sinkt und sich dort vermutlich sammelt. Die Förderleistungen an den IG-Messstellen gingen während der Probenahme stetig zurück. Es wurden maximale Fördermengen von nur 1 bis 1,5 m³ /Tag erreicht. Eine Probenahme und Analyse der ausfallenden Salze war leider nicht möglich. Lösungsentnahmen in der Messstelle G4 des GWK 3 zeigten diese Probleme nicht, hier wurden im Zuge der Spülungsentnahme für die Bohrung GWE STF 2 große Mengen entnommen ohne, dass es zu den aufgeführten Problemen kam.

Darüber hinaus wurden bei Testarbeiten in den offenen Bohrlöchern (Bohrungen GWE STF 1 und GWE STF 2 im Bohrprogramm der BGR, Bohrungen 102 und 305 im Bohrprogramm der BTU) durch die ausführenden Unternehmen Formationswässer gewonnen.

6.3.1.2 Grundwasserbeprobungen mit Tiefenprobenehmern

Mit Tiefenprobenehmern lassen sich die bei den Pumpproben geschilderten Probleme z.T. vermeiden. Insbesondere bei tiefen Messstellen mit großen Durchmesser sind bei einer klassischen Pumpprobenahme große Wassermenge zu fördern und ggf. zu entsorgen. Bei Tiefenprobenehmern fallen keine zu entsorgenden Wässer an und mögliche Salzausfällungen verbleiben in der Probe und können wieder aufgelöst oder analysiert werden. Die Proben können zudem teufenorientiert entnommen werden und damit Bereiche die z.B. in den Tiefenprofilierungen auffällig waren, gezielt untersucht werden. Die Probenvolumina sind beschränkt auf wenige Liter, was für Standarduntersuchungen ausreichend ist. Einige Spezialbeprobungen des TV10 (¹⁴C, ³He/⁴He) sind mit dieser Probenmenge nicht möglich. Für eine repräsentative Probe ist jedoch ein ausreichendes Durchströmen der Messstelle durch Grundwasser erforderlich, da andernfalls lediglich Standwasser beprobt wird. Die Entnahme beschränkt sich deshalb auf die Filterbereiche der Messstellen, bei denen von einem Durchströmen ausgegangen wird. Eine grundsätzliche Durchströmung der Filter konnte durch die in-situ-Messungen der Grundwasserfließbewegung nachgewiesen werden, was den Einsatz der Technik rechtfertigt.

An den Messstellen GWE STF 1, 2 und 3 erfolgten 2009 und 2010 Wasserbeprobungen mit Milieu-Fluid-Samplern des Dresdner Grundwasserforschungszentrums (DGFZ) (Berthold & Gerardi 2010). Mit den speziellen Fluidsamplern des DGFZ sind druckerhaltende Probenahmen möglich. Die einzelnen Filterabschnitte der Messstellen konnten gezielt beprobt werden. Neben einer Analytik des allgemeinen Lösungsschemismus, wurden die gewonnenen Proben zur Isotopenanalytik (TV10) und zur Analytik der gelösten Gase genutzt.

6.3.1.3 Oberflächenwasserbeprobungen

Neben dem Grundwasser erfolgten Oberflächenwasserbeprobungen zur Untersuchung der Wechselwirkung zwischen Grund- und Oberflächenwasser. In den Fließgewässern (Bode, Liethe) wurden die Proben mit Schöpfnern vorgenommen. In den Standgewässern (Strandbad, Stadtsee) erfolgte eine tiefenorientierte Probenahme mit einem Tiefenprobenehmer des Lehrstuhles Gewässerschutz der BTU Cottbus.

6.3.2 Hydrochemische Analytik

Die während des Projektverbundes gewonnenen Wasserproben wurden von verschiedenen Labors analysiert. Der überwiegende Teil der Proben wurde im Labor der IHU GmbH Stendal im Rahmen der Arbeiten des TV5 untersucht. Das Parameterspektrum konzentrierte sich auf anorganische Parameter, die neben einer allgemeinen hydrochemischen Probencharakterisierung mit der Fragestellung der Subrosion von Salzgesteinen in Verbindung stehen. Folgende Parameter wurden im Labor der IHU Stendal bestimmt (s. Tab. 6-3):

Tab. 6-3: Parameterspektrum der Analytik im Labor der IHU GmbH (TV5).

Parameter	Einheit	Analyseverfahren
pH - Wert bei 25° C	-	DIN 38404 - C5
Leitfähigkeit	µS/cm	DIN EN 27888 (C8)
Säurekapazität K 4,3	mmol/l	DIN 38409 - H7
Basekapazität K 8,2	mmol/l	DIN 38409 - H7-4
Dichte	g/cm ³	gravimetrisch
Calcium	mg/l	DIN 38406 - E3-2
Magnesium	mg/l	DIN 38406 - E3-1
Natrium	mg/l	DIN ISO 9964-3 (E27)
Kalium	mg/l	DIN ISO 9964-3 (E27)
Eisen ges.	mg/l	DIN 38406 - E32
Ammonium	mg/l	DIN 38406 - E5-1
Nitrat	mg/l	DIN 38405 - D9
Chlorid	mg/l	DIN 38405 - D1-2
Sulfat	mg/l	DIN 38405 - D 5-2
Bor	mg/l	DIN 38406 - D17
Lithium	mg/l	DIN 38406 - E 8 (in Anlehnung)
Strontium	mg/l	DIN 38406 - E 8 (in Anlehnung)

Weiterhin erfolgten Analysen von gelöstem Bromid und z.T. den gelösten Salzen im Labor der K-UTEC (TV4) nach internen Verfahren der K-UTEC.

Im Rahmen der Untersuchungen des LIAG, TV10 wurden zusätzliche Analysen im Labor der BGR untersucht. Hier konnten ergänzend zur Standardanalytik Bromid, Barium, Fluorid, Mangan, SiO₂ bestimmt werden. Im Labor der BGR wurde darüber hinaus die Analytik der gelösten Gase in den mit den Milieu-Fluid-Samplern (s. Kap. 6.3.1.2) gewonnenen Proben durchgeführt. In geringem Umfang wurden auch Proben am ZAL Zentralen Analytischen Labor der BTU Cottbus bestimmt.

Die hydrochemischen Analysen sind in Anlage 6 dokumentiert.

7 Hydrodynamik

Die Region um Staßfurt, im östlichen Teil des Norddeutschen Tieflandes gelegen, befindet sich klimatologisch an der nordwestlichen Grenze des Mitteldeutschen Trockengebietes. Im langjährigen Mittel fallen jährlich ca. 500 mm Niederschlag (Deutscher Wetterdienst Offenbach, korrigiert nach Richter (1995), ca. 550 mm). Die mittlere langjährige potentielle Verdunstung (berechnet nach (Wendling (1995)) beträgt für die Region ca. 700 mm. Für den Raum Staßfurt ergibt sich damit im jährlichen Mittel eine negative klimatische Wasserbilanz (Niederschlagshöhe abzüglich potentieller Verdunstung) von ca. -150 bis -200 mm. Der Wasserhaushalt der Region ist insgesamt typisch für den sachsenanhaltinischen Raum (Kater 2008). Die jährliche mittlere Grundwasserneubildung (vor allem während des Winterhalbjahres) beträgt im Untersuchungsgebiet ca. 30 bis 60 mm (Pfützner 2001); in Gebieten mit flurnahem Grundwasser wie Flußauen und Niederungsgebieten ist sie negativ.

Für die hydrologischen Jahre des Projektzeitraumes 2008 bis 2010 ergaben sich folgende Jahressummen der Wasserhaushaltsgrößen (Tab. 7-1):

Tab. 7-1: Jahreswerte klimatische Wasserbilanz 2008 bis 2010 (nach Daten der Meteomedia GmbH (2010)).

Hydrologisches Jahr	Σ Niederschlag [mm] (korrigiert)	Σ ETP Potentielle Evapotranspiration [mm] (nach Turc-Wendling)	Klimatische Wasserbilanz [mm]
2008 (01.11.07 - 31.10.08)	542	753	-211
2009 (01.11.08 - 31.10.09)	447	744	-296
2010 (01.11.09 - 31.10.10)	679	703	-24

Während das hydrologische Jahr 2009 (1.11.08 - 31.10.10) sehr trocken war, war das letzte Projektjahr 2010 (1.11.09 - 31.10.10) klimatisch ein Extremjahr mit stark erhöhten Niederschlägen. Die jährliche klimatische Wasserbilanz war signifikant höher als in den übrigen Jahren. Den zeitlichen Verlauf der klimatischen Größen zeigt Abb. 7-1. Dargestellt sind die Wochensummen von Niederschlag und potentieller Evapotranspiration (Daten nach der Station Staßfurt (Meteomedia GmbH 2010)) sowie die klimatische Wasserbilanz. Deutlich wird die nur sporadische Abflussbildung während der hydrologischen Jahre 2008 und 2009. Erst ab Oktober 2009 setzte eine ergiebige Abflussbildung ein, die eine deutliche Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet bewirkte. Ungewöhnlich war ausgeprägte Abflussbildung im Sommerhalbjahr 2010 (Mai, August und September), die bis ins Jahr 2011 andauerte. Dieses führte in Staßfurt und in vielen Gebieten von Sachsen-Anhalt in Zusammenhang mit der Schneeschmelze zu Grundwasserhöchstständen im Januar/Februar 2011.

Der Hauptvorfluter der Region ist die Bode, die in Staßfurt den Staßfurt-Egelner Salzsattel quert. Der langjährige mittlere Abfluss der Bode am Pegel Staßfurt beträgt $13 \text{ m}^3/\text{s}$ bei einem mittleren Pegelstand von $62,53 \text{ mNN}$. Die Winter- und Frühjahreshochwässer erreichen deutlich höhere Werte: mittleres Hochwasser $50,9 \text{ m}^3/\text{s}$, Pegelstand $63,73 \text{ m.ü. NN}$, Extremwert vom 19.04.1994: $129 \text{ m}^3/\text{s}$ bei einem Pegelstand von $65,14 \text{ m}$ (Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt 2010). Die Hochwässer können zur Überflutung der Bodeau und der angeschlossenen Niederungen und z.T. tiefliegender Stadtgebiete führen.

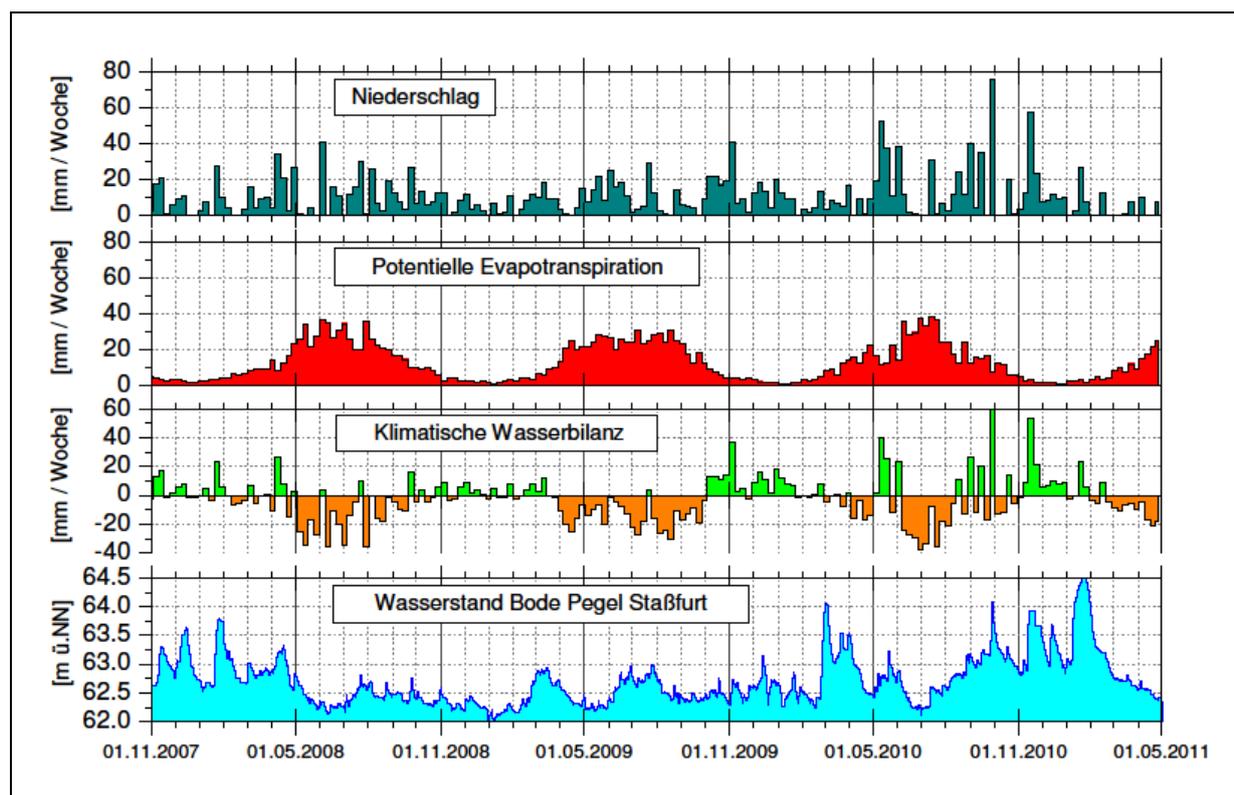


Abb. 7-1: Klimatische Randbedingungen 2007 - 2010 (Wochensummen von Niederschlag, potentieller Evapotranspiration und klimatischer Wasserbilanz berechnet auf der Basis von Tageswerten Station Staßfurt nach Meteomedia GmbH 2010) und Wasserstände der Bode am Pegel Staßfurt (Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt 2010).

In Abb. 7-1 ist ergänzend der Wasserstand der Bode am Pegel Staßfurt während des Projektzeitraumes dargestellt (Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt 2010). Zu berücksichtigen ist, dass die Wasserstandsentwicklung und Abflussbildung der Bode nicht so sehr durch die Vorgänge in Staßfurt sondern im gesamten Einzugsgebiet beeinflusst wird, wobei die Schneeschmelze im Hochharz und die Bewirtschaftung der Rappbode-Talsperre besonders bedeutsam sind. Es zeigt sich jedoch eine z.T. recht deutliche Korrelation mit Niederschlags- und Abflussbildungsereignissen, z.B. im Mai 2010 und ab August 2010. Weitere markante Hochwasserstände im März/April 2010 sowie Januar 2011 sind durch die Schneeschmelze im Einzugsgebiet bedingt.

Die natürlichen Nebengewässer der Bode im Raum Staßfurt (Liethe und Beek) weisen bedeutend geringere Abflüsse auf und sind z.T. stark durch wasserbauliche Maßnahmen geprägt (Kanalisation und Eindeichung, Nutzung als Hochwasserableiter).

Für die Liethe wurden 2007 bis 2009 durch die BTU Cottbus mittlere Abflüsse im Sommerhalbjahr von 0,025 m³/s und im Winterhalbjahr von 0,06 m³/s gemessen (insgesamt zehn Messwerte). Das Einzugsgebiet der Liethe umfasst Unteren Buntsandstein und Gipshut unter quartärer Bedeckung. Aus dem Sommerabfluß ergibt sich bei einem Oberflächeneinzugsgebiet von ca. 32 km² ein Basisabfluß von 0,8 l/(s·km²) oder ca. 25 mm/a. Der Beek wies im gleichen Zeitraum Abflüsse im Sommerhalbjahr um 0,015 m³/s und 0,03 m³/s im Winterhalbjahr auf (insgesamt vier Messwerte). Das Einzugsgebiet umfasst vor allem Mittleren Buntsandstein unter quartärer Bedeckung. Aus dem Sommerabfluß lässt sich bei einem Oberflächeneinzugsgebiet von 15,7 km² ein Basisabfluß von 0,95 l/(s·km²) oder 30 mm/a abschätzen. Setzt man den sommerlichen Basisabfluss in etwa gleich der Grundwasserneubildung, liegen die ermittelten Werte im unteren Bereich der von Pfützner (2001) modellierten Werte, was in Anbetracht der recht trockenen Jahre 2007 bis 2009 plausibel erscheint. Die Zuflüsse aus Oberflächen- und Grundwasser in die Bode im Raum Staßfurt zwischen Hecklingen und Hohenerxleben betragen weniger als 100 - 200 l/s. Eine Profilierung des Bodeabflusses an 6 Punkten zwischen Gänsefurt und Hohenerxleben durch den Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft (LHW) Sachsen-Anhalt erbrachte deshalb im Mai 2009 (Trockenwettersituation) bei einem mittleren Abfluss von 8,7 m³/s keine signifikant messbare Zunahme des Zuflusses im Rahmen der Messgenauigkeit (0,1 - 0,2 m³/s).

Daneben gibt es eine Reihe von künstlichen Gräben (Neuendorfer Hauptgraben, Marbegraben, Mühlgraben, Graben G) mit eigenen Einzugsgebieten. Der Abfluss dieser Gräben ist bei normaler Witterungssituation jedoch überwiegend durch künstliche Einleitungen geprägt und gestattet keine Charakterisierung der natürlichen Vorgänge.

Während des Projektzeitraumes wurden zwei Stichtagsmessungen (Juli 2008 und April 2009) der Wasserstände des GWK 1 durchgeführt. Beide Zeiträume zeigten grundsätzlich die gleichen Verhältnisse. Anlage 4 zeigt den Grundwassergleichenplan des Frühjahres 2009, der auf einer größeren Datenbasis an Messpunkten als 2008 erstellt werden konnte. Im Südosten wurde der Plan durch Messungen aus im Laufe des Jahres 2009 fertig gestellten Messstellen ergänzt. Neben den Grundwasserisohypsen sind die erkennbaren Grundwasserscheiden verzeichnet, die in Staßfurt und Umfeld Grundwassereinzugsgebiete voneinander abgrenzen. Für den GWK 1 erfolgten zur Einschätzung der Fließverhältnisse Wasserspiegelmessungen trotz der z.T. sehr unterschiedlichen Lösungsdichten, aufgrund der in der Regel nur sehr geringen Messstellentiefen zwischen 3 und 5 m. Die Wasserspiegel geben jedoch ein grundsätzliches Bild der Fließdynamik.

Die natürlichen Fließverhältnisse im Lockergestein folgen i.W. der Topographie. Sie sind durch Grundwasserentlastung in die Bode und Liethe und Grundwasserzehrung in den Niederungsgebieten zwischen Hecklingen, Staßfurt und Hohenerxleben gekennzeichnet. Diese Grundwasserentlastung ist vielfach mit dem Aufsteigen versalzener Tiefenwässer aus dem GWK 2 verbunden (z.B. Salzstelle Hecklingen (Bank & Spitzenberg 2001)).

Die natürlichen Verhältnisse sind durch anthropogene Eingriffe gestört. Infolge Geländesenkungen in Staßfurt ist der Betrieb von Wasserhaltungen im Stadtgebiet erforderlich, um Vernässungsschäden durch Grundwasser zu verhindern (Engelmann et al. 2004). Im Stadtgebiet Staßfurt werden aktuell drei Wasserhaltungen betrieben, von denen zwei in Bezug zu den Senkungen stehen (dezentrale Wasserhaltung in der Innenstadt, Wasserhaltung „Im Moore“).

Die bezüglich der Entnahmemenge dominierende Wasserhaltung der Innenstadt (heutige „Dezentrale Wasserhaltung“) hat ein eigenes Einzugsgebiet ausgebildet, das in Staßfurt etwa den Bereich zwischen Neuendorfer Hauptgraben im Westen und der Ostgrenze des Senkungsgebietes umfasst. Die hydrogeologischen Modellierungen (Diersch et al. 2010) auf der Basis des von der BTU entwickelten Struktur- und Parametermodells konnten diese Ausdehnung als auch die weitere Erstreckung nach Süden und Südwesten belegen, sowie die Einbeziehung des GWK 2 in die Strömungsprozesse dieses Einzugsgebietes aufzeigen. Im Kernbereich der dezentralen Wasserhaltung mit dem deutlich ausgebildeten Absenkungstrichter werden Wasserstände unter 61 mNN und damit die tiefsten im Untersuchungsgebiet beobachtet. Die Wasserstände liegen hier unter dem Mittelwasserstand der Bode (62,53 mNN), was zur Aufhebung der Entlastungsfunktion der Bode und zur Infiltration von Bodewasser ins Grundwasser in diesem Teileinzugsgebiet führt. Bedingt durch die erzeugte Potentialdifferenz zum liegenden GWK 2 fließen den Brunnen der dezentralen Wasserhaltung im GWK 1 kontinuierlich Tiefenwässer zu. Das geförderte Mischwasser wies mittlere NaCl-Gehalt bis 50 g/l auf und führte zu einem täglichen Salzaustrag von ca. 28 t/d (Engelmann et al. 2004). Einzelne Grundwassermessstellen im Einflussbereich der Wasserhaltung weisen Salzgehalte bis > 100 g NaCl auf. Durch eine im Jahr 2005 erfolgte Umstellung von einer zentralen Wasserhaltung auf eine dezentrale Lösung konnten die zu hebenden Wassermengen und die geförderte Salzfracht reduziert werden (Lauterbach & Wrüske 2009). 2004-2008 betrug die Fördermenge ca. 600 m³/d, der Salzaustrag bei einer mittleren Konzentration von 30 g/l ca. 18 t/d (Lauterbach & Koch 2010).

Im nördlichen Umfeld außerhalb des Stadtgebietes ist das hydrogeologische Regime ebenfalls stark durch Wasserhaltungen geprägt (Tagebauentwässerung im Kalksteinbruch Förderstedt, Wasserhaltungen an den Löderburger Seen), wobei der Absenkungstrichter der Wasserhaltung Kalksteinbruch Förderstedt das nordöstliche Stadtgebiet von Staßfurt erreicht. Eine prinzipielle Darstellung der Verhältnisse findet sich in (Jordan & Weder 1995).

An der lithologisch-hydrogeologische Grenze des GWK 2 zwischen Gipshut und Unterem Buntsandstein sind im GWK 1 Grundwasserscheiden ausgebildet (deutlicher als in den Druckgleichen des GWK 2 selbst). Der GWK 1 bildet im Bereich des Gipshutes ein eigenes Einzugsgebiet. Dieses ist südlich der Bode z.T. vermutlich auch durch die Überlagerung der Buntsandstein-Gipshut-Grenze mit der Ostgrenze des Senkungs- bzw. Einbruchgebietes bedingt, es lässt sich jedoch auch nördlich der Bode feststellen. Im Bereich des Gipshutes zeigen die Isohypsen des GWK 1 z.T. rinnenähnliche Konturen. Hier findet eine starke hydraulische Wechselwirkung zwischen dem verkarstetem und geklüfteten Gipshut und den Lockergesteinen des GWK 1 statt, der in Form von Rinnenstrukturen und Schlottenfüllungen z.T. mehrere 10er m in den GWK 2 hineinreicht (Dresbach et al. 2010, Wackwitz et al. 2010), Bohrung 701 s. Anlage 3 und Anlage 5). Im Bereich der Verbreitung des Unteren Buntsandsteines ist der GWK1 durch die tonige Verwitterungsdecke des GWK 2 (s. Kap. 2.3.1.2.1) von diesem deutlicher isoliert. Wechselwirkungen mit dem GWK 2 treten vor allem lokal auf und bewirken z.T. die Entlastung von versalzenen Wässern.

Lokal kann das Grundwasser im GWK1 fehlen oder nur als Schichten- oder Stauwasser ausgebildet sein. Lokale Maxima der Grundwasserstände entlang der Grenze Buntsandstein-Gipshut sind möglicherweise auf lokales Schichtenwasser zurückzuführen (z.B. Grundwasserspiegel > 67 mNN nördlich des Strandbades).

Die Einbruchstruktur um das Strandbad stellt eine morphologische Senke mit einem eigenem Oberflächeneinzugsgebiet dar. Die aktuelle Basis des Strandbades liegt ca. 20 m unter dem Wasserspiegel, bei ca. 47 mNN. Die ursprüngliche Basis lag noch ca. 20 m unter dem heutigen Niveau. Der Bruch wurde teilweise, ein zweiter Bruch nordwestlich des Strandbades vollständig verfüllt. An den Flanken des Strandbades steht Unterer Buntsandstein an. Die Struktur stellt eine vertikale hydraulische Verbindung zwischen GWK 1, GWK 2 und vermutlich auch GWK 3 dar. Innerhalb des GWK 1 handelt es sich grundwasserhydraulisch um ein recht abgeschlossenes System, das möglicherweise nur wenig mit den sich nördlich anschließenden Bereichen des GWK1 kommuniziert. Der Wasserspiegel des Strandbades liegt jedoch tendenziell 10 bis 20 cm höher als in der 250 m nordwestlich gelegenen Messstelle P 283, was für eine Abströmung nach NW entsprechend der generellen Grundwasserfließrichtung spricht (s. Anlage 4). Im Winterhalbjahr 2010/2011 trat das Strandbad infolge von Niederschlägen und Schneeschmelze über die Ufer. Erst ab Mai 2011 gingen die Wasserstände wieder zurück.

Ebenfalls ein eigenes Einzugsgebiet bildet die Niederung zwischen Staßfurt und Hecklingen aus, das von den sich südwestlich anschließenden Höhen des Mittleren Buntsandsteines (Ochsenberg) gespeist wird. Neben der Grundwasserentlastung durch Übertritt in die Vorflut (hier künstliche Grabensysteme) spielt hier die Verdunstung in den ausgedehnten Niederungsgebieten mit flurnahen Grundwasser eine große Rolle. Dabei kommt es zum Aufstieg von versalzten Tiefenwässern aus dem GWK 2.

Zwei oberflächliche Salzwasseraustritte, die eine Vorstellung von den natürlichen Prozessen geben, konnten im Laufe des Verbundvorhabens lokalisiert werden:

Salzwasseraustritte in das Flußbett der Liethe bei Friedrichshall

- Lage: Rechtswert: 4473900, Hochwert: 5745075 (mehrere Infiltrationen im Verlauf von ca. 50 - 100 m)
- Schüttung summarisch etwa 10-20 l/s, Salzgehalt bis ca. 5 g/l NaCl, 2,8 g/l CaSO₄.

Der Salzwasseraustritt wurde über ein Jahr beobachtet und blieb in Austrittsmenge und Salzgehalt weitgehend konstant. In der Schüttungsmenge macht er ca. 30 % des Abflusses der Liethe aus. Der natürliche Abfluss in diesem Zulaufbereich von ca. 850 bis 1700 m³/d liegt in ähnlicher Größenordnungen wie die Grundwasserentnahme durch die dezentrale Wasserhaltung, und dürfte von Bedeutung für die Hydraulik an der Ostflanke des Sattels sein. Der Salzaustrag beträgt ca. 4,5 bis 9 t/d. Das in die Liethe austretende Salzwasser ist durch eine im Jahresverlauf gleichbleibende Temperatur von ca. 9 – 10 °C gekennzeichnet, die sich von dem Oberflächenwasser der Liethe im Sommer und Winter thermisch deutlich unterscheidet (s. Abb. 7-2 links). Die Salzwasseraustritte sind mit Entgasungen und Fe-Oxid/Hydroxid-Ausfällungen im Gewässerbett verbunden.

Salzwasseraustritt in der Bodeniederung zwischen Staßfurt und Hecklingen

- Lage: Rechtswert: 4469120, Hochwert: 5747025
- Schüttung etwa 0,5 Liter/s, Salzgehalt ca. 65 g/l NaCl, 4,3 g/l CaSO₄ (Messung Sommer 2010)

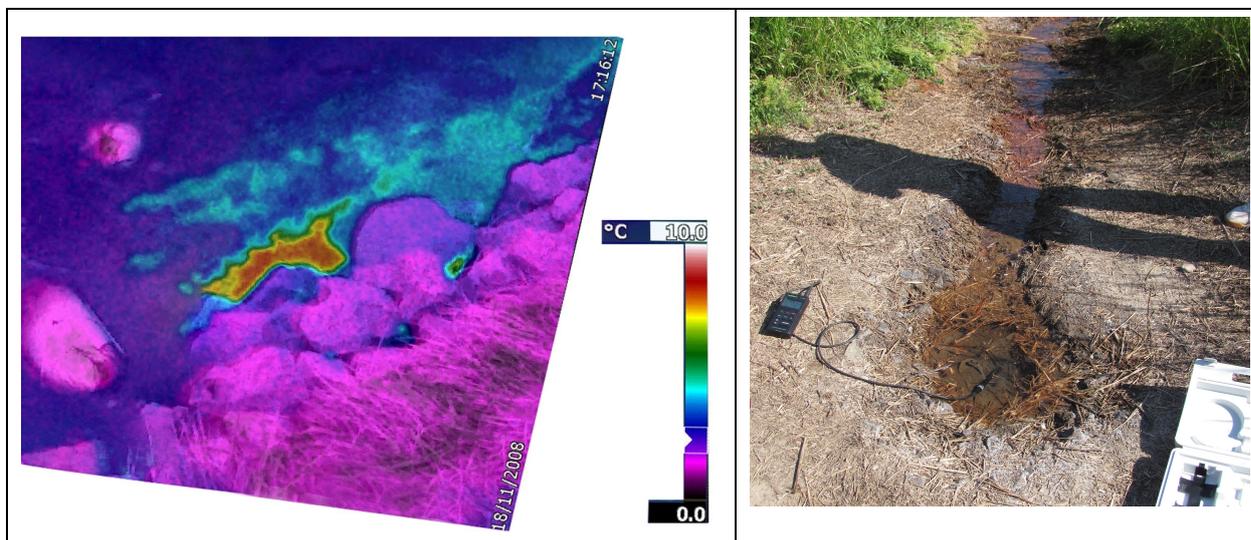


Abb. 7-2: Oberflächliche Salzwasseraustrittsstellen im Raum Staßfurt– Bild links: Infrarot-Wärmebild des Eintrittes von warmen, versalzten Tiefenwässern im Uferbereich der Liethe bei Friedrichshall (Photo: M. Sack BGR, Bildausschnitt ca. 1 m², Farbskala: Temperatur in °C), Bild rechts: Salzwasseraustritt in der Bodeaue zwischen Staßfurt und Hecklingen (Photo: C. Jahnke, BTU Cottbus).

Die oberflächennahen Salzwässer stammen aus dem GWK 2 und sind an Aufwärtsmigrationen in hydraulisch durchlässigen Strukturen gebunden. Der natürliche Salzaustrag an NaCl und CaSO₄ an diesen kleinräumigen Strukturen aus dem Untergrund in die Gewässer beträgt mehrere Tonnen pro Tag und gibt eine Vorstellung von der natürlichen Subrosionsdynamik. Im Untersuchungsgebiet sind weitere derartige Salzwasseraufstiege anzunehmen. Während diese Fließprozesse im Unteren Buntsandstein und im Caprock überwiegend auf Kluftzonen begrenzt sind, erfolgt im überlagernden Lockergestein eine diffuse Ausbreitung, die zu den mehr oder weniger großräumigen oberflächennahen Versalzungsanomalien führen. Bei entsprechenden hydrologischen Verhältnissen (geringer Grundwasserflurabstand) und entsprechender Flächenbewirtschaftung bilden sich z.T. reiche Halophytengesellschaften (z.B Salzstelle Hecklingen, Bodeaue zwischen Staßfurt und Hohe-nerxleben).

8 Hydrochemie

8.1 Datenbasis

Im Verlauf des Forschungsverbundvorhabens erfolgten umfangreiche Beprobungen von Grundwasser und Oberflächenwasser durch das Teilvorhaben 5 der IHU GmbH, das Teilvorhaben 1 der BTU Cottbus und das Teilvorhaben 10 der LIAG sowie das DGFZ (s. Kap. 6.3.1). Die beprobten Messstellen und Analysen sind zusammengestellt in Anlage 5 und Anlage 6.

Darüber hinaus konnten im großen Umfang Daten aus früheren Beprobungen in die hydrochemischen Bewertungen einbezogen werden:

- Beprobungen der Messnetze im GWK 1 Lockergestein in Staßfurt (s. Kap. 6.2.2). Diese umfassen einen Zeitraum von Ende der 70er bis in die 90er Jahre (Sondermessnetz) bzw. 2000er Jahre (Messnetz dezentrale Wasserhaltung),
- Beprobungen der Messstellen im Deckgebirge aus den Jahren 1997 und 1999 (TP 1 bis TP 4, Hy St 1A/96).

Zusammengefasst waren diese Daten in einer Datenbank bereitgestellt durch die Stadtverwaltung Staßfurt und durch das TV5, IHU GmbH.

- Schichtwasseranalysen des GWK 2 und GWK 3 aus Testarbeiten und Messstellenbeprobungen der ingenieurgeologischen Bohrprogramme in Staßfurt 1977-1983 (Eggert & Riedel 1979): IG 1 – I 4, (Koerber 1978): IG 5, (Krone et al. 1983): IG 7, IG 10),
- Wiederholungsbeprobungen der IG - Messstellen (GWK 3) aus den 90er und 2000er Jahren (Bode & Seifert 2004),
- Schichtwasseranalysen des GWK 2 und GWK 3 aus Testarbeiten der durch das LAGB 2006 geteufte Bohrungen B, G1 (Bode et al. 2008).

Die neuen Analysen des Forschungsverbundes unterscheiden sich in ihrem erweiterten Parameterumfang (s. Kap. 6.3.2) und z.T. in ihrer messtechnischen Genauigkeit von den Altanalysen, welches die Verwendbarkeit der Altanalysen jedoch nicht ausschließt. Soweit es der analysierte Parameterumfang gestattete, wurden Berechnungen der Ionenbilanz und weitere Plausibilitätstests zur Qualitätsbewertung der Analysen herangezogen. Für die Auswertungen und Darstellungen wurden i.a. Analysen mit absoluten Ionenbilanzfehlern $\leq 5\%$ verwendet.

8.2 Konzentrationsverhältnisse in den GWK

8.2.1 Hydrochemische Gesamtsituation

8.2.1.1 Hauptinhaltsstoffe (hexäres System Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄)

Die grundlegenden Konzentrationszusammenhänge in den GWK bezüglich der Hauptinhaltsstoffe des Systems Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄ sind in Abb. 8-1 und Abb. 8-3 dargestellt. Einbezogen wurden neben den während des Projektverbundes durchgeführten Analysen auch die recherchierten Altanalysen. Nicht berücksichtigt in der Darstellung wurden Analysen mit Abweichungen in der Ionenbilanz von $> \pm 5 \%$ und Analysen mit unsicherer stratigraphischer Zuordnung.

Die Abb. 8-1 zeigt die grundlegenden hydrochemischen Verhältnisse in den GWK für die Inhaltsstoffe Natrium, Magnesium und Chlorid. Ergänzt sind zwei grundsätzlichen Pfade der hydrochemischen Entwicklung der Lösungen:

- Die kongruente bzw. stöchiometrische Lösung von NaCl (s. Abb. 8-1 oben). Dieser Entwicklungspfad tritt ausschließlich auf im GWK 1 und 2.
- Die Mischung einer bei 10 bis 20 °C gesättigten NaCl-Lösung mit Lösungen aus dem Kaliflöz Staßfurt z2K. Mit steigenden Chloridkonzentrationen sinken die Natriumgehalte und die Magnesium- und Kaliumgehalte steigen an (s. Abb. 8-1, Abb. 8-3 oben). Die Halit-Sättigung bleibt bei diesen Mischungsprozessen erhalten und es wird bei steigender Gesamtmineralisation Halit ausgefällt. Dieser Entwicklungspfad tritt ausschließlich im GWK 3 und im Übergang zwischen GWK 3 und GWK 2/cr auf.

Die Lösungen des Deckgebirges (GWK 1 Lockergestein, GWK 2 Buntsandstein und unbedeckter Caprock bzw. Gipshut) folgen dem Trend einer zunehmend konzentrierten NaCl-Lösung (Abb. 8-1 oben). Die Sättigung an NaCl wird im GWK 1 und GWK 2 (Buntsandstein, flacher Caprock) bei den bisher vorliegenden Analysen jedoch nicht erreicht, da die Wässer nicht in Kontakt zu Halit stehen. Die Konzentrationen entsprechen maximal einer etwa halbgesättigten Sole. Anlage 7 zeigt die räumliche Chloridverteilung im GWK 1. Die höchsten Chloridkonzentrationen finden sich im Bereich der Wasserhaltung und in den Messstellen in einem Teilbereich des Gipshutes, der eine Entlastungszone hochmineralisierter Wässer darstellt. Auch im Umfeld von Deponien und Halden (Soda-Halden) sind stellenweise erhöhte Chloridgehalte nachzuweisen. Auch die Bodeniederung westlich des Stadtgebietes ist eine Region mit hohen Chloridwerten. Die geringsten Chloridkonzentrationen wurden am westlichen Randbereich des Gipshutes nachgewiesen. Die Chloridverteilung korreliert mit den Messungen der spezifischen Widerstände der aerogeophysikalischen Erkundung zur Erfassung der Grundwasserversalzungsbereiche und lithologischen Einheiten einschließlich tektonischer Störungszonen (Siemon & Kerner 2010).

Die Chloridgehalte sind stets etwas größer als die von Natrium, welches auf chloridisch assoziiertes Kalium- und Magnesium zurückzuführen ist. Die Magnesium- und auch Kaliumkonzentrationen sind jedoch stets deutlich geringer als die von Natrium (Abb. 8-1 unten und Abb. 8-3 oben). Auf die Bedeutung z.T. leicht erhöhter Magnesiumgehalte im Wässern des GWK 1 und GWK 2 (Buntsandstein) als Indikatoren für Migrationen von Lösungen aus dem GWK 3 wird in Kap. 8.2.3 vertieft eingegangen.

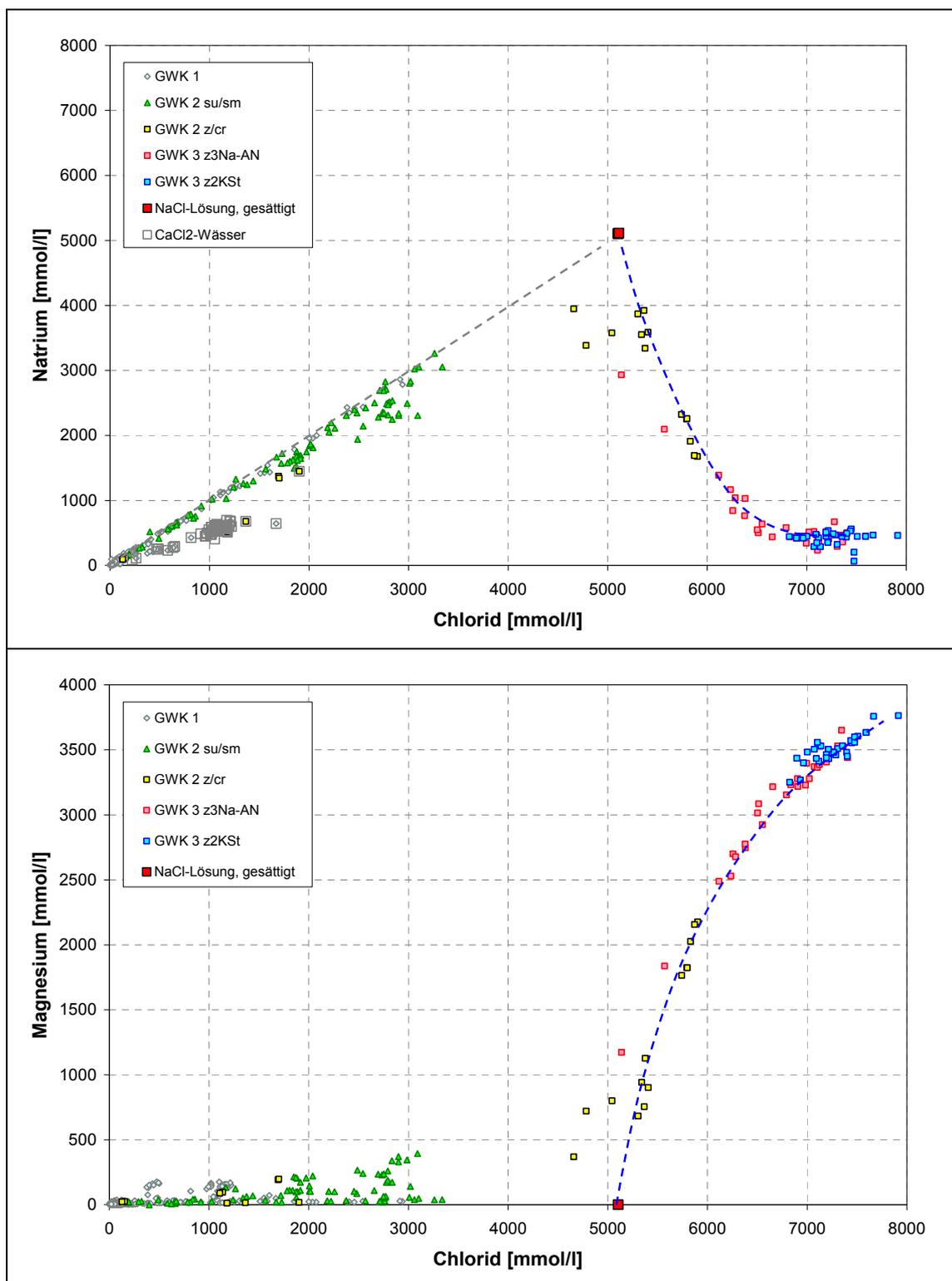
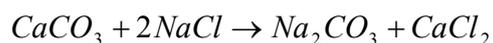


Abb. 8-1: Natrium- und Magnesiumkonzentrationen in Abhängigkeit vom Chloridgehalt in den Grundwasserkomplexen 1 bis 3 und Reaktionskurven (grau: stöchiometrische Auflösung NaCl bis zur Sättigung bei 10-20 °C, blau: Mischungskurve NaCl-gesättigte Lösung mit Grubenzlösung im z2K bei Sättigung an NaCl).

Eine Gruppe von Wässern aus dem GWK 1 und dem GWK 2 (Gipshut) weicht von diesem grundsätzlichen hydrochemischen Trend ab. Die Natriumwerte entwickeln sich mit steigenden Chloridgehalten nicht im Verhältnis von etwa 1:1 sondern etwa 0,5:1. Die Magnesium und Kaliumkonzentrationen bleiben dabei gering, aber es tritt chloridisch assoziiertes Calcium auf („CaCl₂-Wässer“ in Abb. 8-1). Die Wässer sind anthropogenen Ursprungs (vgl. Kap. 8.2.1.2). Gelöstes CaCl₂ entsteht im Prozess der Soda-(Na₂CO₃)-Produktion als Abprodukt nach der Bilanzformel:

Formel 8-1



CaCl₂-Wässer sind in Staßfurt nördlich der Bode vielfach im GWK 1 und 2 nachweisbar.

Sie kommen im GWK 2/cr auch in größeren Tiefen vor (z.B. GWE STF 3: Gipshut in 94 m Teufe, 17 m über dem Salzspiegel, 102: Gipshut 50-52 m Teufe). Dies verdeutlicht die tiefgreifende Infiltration anthropogen beeinflusster Wässer im Gipshut bis an den Salzspiegel hinab.

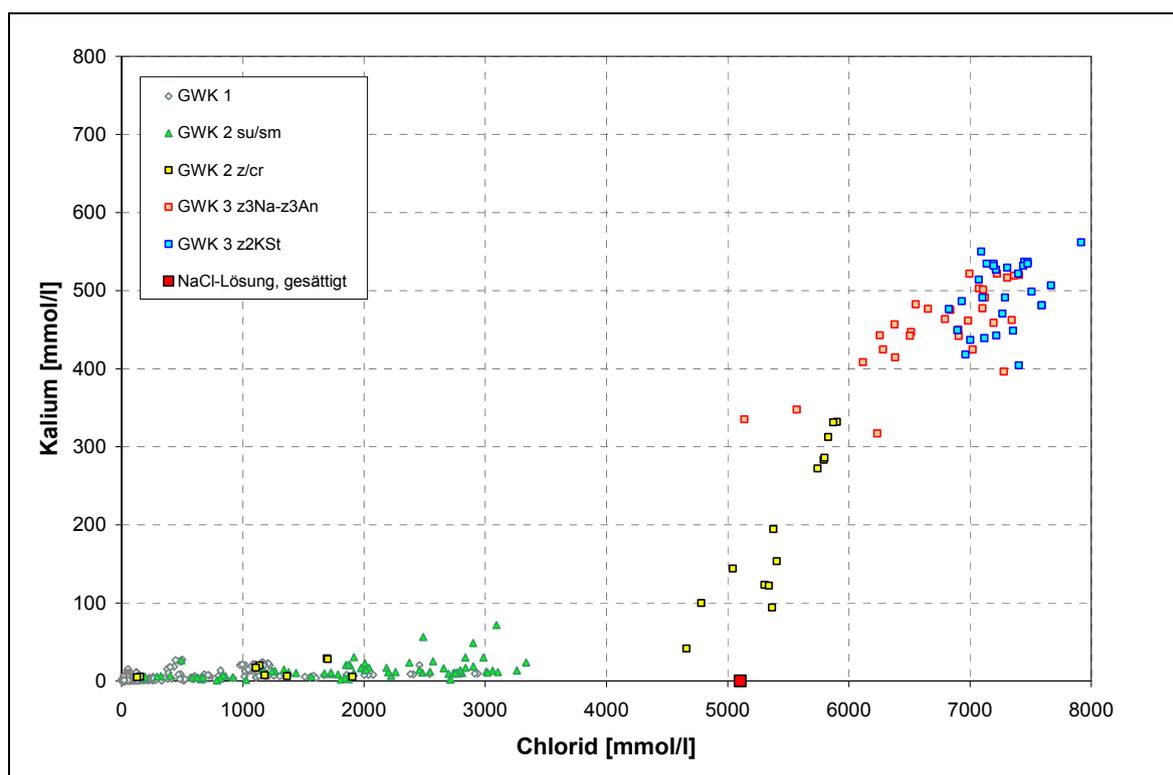


Abb. 8-2: Kaliumkonzentrationen in Abhängigkeit vom Chloridgehalt in den GWK 1 bis 3.

An der Basis des GWK 2, des unbedeckten Caprockes bzw. Gipshutes erfolgt der Übergang zum zweiten hydrochemischen Trend, der Mischung NaCl-dominierter Lösungen mit Mg-K-Cl-Lösungen des GWK 3. Die Kaliumkonzentration entwickelt sich bei dieser Mischung parallel zur Magnesiumkonzentration (s. Abb. 8-1 unten und Abb. 8-3 oben). Quelle der erhöhten Magnesium- und Kaliumgehalte im GWK 3 ist die Auflösung der primären Kalisalze Carnallit $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ und Kainit $\text{KMgClSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, des Begleitsalzes Kieserites $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ sowie des sekundären Sylvins KCl im Kaliflöz-Staßfurt z2K.

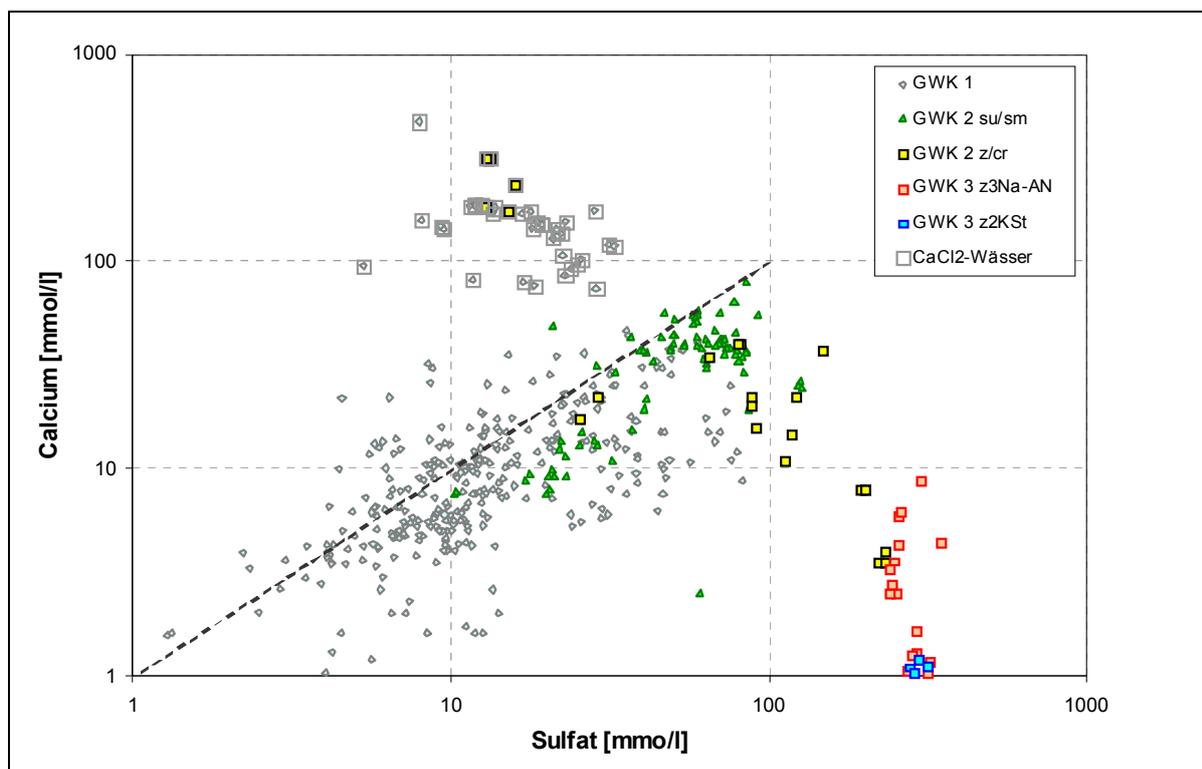


Abb. 8-3: Sulfat- und Calciumkonzentrationen (unten) in den GWK 1 bis 3.

Die unmittelbar aus dem z2K stammenden Wasserproben zeigen die höchsten Konzentrationen an Magnesium, Kalium und Chlorid im GWK 3 (s. Abb. 8-1 unten und Abb. 8-3 oben), da sie in direktem Kontakt mit den aufgeführten Salzen stehen. Schwankungen der Zusammensetzungen ergeben sich aus den analytischen Genauigkeiten und Salzausfällungen während Probenahme (s. Kap. 6.3.1.1 und 5.1.3). Eine detaillierte Darstellung der Lösungsentwicklung dieser Wässer erfolgt im Kap. 8.3.2.

Wässer der Mischungslinie zwischen den Lösungen des z2K und den NaCl-dominierten Lösungen treten innerhalb des GWK 3 im Hauptanhydrit und in den Leinsteinsalz-Residuatzen bzw. dem geklüfteten Leinsteinsalz auf. Kalium-Magnesium-Salze kommen in diesen Bereichen nur untergeordnet vor. Der Grad der Magnesium-Kalium-Anreicherung (und Natrium-Abreicherung) auf dieser Mischungslinie ist teufenabhängig (s. Kap. 8.2.2). Abweichungen von der Mischungslinie weisen auf Halit-Untersättigungen und Zumischungen von geringer konzentrierten Lösungen hin. Dieses kann auf Lösungsmigrationen aus dem GWK 2 oder (im Fall von Analysen aus Hydrotests) auch auf Reste von Bohrspülung zurückzuführen sein.

Aufgeschlossen ist bzw. wurde der unmittelbare Übergang von der NaCl- zur Mg-K-Cl-dominierten Lösungen im Filterbereich der Messstelle Hy St 1A/96 und in den teufenorientierten Hydrotests der Bohrung B. Dieser Übergang ist hydrodynamisch durch die Druckverhältnisse im GWK 2 und GWK 3 definiert. Die stärker Mg-K-angereicherten Abschnitte der Mischungslinie sind anzutreffen in den Messstellen GWE STF 1, GWE STF 2 und IG 10.

Den Zusammenhang zwischen den Calcium- und Sulfatgehalten zeigt Abb. 8-3 (doppelt logarithmische Darstellung). Die Calcium- und Sulfatkonzentrationen sind durch die Löslichkeiten von Anhydrit bzw. Gips (im GWK 3 auch Polyhalit) begrenzt, wodurch hohe Sulfatgehalte geringe Calciumgehalte bedingen und umgekehrt. Altanalysen aus dem GWK 3 weisen z.T. sehr hohe Nachweisgrenzen für Calcium auf (1000 mg/l, 400 mg/l z.B. in Eggert & Riedel (1979), Koerber (1978), Krone et al. (1983) und wurden in Abb. 8-3 nicht dargestellt. Die Calciumgehalte in den Wässern mit Sulfatwerten > 200 mmol/l liegen (aufgrund der Anhydrit-Sättigung) nach den neueren Analysen deutlich < 10 mmol/l.

Die Wässer aus dem GWK 1 folgen (bei starker Streuung) tendenziell der abgebildeten Trendgeraden einer stöchiometrischen Auflösung von CaSO_4 . Deutlich abweichend ist die Gruppe der anthropogenen CaCl_2 -Wässer mit Calciumgehalten > 80 mmol/l. Calcium ist hier chloridisch assoziiert und in der Konzentration deutlich gegenüber dem Sulfat erhöht. Die Sulfatkonzentrationen sind in den CaCl_2 -Wässern (ebenfalls bedingt durch die Anhydrit-/Gips-Löslichkeit) i.A. sehr gering.

Die Wässer des GWK 2 folgen im Buntsandstein tendenziell ebenfalls dem Trend einer stöchiometrischen CaSO_4 -Auflösung, allerdings übersteigen die Sulfat- oft die Calciumgehalte, ein Hinweis auf weitere Quellen für Sulfat (MgSO_4). Im Gipshut (GWK 2z/cr) wird i.A. die Gips-/Anhydrit-Sättigung erreicht. Im Kontakt zu den Wässern des GWK 3 nehmen die Sulfatgehalte durch Mischung stark zu und die Calciumgehalte dementsprechend ab.

Im GWK 3 treten neben den Calcium-Sulfaten Anhydrit/Gips zusätzlich MgSO_4 -haltige Salze (Kieserit $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Kainit $\text{KMgClSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) als Sulfat-Quellen auf. Die Sulfatwerte nehmen dementsprechend mit der Zunahme der Magnesiumgehalte auf der Mischungskurve in Abb. 8-1 zu. Die Löslichkeiten der Mg- SO_4 -haltigen Salze sind deutlich höher als für Anhydrit/Gips. Die Calciumgehalte fallen deshalb aufgrund der Gips/Anhydrit-Löslichkeit mit steigenden Sulfatkonzentrationen stark ab.

8.2.1.2 Nebeninhaltsstoffe Br, B, Sr, NH₄, Li

Neben den Hauptinhaltsstoffen, die den Gesamtlösungsinhalt und die im Kap. 8.3 beschriebenen Sättigungsverhältnisse bestimmen, zeigen die Nebeninhaltsstoffe in den Grundwasserkomplexen zum Teil ein spezifisches Verhalten. In früheren Untersuchungen wurde i.d.R. als einziger Nebeninhaltsstoff Bromid in den Lösungen des GWK 3 und GWK 2 untersucht, doch fehlte bisher eine umfassende Datenbasis. Im Rahmen des Forschungsverbundes erfolgte deshalb eine systematische Untersuchung der Nebeninhaltsstoffe neben Bromid auch Bor, Strontium, Ammonium und Lithium. Aus organisatorischen und mitteltechnischen Gründen konnten Rubidium und Jod nicht analysiert werden.

Die Konzentrationen an **Bromid** (Abb. 8-4 oben) entwickeln sich mit steigenden Chloridgehalten parallel zu Magnesium und Kalium (Abb. 8-1, Abb. 8-2). Die Bromidgehalte sind deutlich mit den Magnesiumgehalten korreliert (Abb. 8-4 unten). Die Ursache sind die im Vergleich zum Halit stark erhöhten Bromidanteile in den primären Kali-Salzen (Carnallit, Kainit), in denen Bromid diadoch für Chlorid eingebaut wird. Eigenständige Bromidminerale treten in den Staßfurter Salzabfolgen nicht auf (s. Kap. 3.4.4.1).

In den NaCl-Lösungen des GWK 1 werden Bromidgehalte bis max. 2 mmol/l und im GWK 2/su bis ca. 5 mmol/l erreicht. Beim Übergang von den NaCl- zu den Mg-K-Cl-Lösungen im GWK 2 Gipshut/Caprock steigen die Bromidgehalte mit den Magnesium- und Kaliumkonzentrationen an und erreichen im GWK 3 30 bis 45 mmol/l in den Proben aus dem Kaliflöz Staßfurt. Die molaren Br/Cl-Verhältnisse betragen dort im Mittel etwa 0,005, dies entspricht üblichen Werten in Carnallit-beeinflussten Lösungen (s. z.B. Versuche zur Carnallit-Auflösung in der Schachanlage Asse, (Herbert 2000), Tab. 7.2-1).

Zwischen den Magnesium- und Bromidkonzentrationen existiert im GWK 3 und GWK 2/cr ein deutlicher linearer Zusammenhang (Abb. 8-4 unten). Die molaren Br/Mg-Verhältnisse betragen im GWK 2/cr und GWK 3 einheitlich $0,01 \pm 0,002$. (Es existiert lediglich eine, nicht interpretierbare Ausnahme - Bohrung B Tiefenprobe 184 m, Br 3390 mg/l). Die Korrelation von Magnesium und Bromid verdeutlicht die gemeinsame Quelle aus den Salzen des z2K.

Im GWK 2/su-sm folgen die Analysen ebenfalls vielfach diesem Trend. Erhöhte Bromidgehalte sind an erhöhte Magnesium- (sowie Kalium-) Konzentrationen gekoppelt. Die molaren Br/Mg-Verhältnisse sind etwas höher als im GWK 3 und GWK 2/cr und liegen bei 0,01-0,02. In Altanalysen der Messstelle TP 3 aus den 90er Jahren traten noch weiter erhöhte Br/Mg-Verhältnisse (0,02 bis 0,04) auf, die aktuell jedoch nicht mehr nachweisbar sind.

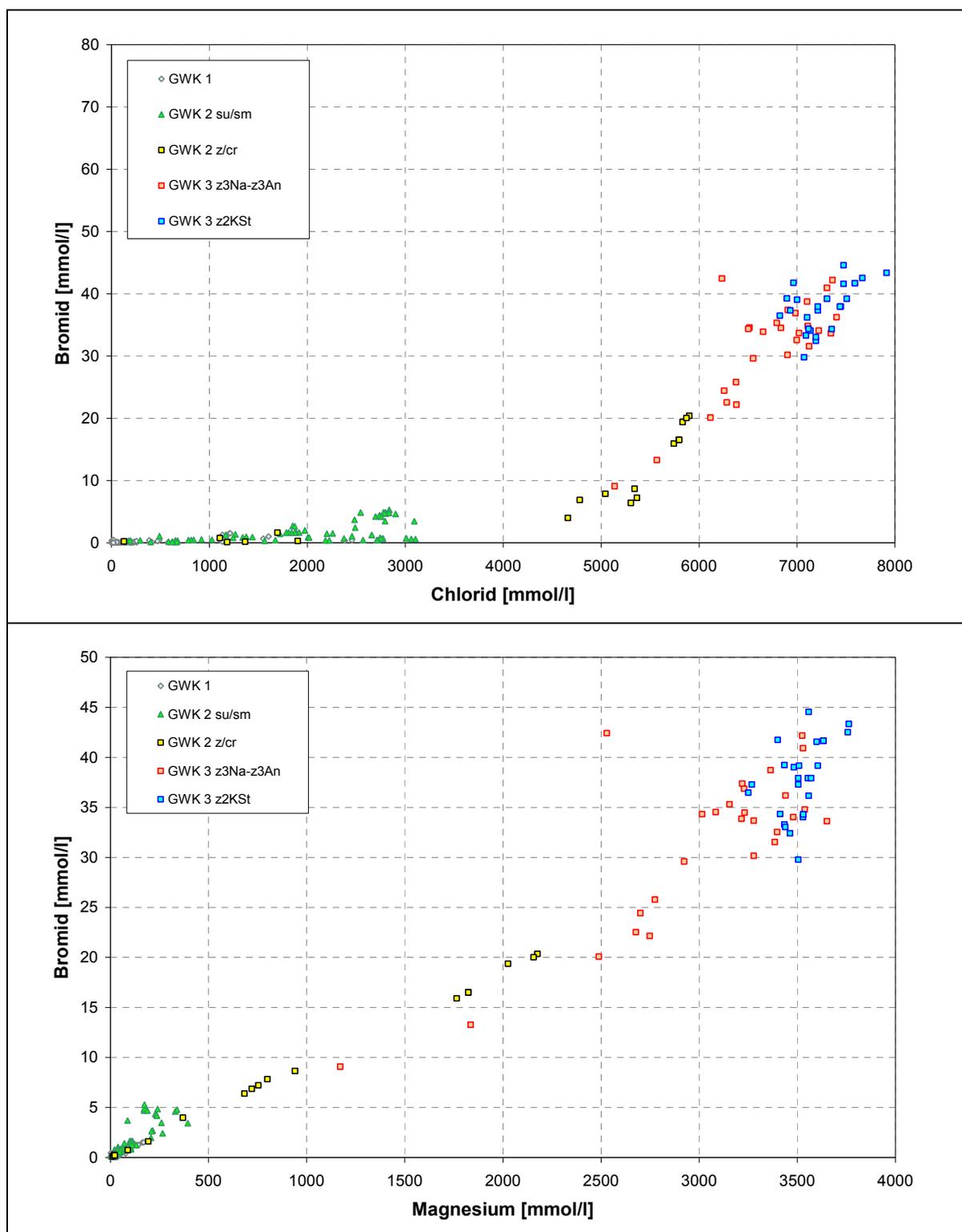


Abb. 8-4: Zusammenhänge zwischen Bromid, Chlorid und Magnesium in den GWK 1 bis 3.

Bor wurde am Staßfurt-Egelter Sattel in einer Reihe von eigenständigen Mineralen nachgewiesen nach Schneegass (1964):

- Ascharit $3\text{MgB}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Borazit und Staßfurtit $\text{Mg}_6\text{B}_{14}\text{O}_{26}\text{Cl}_2$ in Carnalliten des Kaliflöz Staßfurt z2K z.T. auch in Hartsalzen,

- Hydroboracit $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ in der Anhydrit- und Polyhalit-Region des Staßfurt-Steinsalzes z2Na,
- Kaliborit $\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19}\cdot 9\text{H}_2\text{O}$ und Pinnoit $\text{MgB}_2\text{O}_4\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ in der Kainit-Region des z2K,
- Sulfoborit $2\text{MgSO}_4\cdot 2\text{Mg}_2\text{B}_2\text{O}_5\cdot 12\text{H}_2\text{O}$ in Löserückständen von Carnalliten.

Lokal können die aufgeführten Borminerale sehr häufig auftreten. Auch während der IG-Bohrprogramme in Staßfurt wurden Ascharit und Staßfurtit in der Hangendgruppe des z2K in Form von dünnen Lagen oder einzelnen größeren Agglomerationen erbohrt (IG 2, IG 4, (Eggert & Riedel 1979)). Neben den primären Vorkommen in den Salzfolgen des GWK 3 kann Bor in Abprodukten der Kali- und Salzindustrie vorkommen. Daneben ist Bor aufgrund des Einsatzes von Boraten in Waschmitteln ein Indikator für anthropogene Beeinflussungen (Deponie- und Abwasserindikator).

Bor ist in den Mineralen überwiegend mit Magnesium vergesellschaftet. In Abb. 8-5 sind deshalb die Borkonzentrationen in Abhängigkeit vom Magnesium-Gehalt dargestellt. Die Verhältnisse sind für den Zusammenhang Bor-Chlorid ähnlich.

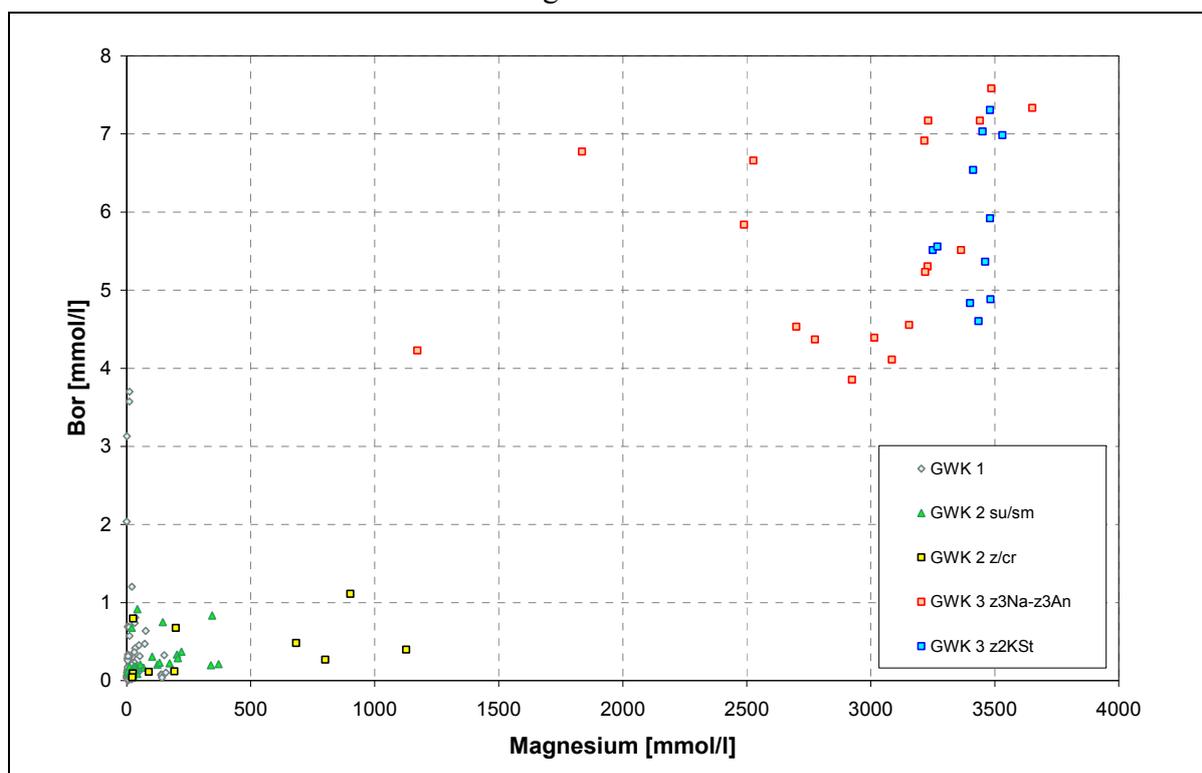


Abb. 8-5: Borkonzentration in Abhängigkeit vom Magnesiumgehalt in den GWK 1 bis 3.

Aufgrund der verschiedenen existierenden Bor-Mineralen, ihrer unterschiedlichen und zudem sehr heterogenen stratigraphischen Verbreitung treten eindeutige, nahezu lineare Korrelationen wie im Fall des Bromides nicht auf (Abb. 8-5). Es ist jedoch eine starke Erhöhung der Gehalte im GWK 3 im Vergleich zum GWK 1 und GWK 2 festzustellen. Ein kontinuierlicher Übergang vom GWK 2/Caprock zum GWK 3 wie für Magnesium, Kalium und Bromid ist nicht zu beobachten.

Im GWK 1 treten ebenfalls auffällig erhöhte Borkonzentrationen zwischen 1 und 4 mmol/l auf. Diese sind an Messstellen im Umfeld von Deponien bzw. Halden gebunden und auf anthropogene Beeinflussungen zurückzuführen.

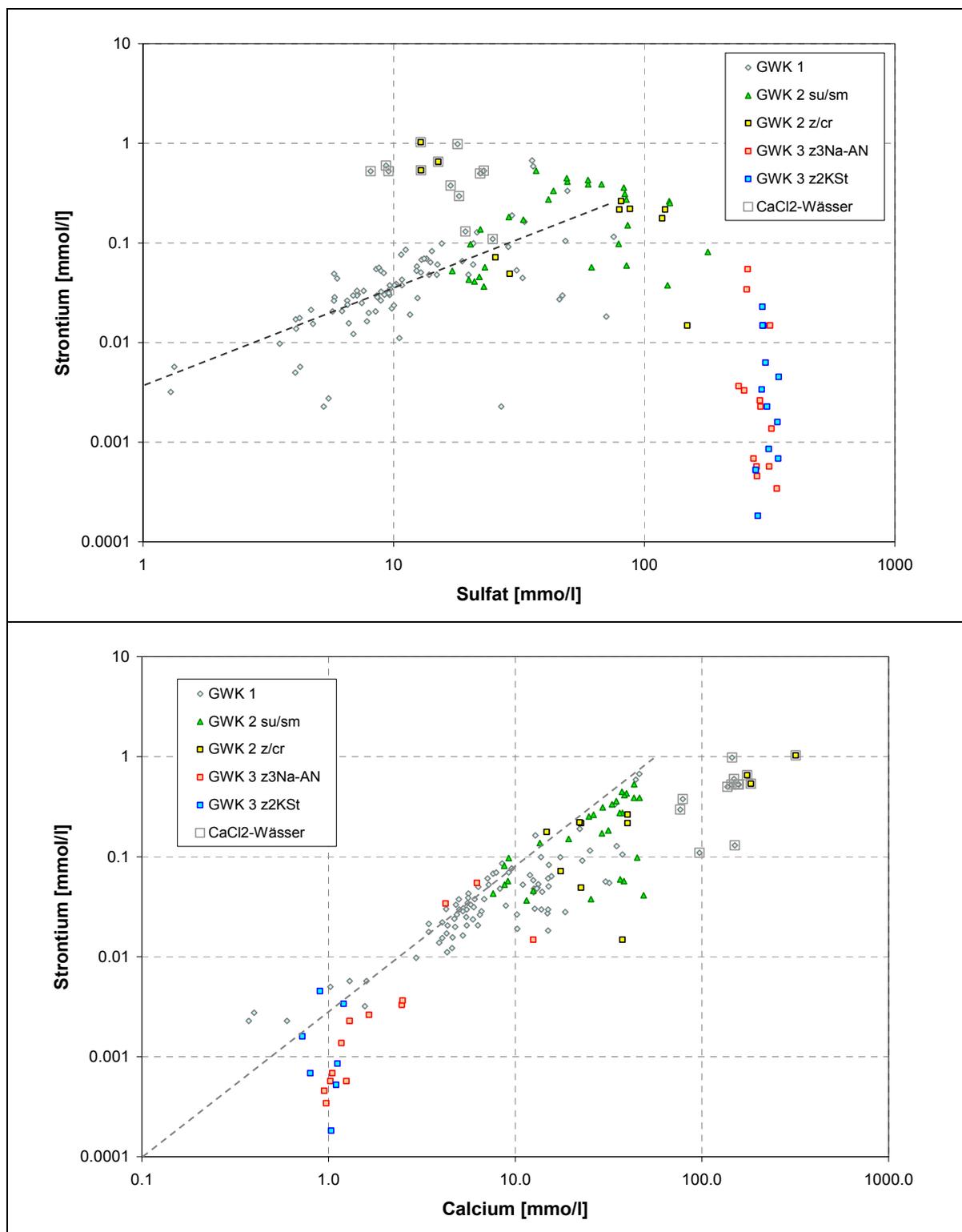


Abb. 8-6: Zusammenhänge zwischen Strontium, Sulfat und Calcium in den GWK 1 bis 3.

Quelle für **Strontium** sind zum einen Calcium-Mineralen, vor allem Gips und Anhydrit (z.T. möglicherweise auch Calcit) in denen Strontium diadoch für Calcium eingebaut ist. Zum anderen treten mit Cölestin SrSO_4 (z.T. häufig in Carnalliten des z2K, (Schneegass 1964) und Strontianit SrCO_3 eigenständige Strontium-Mineralen auf.

Strontium verhält sich geochemisch ähnlich wie Calcium (ist mit diesem stark korreliert, Abb. 8-6 unten) und wird in seiner Konzentration durch die Cölestin-Löslichkeit begrenzt. Es existiert deshalb wie beim Calcium eine charakteristische Abhängigkeit vom Sulfat (Abb. 8-6 oben).

Im GWK 1 sind die Lösungen überwiegend noch Cölestin untersättigt, die Strontiumkonzentrationen steigen bei der Gips/Anhydrit-Lösung mit den Sulfatgehalten an. Im GWK 2 wird die Cölestin-Sättigung z.T. erreicht, die Strontiumgehalte erreichen in Abhängigkeit vom Sulfatgehalt maximal 0,45-0,55 mmol/l. Im GWK 3 sind die Lösungen überwiegend an Cölestin gesättigt, die Strontiumgehalte fallen mit den (aufgrund der Lösung von Mg-K-Sulfaten) steigenden Sulfatgehalten stark ab.

Die höchsten Strontiumkonzentrationen treten in den anthropogenen CaCl_2 -Wässern im GWK 1 und GWK 2 auf. Hier wird die Cölestin-Sättigung mit Strontiumgehalten bis 1 mmol/l auch bei geringen Sulfatkonzentrationen z.T. erreicht.

Eine Auffälligkeit im Untersuchungsraum waren die stark erhöhten Gehalte für **Ammonium** (Abb. 8-7, Konzentrationsangabe für NH_4 hier mg/l).

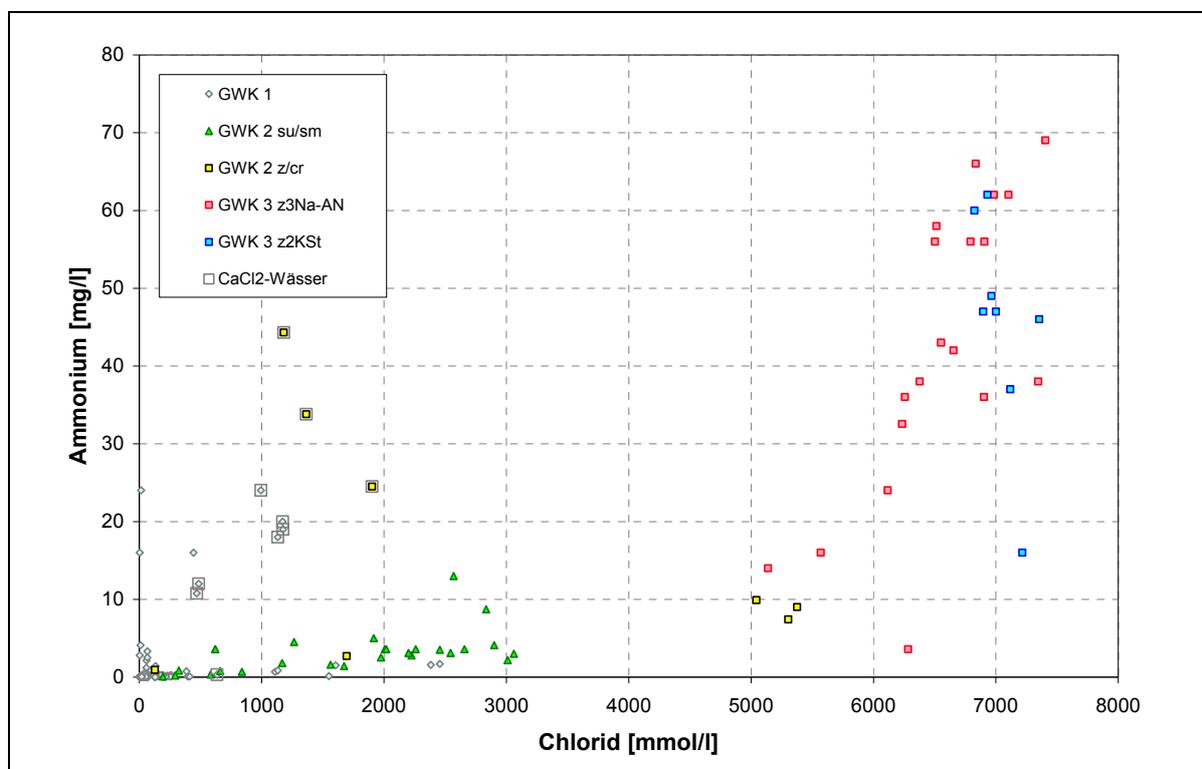


Abb. 8-7: Zusammenhänge zwischen Chlorid und Ammonium in den GWK 1 bis 3.

Im GWK 1 ist dieses vor allem auf anthropogene Einträge aus der Industriegeschichte Staßfurts zurückzuführen (Halden und Deponien, industrielle Abwässer) (vgl. Kap. 2.2.1).

Die höchsten Ammoniumgehalte im GWK 1 und GWK 2 ($> 10 \text{ mg/l}$) treten in Verbindung mit den CaCl_2 -Wässern auf. Ursache war das im Prozessablauf des Solvay-Soda-Verfahrens anfallende NH_4Cl , das offensichtlich auch in Abwässern enthalten war. Aber auch der durch anthropogene Einwirkungen weitgehend unbeeinflusste GWK 2/su zeigt deutlich erhöhte Werte (1 bis 13 mg/l). Im GWK 3 sind die Konzentrationen auf $10\text{--}70 \text{ mg/l}$ erhöht. Sie steigen mit den Chloridgehalten. Eine mögliche Quelle ist der bereits im Kap.3.4.4.8 erwähnte Ammoniumgehalt des Carnallits.

Stark erhöhte Ammoniumkonzentrationen sind in reduzierten Tiefenwässern nicht ungewöhnlich. Als weitere Quelle für das Ammonium sind organische Verbindungen z.B. im Hauptanhydrit denkbar; möglicherweise erfolgen bei den niedrigen Redoxpotentialen im GWK 3 auch Stickstoff-Transformationsprozesse (N_2 zu NH_4). Aufgrund der spezifischen Probenahmebedingungen (Fußventilpumpe, Tiefenprobenehmer s. Kap. 6.3.1) konnten die Redoxpotentiale für die Lösungen im GWK 3 vielfach nicht bestimmt werden. Als repräsentativ für die Milieubedingungen des GWK 3 werden die für die Messstelle IG 1 / P2 (bei Standard-Pumpprobe) 2007 / 2008 ermittelten Werte Eh: $-187 / -110 \text{ mV}$, pH: $4,7 / 5,59$ angesehen. Unter diesen Bedingungen ist eine beginnende $\text{N}_2\text{--NH}_4$ -Transformation thermodynamisch möglich.

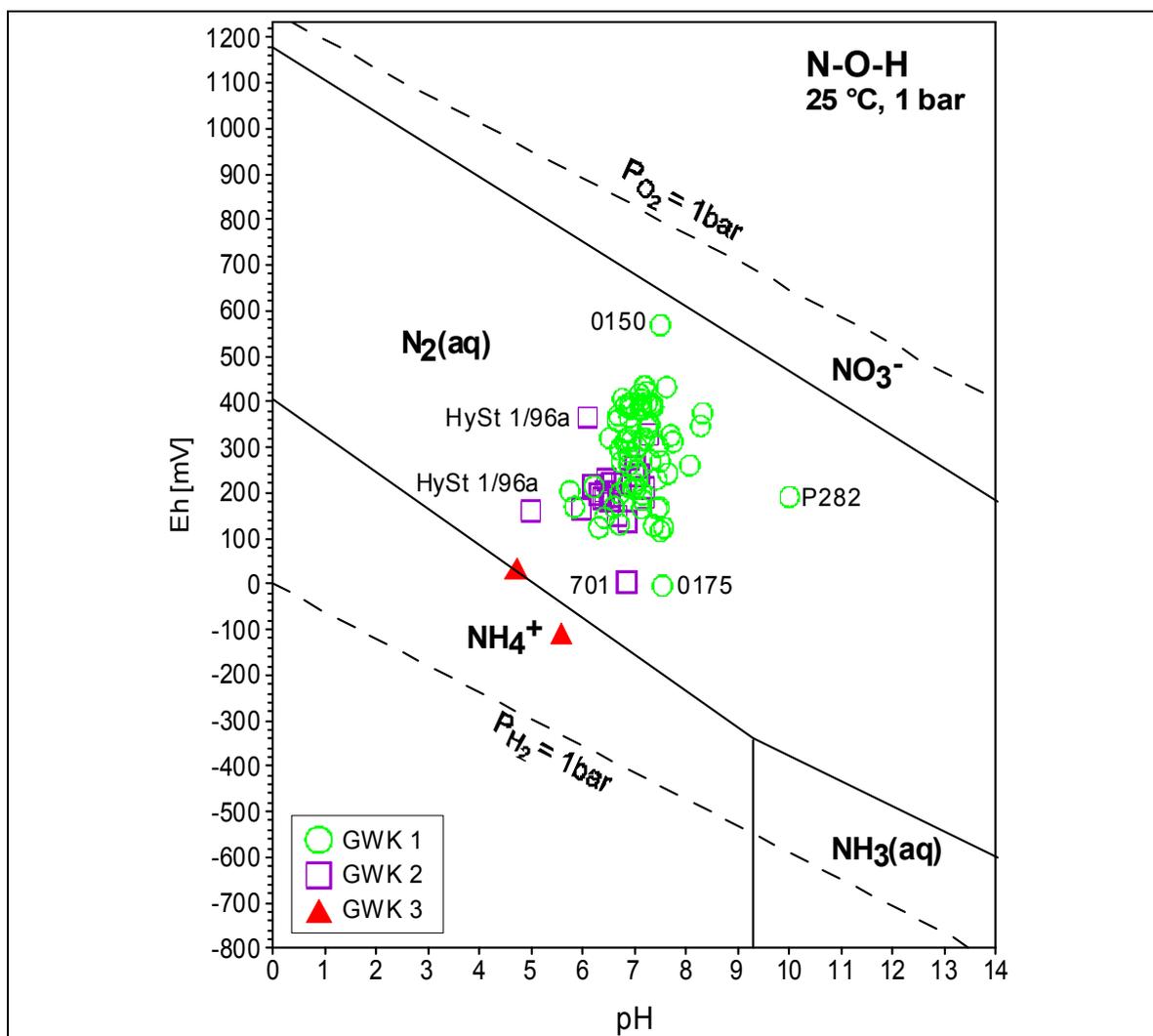


Abb. 8-8: Redoxpotential und pH -Werte der drei Grundwasserkomplexe im Stabilitätsdiagramm des Systems N-O-H bei 25°C und 1 bar nach Takeno (2005).

Betrachtet man die Analysen im System N-O-H in der Abb. 8-8 unter den gemessenen Milieubedingungen (pH und Redoxpotential) zeigt sich, dass sich die repräsentative Analyse für den GWK 3, die Messstelle IG 1, P2 dargestellt durch ein rotes Dreieck, im Frühjahr 2007 im Übergangsbereich der Stabilitätsfelder $N_{2(aq)}$ und im Frühjahr 2008 im Bereich NH_4 liegt. Lösungen dieser Messstelle befinden sich also im Übergang zur N_2 - NH_4 -Transformation. Die Analysen aus dem GWK 2, die etwas von der Normalverteilung abweichen, die Messstellen Hy St 1/96a und 701 sind Wässer aus dem Gipshut. Bei letzteren besteht vermutlich hydraulischer Kontakt zum Zechsteinsalinar bzw. zu reduzierenden Bedingungen. Die Messstelle Hy St 1/96a weist deutliche saisonale Unterschiede im Redoxpotential auf durch die der Einfluß der Bode zu erkennen ist. Im Herbst 2007 liegen die Redoxwerte bei 364 mV und im Frühjahr 2007 und 2008 zwischen 159 und 164 mV. Auffällige Analysen aus dem GWK1 hinsichtlich der Eh-pH-Verhältnisse sind bei den Messstellen 0150 (hohes Redoxpotential von 568 mV), P282 (sehr basisch, pH-Wert = 10) und 0175 (nahezu reduzierende Bedingungen von -4 mV) zu beobachten.

Die Datenbasis für **Lithium** ist geringer als für die übrigen aufgeführten Nebenelemente. Ein Teil der Analysen wies sehr hohe Nachweisgrenzen für Lithium von 1mg/l (0,144 mmol/l) auf. Diese Analysen wurden in den Darstellungen nicht berücksichtigt.

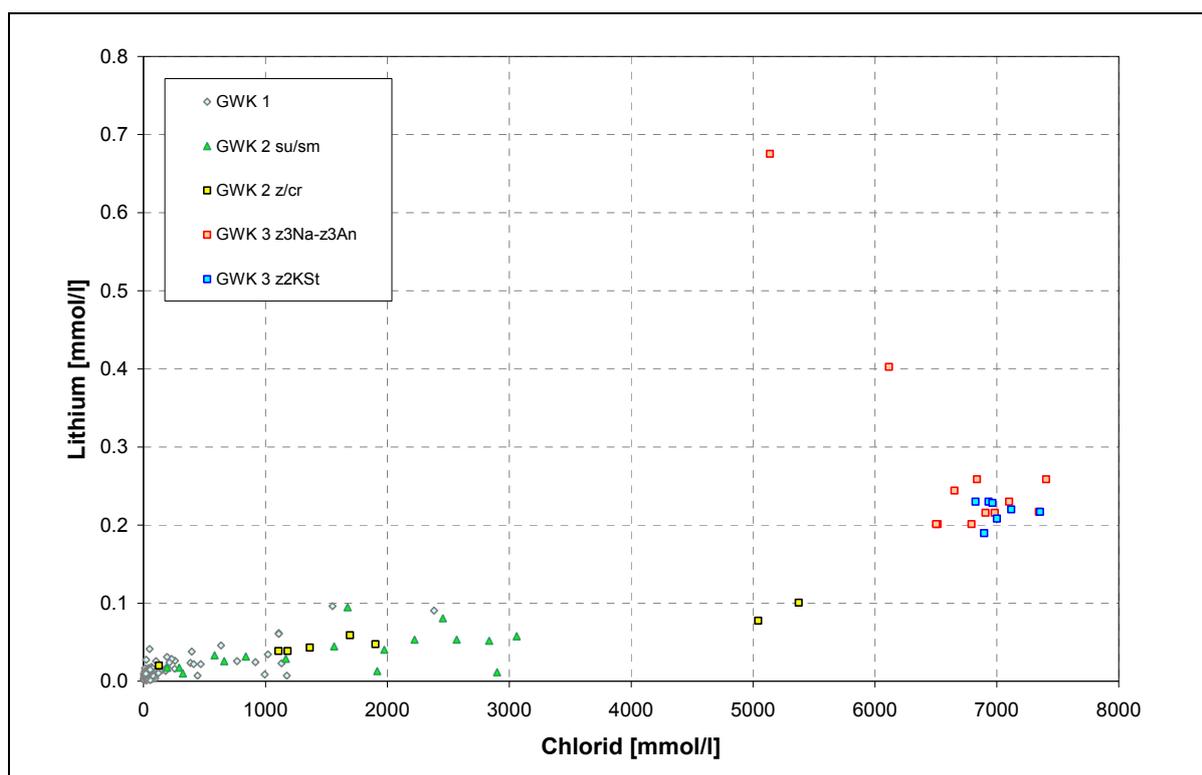


Abb. 8-9: Zusammenhänge zwischen Chlorid und Lithium in den GWK 1 bis 3.

Lithium bildet i.d.R. keine eigenständigen Salzminerale. Es wird während der salzbildenden Evaporationsprozesse in der Mutterlauge angereichert und kann in Salzen der späten Eindunstungsstadien in erhöhten Konzentrationen eingebaut werden (vgl. Kap. 3.4.4.3).

In den Lösungen im Untersuchungsgebiet ist ein stetiger Anstieg der Gehalte mit zunehmenden Chloridkonzentrationen zu verzeichnen (Abb. 8-9). Im Deckgebirge werden Gehalte bis max. 0,1 mmol/l erreicht. Im GWK 3 liegen die Konzentrationen bei 0,2 bis 0,3 mmol/l. Es treten einige deutliche Ausreißerwerte auf (IG 10, Bohrung G1:Test ca. 100 m Teufe), die auf Grundlage der derzeitigen Datenbasis nicht interpretierbar sind.

8.2.2 Konzentrations-Teufen-Beziehungen

Die in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten grundsätzlichen hydrochemischen Trends weisen charakteristische Teufenabhängigkeiten auf.

Die hydrochemischen Analysen aus dem Lockergestein des GWK 1 stammen aufgrund der geringen Mächtigkeiten der Lockergesteinsdecke aus Teufen bis etwa 30 m. Im GWK 2 wurden Proben in Messstellen bis aus etwa 100 m, in Bohrlochtests bis aus maximal 191 m Teufe entnommen. Aus dem Salinargebirge des GWK 3 liegen Analysen in Messstellen und Bohrlochtests aus Tiefen von ca. 100 bis 400 vor.

Abb. 8-10 zeigt die Teufenabhängigkeit (in mNN) der Chloridkonzentration, als Indikator für die Gesamtmineralisation differenziert nach den Grundwasserkomplexen. Die vertikalen Balken an den Messpunkten zeigen die Spannweite der Entnahmetiefe (Länge der Filterstrecke bei Messstellen, Intervalllänge bei Packertests). Zusätzlich dargestellt sind tiefenorientierte Proben aus der Lösungssäule der Schächte Leopoldshall I/II (Beprobungen 2005 bis 2007, Daten nach LAGB Sachsen-Anhalt). Nicht dargestellt sind Proben mit unsicherer stratigraphischer Zuordnung aus formationsübergreifenden Tests während der IG-Bohrprogramme (Testintervalle vom GWK 2/su bis in den GWK 3/z3NA oder z3AN).

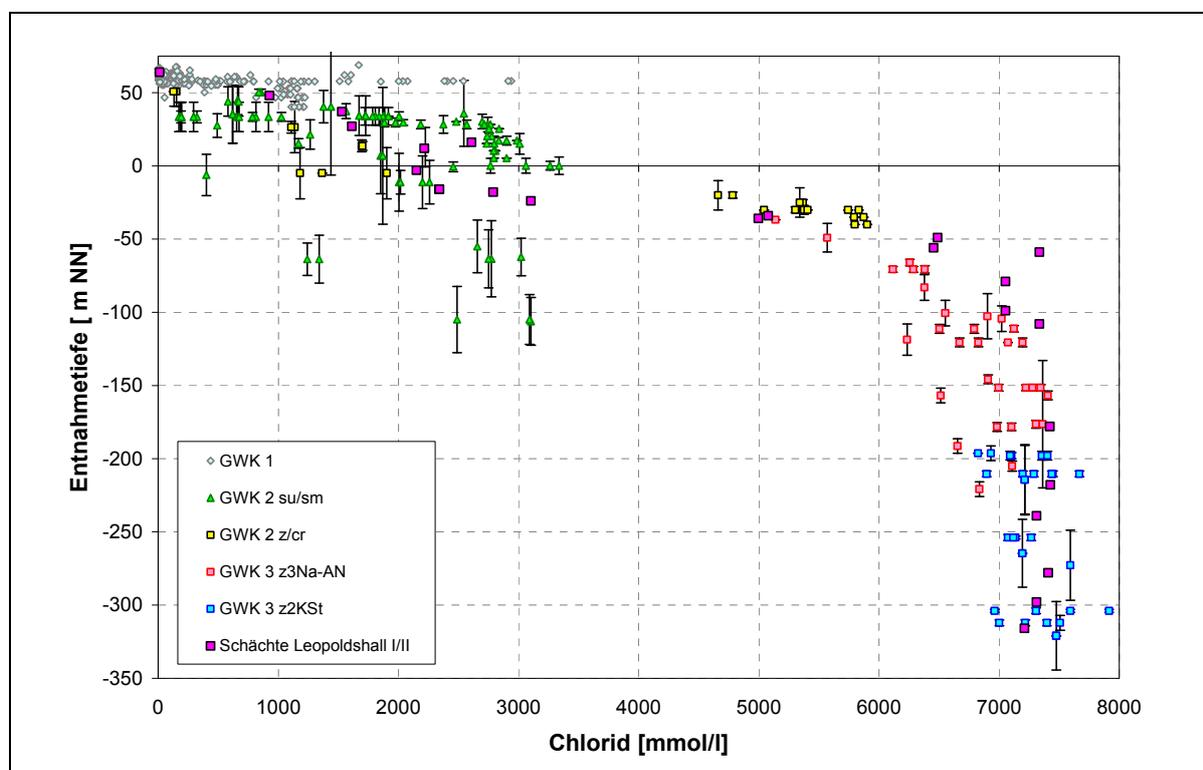


Abb. 8-10: Teufenabhängigkeit der Chloridkonzentration in den GWK 1 bis GWK 3.

Grundsätzlich ist über alle Grundwasserkomplexe eine Konzentrationszunahme mit der Teufe festzustellen. Im GWK 1 werden z.T. bereits Konzentrationen erreicht, den Maximalwerten des GWK 2/su-sm entsprechen, was auf die Aufwärtsmigration von Tiefenwässern zurückzuführen ist. Es wurden in den NaCl-dominierten Lösungen der bisher aufgeschlossenen Bereiche des GWK 1 und GWK 2/su-sm keine gesättigten Lösungen ($> = 5100 \text{ mmol/l Cl}^-$) nachgewiesen. Die Maximalkonzentrationen bleiben unabhängig von der Teufe nach bisherigen Ergebnissen konstant bei etwa 3000 mol/l . Dieses kann auf die hydraulische Trennung des GWK 2 und GWK 3 durch den Roten Salzton z4T bedingt sein, die einen direkten Kontakt der Buntsandsteinwässer zum Steinsalz und eine vollständige Lösungsaufsättigung verhindert. Die Datenbasis für die tiefen Bereiche des GWK 2/su-sm ist jedoch bisher zu gering. Es liegen nur wenige und punktuelle Informationen aus Bereichen des Deckgebirges aus Tiefen unter -50 mNN vor (Bohrlochtestes der IG-Bohrungen, Test an der GWE STF 2 117-145 m Teufe). Hydrochemische Informationen aus den tiefen Bereichen des Unteren Buntsandsteines sind jedoch für die Analyse und den Nachweis von Lösungsmigrationen zwischen den GWK 2 und 3 und die Strömungs- und Lösungsdynamik im GWK 3 von großer Bedeutung.

Im GWK 2/cr und dem Salinargebirge des GWK 3 existiert eine kontinuierliche Konzentrationszunahme mit der Tiefe, bis bei etwa -200 bis 250 mNN , in den Analysen aus dem z2K ein Maximum erreicht wird. Die auftretenden Streuungen der Konzentrationen in den Lösungen aus dem GWK 3 (Streubreite ca. 1000 mmol/l) sind zum einen auf die natürliche räumliche Heterogenität zurückzuführen, zum anderen durch Probenahmeeffekte und möglicherweise auch analytische Probleme mit den hochkonzentrierten Lösungen bedingt.

Auch die Proben aus der Lösungssäule der Schächte Leopoldshall I/II, die hydraulisch nachweislich an das System angebunden waren, weisen prinzipiell denselben hydrochemischen Teufentrend auf. In Teufen bis etwa -25 mNN wurden hydrochemisch Hutgesteinwässer nachgewiesen. In größeren Tiefen erfolgt der Übergang zu typischen Lösungen des GWK 3/z2K.

In Abb. 8-11 ist die Abhängigkeit der Natrium- und Magnesiumkonzentrationen von der Entnahmetiefe (in mNN) differenziert nach den Grundwasserkomplexen dargestellt. Die vertikalen Balken an den Messpunkten zeigen wiederum die Spannweite der Entnahmetiefe (Länge der Filterstrecke bei Messstellen, Intervalllänge bei Packertests).

Die in Abb. 8-1 dargestellten Pfade der hydrochemischen Entwicklung der Lösungen:

- kongruente bzw. stöchiometrische Lösung von NaCl (s. Abb. 8-1 oben)
- Mischung einer bei $10-20 \text{ }^\circ\text{C}$ gesättigten NaCl-Lösung mit den Lösungen aus dem z2K Kaliflöz Staßfurt des GWK 3 bei Halit-Sättigung

weisen deutliche Teufenbezüge auf.

In den NaCl-dominierten Lösungen des GWK 1 und GWK 2 steigen die Natriumgehalte analog zum Chlorid mit der Teufe an und erreichen Maximalwerte zwischen 3000 und 3500 mmol/l . Höhere Konzentrationen entsprechend der NaCl-Sättigung werden nicht erreicht.

Aufgeschlossen ist bzw. war der Übergang von Na-Cl- zur Mg-K-Cl-dominierten Lösungen im Filterbereich der Messstelle Hy St 1A/96, in den Hydrotests der Bohrung B und in den Schächten Leopoldshall I/II. In Tiefen von -200 bis -250 mNN ist der Mischungsprozess beendet und die Natrium und Magnesiumgehalte bleiben weitgehend konstant. Dieser Mischungstrend ist von großer Bedeutung für die Sättigungsverhältnisse der Wässer bezüglich der Kalisalze im GWK 3 (s. Kap. 8.3).

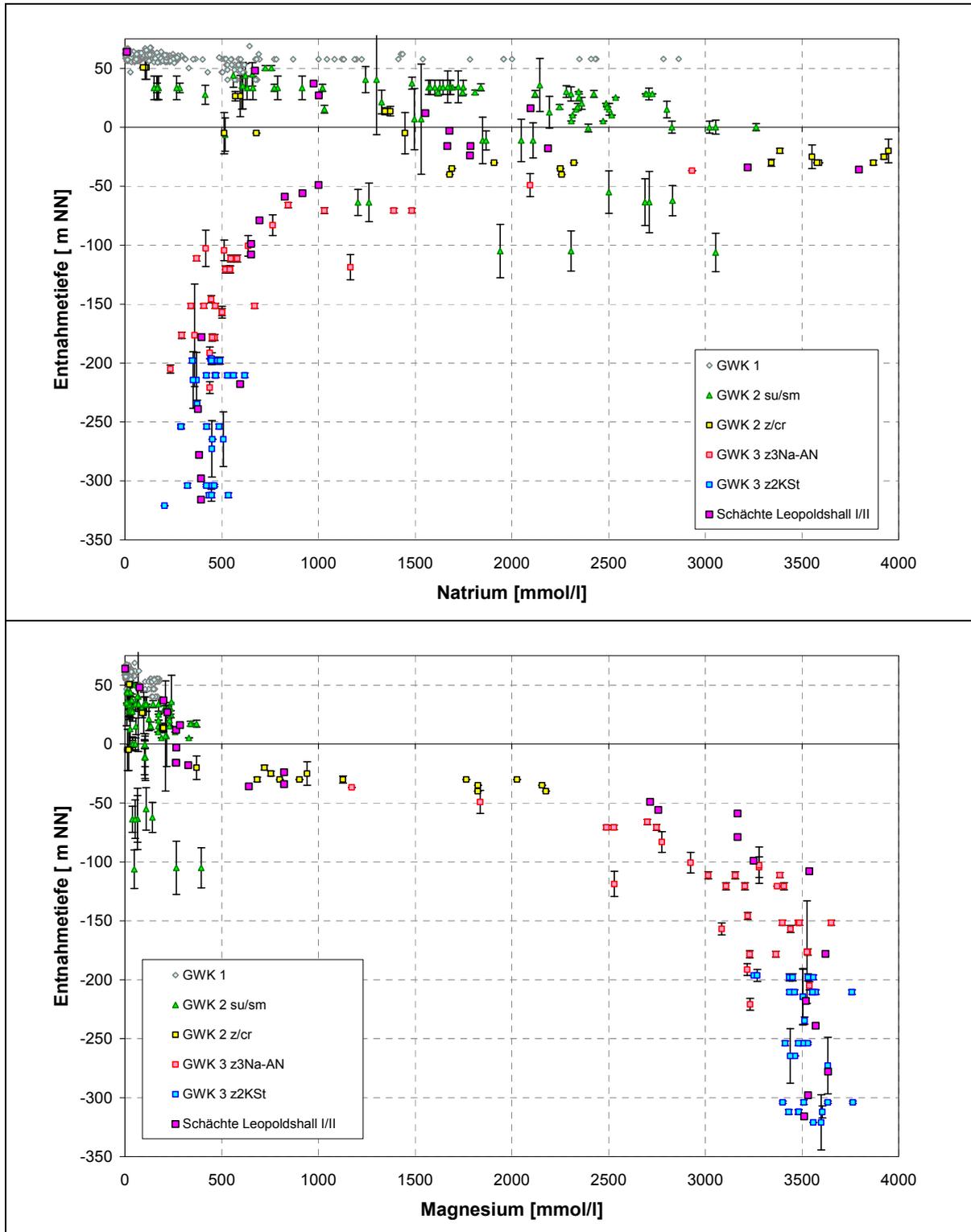


Abb. 8-11: Tiefenabhängigkeit der Natrium- u. Magnesiumkonzentration in den GWK 1 bis 3.

Einen ähnlichen Tiefen-Trend wie Magnesium weisen die mit den Magnesium-Kalium-Salzen des z2K assoziierten Inhaltsstoffe Kalium, Sulfat, Bromid, Lithium auf. Calcium und Strontium zeigen im GWK 2 und GWK 3 die in Abb. 8-3 und Abb. 8-6 deutliche Gegenläufigkeit zum Sulfat, aufgrund der Begrenzung der Konzentration durch die Gips/Anhydrit und Cölestin-Löslichkeit.

8.2.3 Hydrochemische Indikatoren und Prozesse der Lösungsmigration zwischen den GWK

In den Kap. 8.2.1 und 8.2.2 wurde gezeigt, dass der generelle hydrochemische Entwicklungstrend im GWK 2, die Zunahme an NaCl in der Lösung mit zunehmender Teufe ist und dass erst im tieferen Gipshut/Caprock die Magnesium-Komponente die Natrium-Komponente verdrängt. Bei detaillierterer Betrachtung lassen sich die hydrochemischen Tendenzen von Buntsandstein und Caprock voneinander trennen.

Der normale hydrochemische Trend im Buntsandstein ist die Entwicklung höherer Konzentrationen aufgrund von NaCl-Anreicherung. Die Quelle des NaCl ist der Salzspiegel des Leine-Steinsalzes z3Na, es fehlt der Kontakt zu Magnesium-reichen Lösungen, die durch Carnallit-, Kainit-, Kieserit-Lösung beeinflusst sind, da aufgrund der Barriere aus der tonig-schluffigen Subrosionsbrekzie, dem Rotem Salzton z4T und dem Leine-Steinsalz z3Na der Buntsandstein vom GWK 3 hydraulisch und chemisch isoliert ist.

Im Gegensatz dazu bildet für den Gipshut im Zentrum des Sattels das Staßfurt-Steinsalz z2Na die Quelle für das NaCl, da es hier den Salzspiegel bildet. Im Gipshut steht der GWK 2/cr über den Hauptanhydrit mit dem GWK 3 in Verbindung und auch bei relativ geringeren Gesamtkonzentrationen lassen sich im Vergleich zum Unteren Buntsandstein erhöhte Magnesiumgehalte in den Wässern nachweisen.

Es existieren jedoch im Unteren Buntsandstein einige Messpunkte, die einen abweichenden, Magnesium-reicheren Chemismus aufweisen (Tab. 8-1).

Tab. 8-1: Proben mit Caprock-Chemismus im Buntsandstein (vgl. Abb. 8-12).

Messstelle/Lokalität	Probenahme	Filterteufe/Testintervall [m u.GOK]	Stratigraphie Inter- vall
IG 4 (Test offenes Bohrloch)	25.11.1977	146,6 - 191,6	su
TP 2 (Messstelle)	1997-2008	28 - 40	su
TP 3 (Messstelle)	1997-2008	34,2 - 61,2	Su
201 (Messstelle)	Feb-Apr. 2008	37 - 43	Su

Abb. 8-12 zeigt die Mg-Na-Konzentrationen an diesen Probenahmepunkten im Vergleich zum chemischen Trend im GWK 2/su Buntsandstein und im GWK 2/cr. Deutlich wird die Erhöhung der Magnesiumkonzentrationen in diesen Proben aus dem Buntsandstein bis in den Bereich des Gipshut-Chemismus. Neben Magnesium sind auch die Bromid- und z.T. Kaliumgehalte in diesen Wässern erhöht. Bei den Messstellen TP 2 und TP 3, die 1997 und 1999 teufenorientiert beprobt wurden, nimmt dieser Trend mit der Tiefe zu, was auf eine Quelle an Magnesium-reicheren Lösungen im tieferen Untergrund hinweist.

Eine mögliche Quelle der Magnesium-Komponente in den Wässern ist eine Migration von Lösungen aus dem östlich gelegenen Gipshut. Dieses wäre für die unmittelbar randlich des Gipshutes gelegene Messstelle 201 und eventuell für die in der Senkungsmulde positionierte TP 3 denkbar (auch nach den in-situ-Bestimmungen der Fließrichtung). Für die Messstelle TP 2 würde eine Migration aus dem Gipshut jedoch den Druckverhältnissen und den festgestellten Fließbewegungen im Deckgebirge grundsätzlich widersprechen. Auch für das Testintervall der IG 4 erscheint in Anbetracht der Lage und Teufe eine Migration aus dem Gipshut sehr unwahrscheinlich.

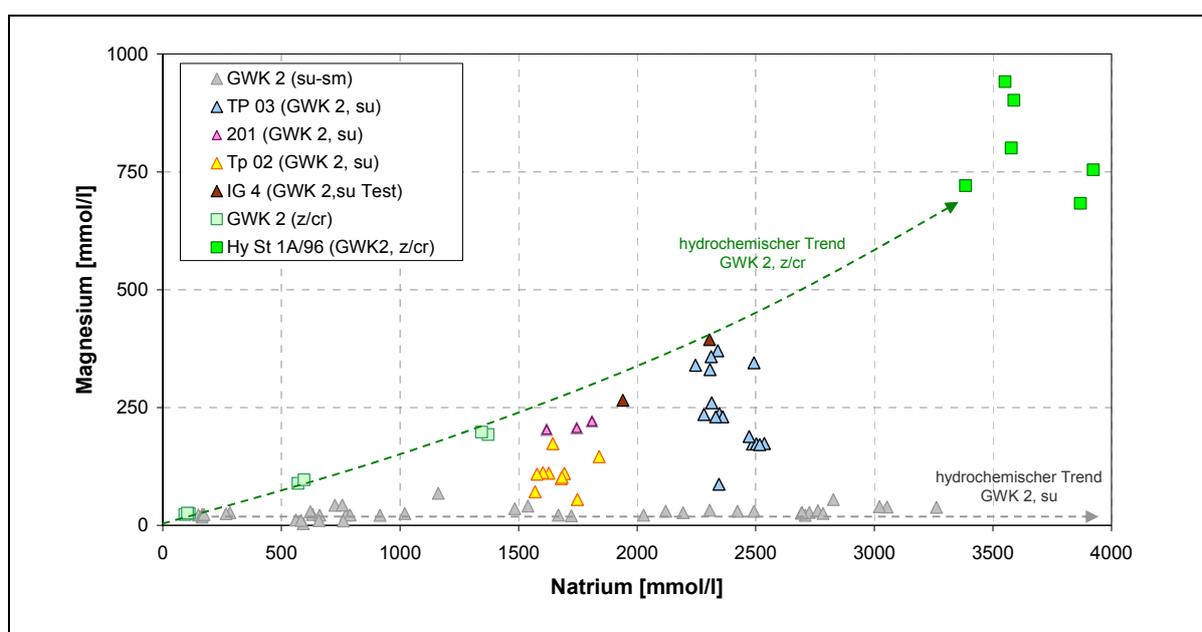


Abb. 8-12: Hydrochemische Trends im GWK 2 Buntsandstein und Gipshut.

Eine andere mögliche Ursache wären Lösungsmigrationen aus dem Liegenden, dem tieferen GWK 3 in den Buntsandstein. Aus den generellen Druck-Tiefen-Zusammenhängen zeigte sich, dass in Tiefen ab etwa -25 mNN der hydrostatische Druck im GWK 3 größer ist als im GWK 2, was auf die höhere Dichte der Lösungen zurückzuführen ist. Es besteht deshalb ein mit der Tiefe zunehmender Druckgradient, der ein Abströmen von Lösungen aus dem GWK 3 in den GWK 2 bedingt, soweit die Durchlässigkeit der hydraulischen Barriere zwischen den GWK 2 und 3 aus Rotem Salzton z4T und Leine Steinsalz z3Na dieses erlaubt.

Tab. 8-2: Formationsübergreifende Bohrlochtests im GWK 3 (s. Abb. 8-13) nach Eggert & Riedel (1979) und Krone et al. (1983).

Bohrung	Probenahme	Testintervall [m u.GOK]	Stratigraphie Intervall	Zufluss
IG 1	30.03.1978	197,9 - 284,8	su-z4Na/cr-z4T-z3Na/cr-z3An	Schichtwasser GWK 3
IG 2	11.8.1978	169,5 - 176,5	z4T-z3Na/cr-z3An	Schichtwasser GWK 3
IG 3	17.6.1978	260,0 – 289,0	z3Na/cr-z3Na	kein Zufluss
IG 4	01.12.1977	146,5 - 226,5	su-z4Na/cr-z4T-z3Na/cr-z3Na	Schichtwasser GWK 3
IG 10	26.04.1982	93,7 - 151,2	su-z4/cr-z4T-z3Na/cr-z3An	Schichtwasser GWK 3

Während der IG-Bohrprogramme wurden formationsübergreifenden Tests im Bereich vom Unteren Buntsandstein bis zum Salzspiegel durchgeführt (Eggert & Riedel 1979; Krone et al. 1983). Die Testintervalle reichten stratigraphisch vom GWK 2/su bis in den GWK 3/z3Na und z3An. Es zeigte sich, dass auch während dieser Tests Zuflüsse von Mg-K-Cl-Lösungen auftraten, die sich in den hydrochemischen Teufentrend des GWK 3 einfügen (Abb. 8-13). Nur bei einem Test am Salzspiegel (IG 3 260 – 289 m Teufe) erwies sich der Horizont als dicht und lieferte keinen Zufluss.

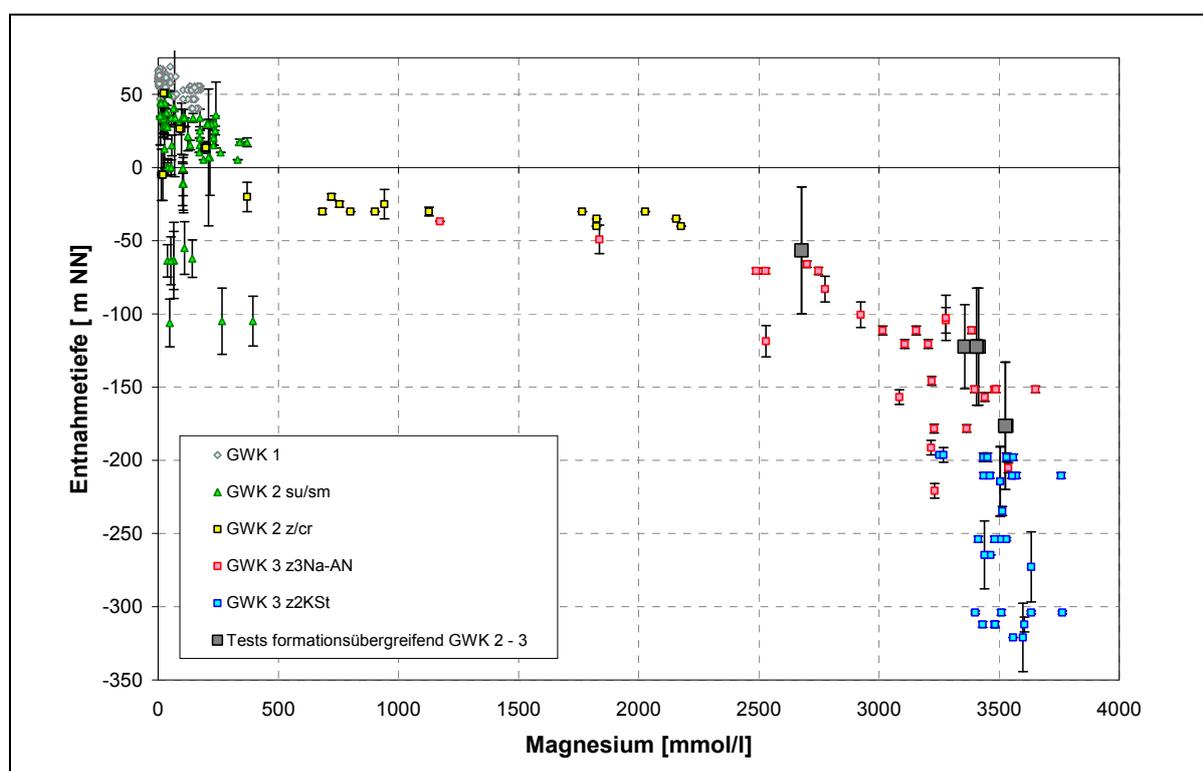


Abb. 8-13: Teufenabhängigkeit der Magnesiumkonzentration in formationsübergreifenden Bohrloch-Tests der IG-Bohrprogramme (1977-1982).

Sollten die Zuflüsse aus dem Buntsandstein stammen, wäre das ein weiteres Indiz für Migrationen aus dem GWK 3 in den GWK 2. Die genaue Herkunft der Schichtwässer ist jedoch aufgrund der stratigraphieübergreifenden, z.T. sehr langen Testintervalle nicht klar zu definieren.

Es wurden während der Testarbeiten auch deutliche Zuflüsse im Leine-Steinsalz z3Na bzw. dessen Residuat z3Na/cr festgestellt (Zufluss IG 4, aber kein Zufluss IG 3). In den Bohrung GWE STF 1 (benachbart der IG 4) wurde im z3Na/cr ebenfalls ein starker Spülungsverlust registriert und ein durchgeführter Test (Teufe von 219,5 – 225 m) erbrachte eine hochkonzentrierte Mg-K-Cl-Lösung aus dem GWK 3. Dieses deutet daraufhin, dass das Leine-Steinsalz durch Subrosion und Klüftung partiell wasserführend ist und auch in größeren Tiefen z.T. nicht mehr als Barriere wirkt.

Bereits im ersten Forschungsvorhaben „Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt“ wurde basierend auf der damaligen Datenbasis eine, durch die Dichte- und Druckunterschiede zwischen GWK 3 und den GWK 2 angetriebene Lösungsmigration postuliert (Bohn et al. 2002). Abb. 8-14 verdeutlicht schematisch die postulierten Prozesse.

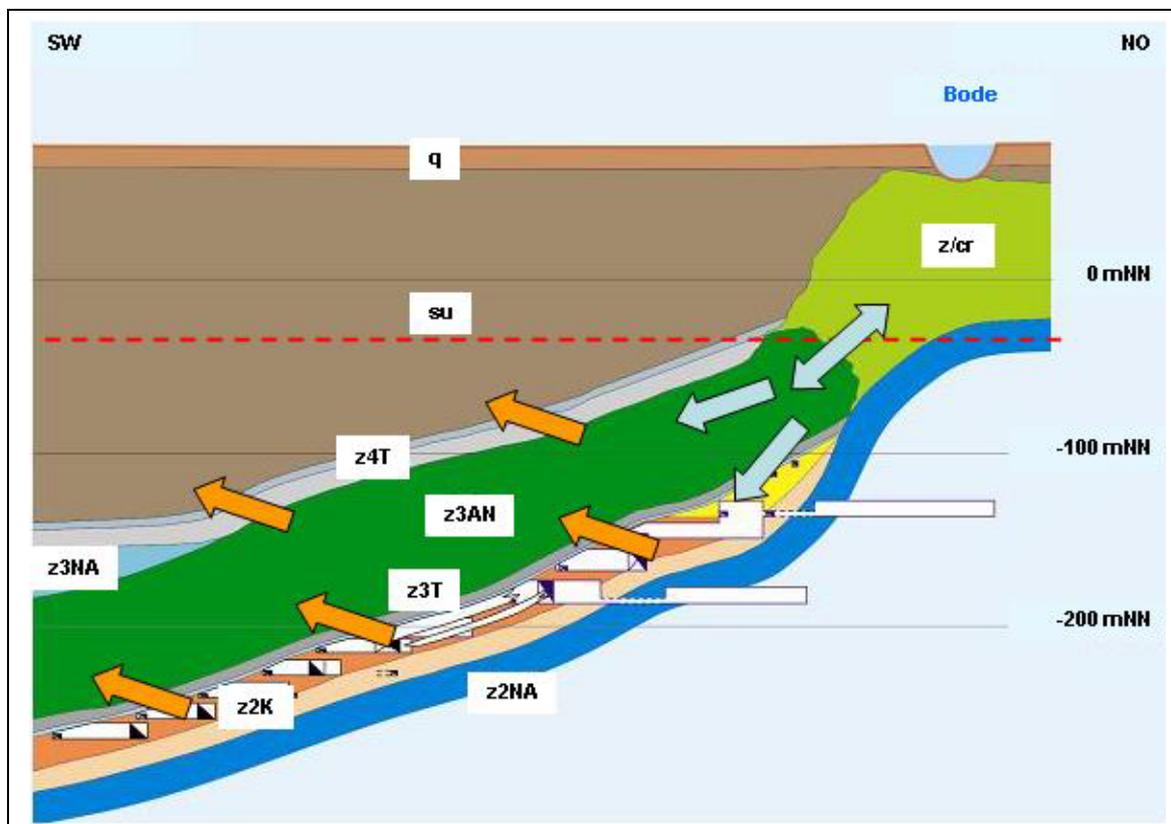


Abb. 8-14: Schematisiertes Modell der Lösungsmigration zwischen GWK 3 und GWK 2 an der Westflanke des Staßfurter Sattels.

Unterhalb -25 bis -50 mNN sind die hydrostatischen Drücke im GWK 3 höher als im GWK 2, was auf die erhöhte Dichte der Mg-K-Cl-Lösungen (1250-1300 g/l) im GWK 3 zurückzuführen ist. Dieses bewirkt an Schwachstellen der hydraulischen Barriere (z4T, z3NA) ein Abströmen von Lösungen aus dem GWK 3 in den GWK 2, den Unteren Buntsandstein su. Der resultierende Druckverlust im GWK 3 wird durch Nachströmen von Wässern über den Gipshut ausgeglichen. Diese migrieren in die Tiefe und salzen durch Mischung mit Lösungen des GWK 3 und Zersetzung der Salzgesteine des z2K auf. Mischungen von Deckgebirgswässern und Lösungen des z2K sind im GWK 3 in Tiefen bis ca. -200 mNN nachweisbar (s. Abb. 8-1).

Neben den hydrochemischen Befunden, der teufenabhängigen Zumischung von Deckgebirgswässern im GWK 3 und dem Nachweis von Mischungsanteilen von Wässern des GWK 3 im GWK 2/su sprechen eine Reihe von hydrodynamischen Indizien für diese Prozesse:

- Das zeitliche Verhalten der Lösungsspiegel im GWK 3, insbesondere die Reaktion auf Neubildungsereignisse und Trockenphasen weist eine hydraulische Kommunikation mit dem Deckgebirge und Speicheraufhöhungen und Speicherabflüsse auch in den tiefsten Bereichen des GWK 3 nach.
- Die Druckabfallkurven während der Schachtverfüllung Leopoldshall I/II zeigten ein Abfließen von Lösungen aus dem GWK 3 im Ergebnis der Verdrängungsprozesse durch das Verfüllgut an.
- Die unterschiedlichen Druckverhältnisse zwischen GWK 2 und GWK 3.
- Die festgestellten Druckdifferenzen (Bohrungen IG 7 und GWE STF 2) und die nachgewiesenen Fließbewegungen innerhalb des GWK 3 sind ein Hinweis auf Druckentlastung desselben.

Die hydraulische Barriere zwischen GWK 2 und GWK 3 scheint demnach nicht überall intakt zu sein. Es wird vermutet, dass dieses im Bereich der Einbruchstruktur Strandbad und z.T. in der Senkungsmulde gegeben ist. Ein Bereich mit besonderen Verdachtsmomenten ist hier das Umfeld des Senkungszentrums um den ehemaligen Sicherheitspfeiler zwischen Leopoldshall und Heydt/Manteuffel (Bohrung IG 7 im GWK 3, im Umfeld Messstellen TP 2, TP 3 und 201). Nach den gravimetrischen Differenzmessungen ist dieser Bereich um den Sicherheitspfeiler zwischen den Gruben Leopoldshall und Heydt/Manteuffel durch eine deutliche Auflockerung seit 1977 gekennzeichnet (Seidel & Scherfling 2010). Dieses kann ein Indikator für aktive Lösungsprozesse sein, da der Sicherheitspfeiler primär intaktes, unverritztes Gestein darstellt. In der Bohrung IG 7 wurden 1981 in der Hangendserie des Kaliflözes Staßfurt z2K Carnallitite und Halitite zum Teil porös und mit Lösungerscheinungen angetroffen (in Teufe: 256 – 263 m und 267 – 270 m, (Krone et al. 1983)).

Überlagert werden die dargestellten Migrations- und Lösungsprozesse durch die anhaltende Konvergenz der Gruben- und Lösungshohlräume, die eine Verdrängung von einigen 1000 m³ Lösung pro Jahr aus dem GWK 3 bewirken.

8.3 Sättigungszustände und Lösungspotential

8.3.1 Ergebnisse der geochemischen Modellierung

Abb. 8-15 bis Abb. 8-17 zeigen die modellierten Sättigungsindices für die subrosionsrelevanten Mineralphasen speziell des Kaliflözes Staßfurt z2K: Halit (NaCl), Sylvin (KCl), Carnallit ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$), Kainit ($\text{KMgClSO}_4 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$), Kieserit ($\text{MgSO}_4 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$) und Epsonit ($\text{MgSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$) in Abhängigkeit von der Teufe.

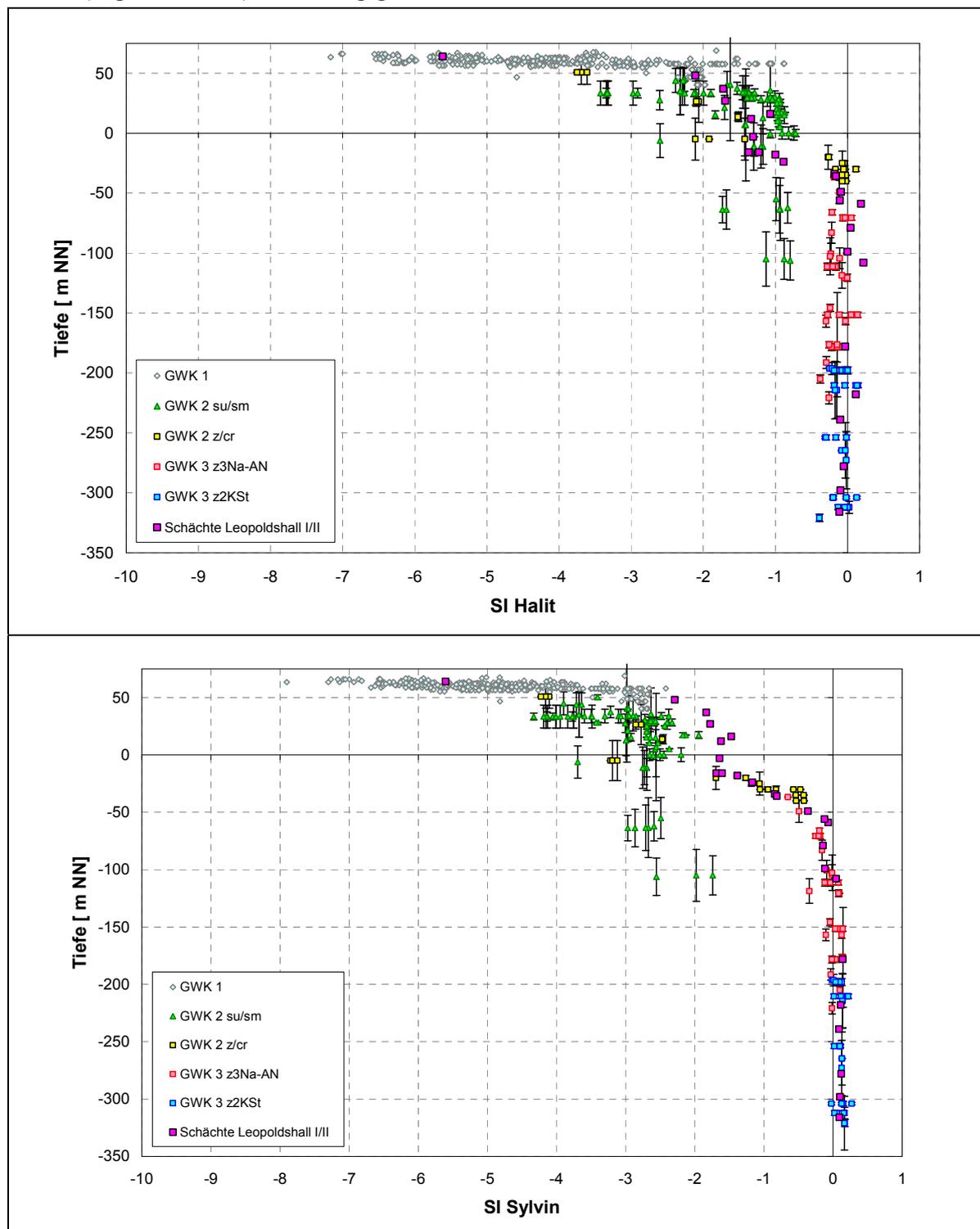


Abb. 8-15: Teufenabhängigkeit der Sättigungsindices für Halit und Sylvin (Modellierung für 15 °C)

Analog zu den Teufentrends der Konzentrationen finden sich signifikante Konzentrations-trends für die Sättigungsindices. Die Trends für die Sättigungszustände sind an einer Reihe von Bohrungen an der westlichen Sattelflanke im Raum Staßfurt, sowie an den Schächten Leopoldshall I/II belegt (zur Lage s. Anlage 5) und scheinen damit für das Untersuchungsgebiet im Bereich der Grubenfelder Leopoldshall I/II und Heydt/Manteuffel charakteristisch zu sein.

Berücksichtigt wurden in den Modellierungen und Darstellungen Analysen des Forschungsverbundes und ältere Analysen soweit sie tolerierbare Ionenbilanzfehler zwischen - 5 % und +5 % aufweisen. Aufgrund von (geringen) Ungenauigkeiten in den thermodynamischen Datenbasen, den dargestellten Problemen in der exakten Temperaturfestlegung weisen die ermittelten Sättigungsindices eine gewisse Schwankungsbreite auf. Bei Sättigung wird daher nicht der exakte, theoretische Wert für den Sättigungsindex SI von „0“ erreicht. Die Schwankungsbreiten für das Vorliegen von Mineralsättigung liegen in der Größenordnung $\pm 0,1 - 0,25$. Weiterhin sind die beobachteten Ausfällungen während der Probenahme GWK 3 speziell im z2K zu beachten.

Halit

Im GWK 1 und GWK 2/su-sm liegen untersättigte Lösungen vor, wie schon bei der Betrachtung der allgemeinen Konzentrationsverhältnisse deutlich wurde. Im GWK 2/cr wird an der Basis des Gipshutes die Sättigung für Halit im Kontaktbereich mit dem liegenden Staßfurt-Steinsalz z2Na bei etwa -25 mNN erreicht. Die Lösungen aus dem GWK 3 sind (trotz der auftretenden Schwankungen im SI in Abb. 8-15) grundsätzlich Halit-gesättigt.

Sylvin

Im GWK 1 und GWK 2 (auch im Caprock) liegen untersättigte Lösungen vor. Sylvin-Sättigung tritt erst im GWK 3 ab etwa -50 bis -100 mNN auf (s. Abb. 8-15). Die Sylvin-Sättigung weist hier im Vergleich mit den anderen Salzen deutlich geringere Schwankungen auf (Abb. 8-15 und Abb. 8-16). Dieses lässt sich möglicherweise darauf zurückführen, dass die während der Probenahme im GWK 3 beobachteten Mineralausfällungen KCl enthielten. Die KCl-Komponente weist für die Paragenese Q die stärkste Temperaturabhängigkeit im Bereich 10 - 25° C auf. Der KCl-Gehalt der Q-Lösung geht von 25 °C nach 11 °C um 15 % bis 25 % zurück (Autenrieth 1955; Beck et al. 1981a).

Carnallit und Kainit

Für Carnallit und Kainit sind die Teufentrends sehr ähnlich. Die Sättigung wird nur im GWK 3 und im Vergleich zum Halit und Sylvin erst in größeren Tiefen, ab etwa -125 mNN erreicht (s. Abb. 8-16). Eine Ausnahme bilden die Schächte Leopoldshall I/II, in denen die Sättigungen bereits bei etwas geringeren Teufen einsetzen. Die Schächte sind zwar hydraulisch an den GWK 3 angeschlossen und zeichnen die hydrochemischen Teufentrends grundsätzlich nach, doch sind hier auch schachtinterne Mischungen ohne direkten Kontakt zum Gebirge zu berücksichtigen. Für die Teufenangaben wird sich daher auf Analysen direkt aus dem Gebirge bezogen.

Im GWK 3/z3AN Hauptanhydrit sind bis ca. > -200 m noch untersättigte Lösungen vorhanden. Aufgrund der festgestellten hydraulischen Kommunikation zwischen Hauptanhydrit und den ehemaligen Grubenbauen ist davon auszugehen, dass diese Lösungen mit noch vorhandenen Kalisalzen in Kontakt kommen und weitere Lösungsprozesse induzieren können.

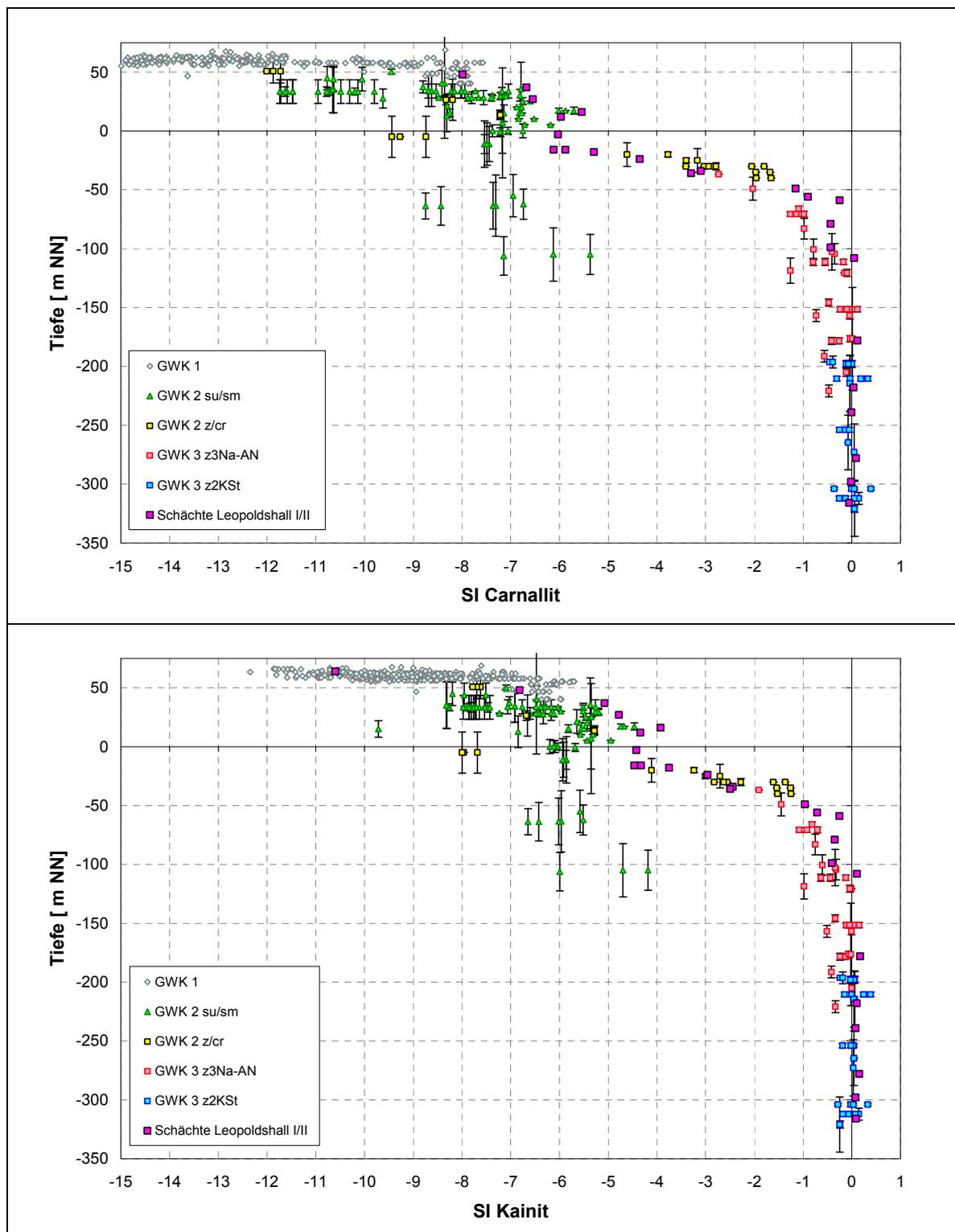


Abb. 8-16: Tiefenabhängigkeit der Sättigungsindices SI für Carnallit ($KMgCl_3 \cdot 6H_2O$) und Kainit ($KMgClSO_4 \cdot 3H_2O$) (Modellierung für $15\text{ }^\circ\text{C}$).

Magnesium-Sulfate Epsomit und Kieserit

In den Salzabfolgen des Kaliflözes Staßfurt z2K in Staßfurt tritt primär das Magnesiumsulfat Kieserit $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ auf. Eine stabile Lösungsparagenese mit Kieserit bei Carnallit- und Kainit-Sättigung existiert jedoch erst oberhalb etwa 23 °C (Autenrieth 1955; Beck et al. 1981a; Beck et al. 1981b).

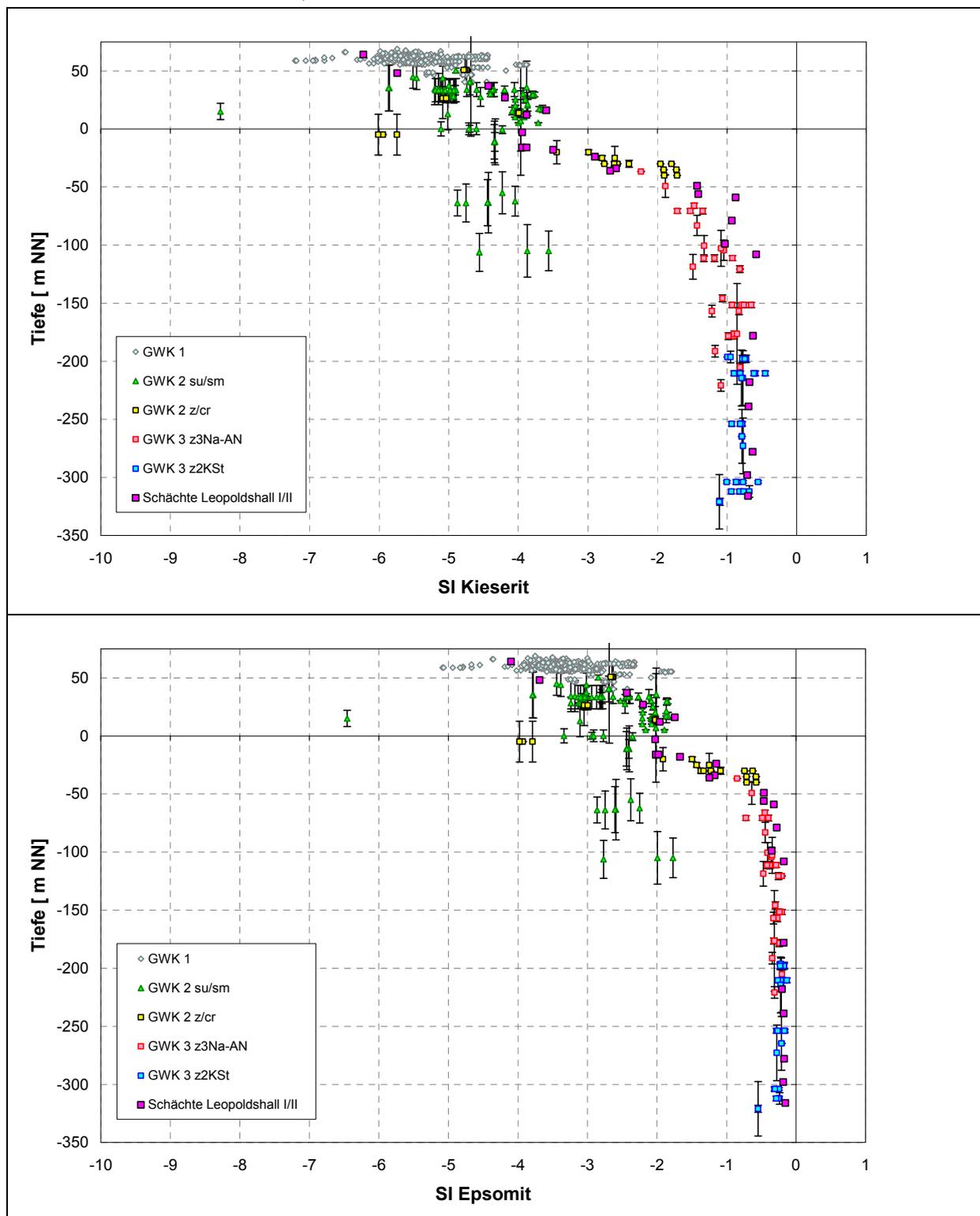


Abb. 8-17: Tiefenabhängigkeit der Sättigungsindices SI für Kieserit $\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ und Epsomit $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (Modellierung für 15 °C).

Bei geringeren Temperaturen sind die wasserreicheren Magnesium-Sulfate Hexahydrat $\text{MgSO}_4 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ (ca. 16-23 °C) bzw. Epsomit $\text{MgSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ (unterhalb ca. 16 °C) die stabilen Minerale, was für die mögliche weitere Subrosion und die Entwicklung der Lösungen von Bedeutung ist. Es wurden daher die Sättigungszustände der Magnesium-Sulfatphasen geprüft (Abb. 8-17). Es zeigt sich grundsätzlich eine Untersättigung für alle Magnesium-Sulfate. Für Kieserit ist diese am deutlichsten ausgeprägt, für Epsomit ist sie nur noch relativ gering. Für den nicht dargestellten Hexahydrat sind die Verhältnisse sehr ähnlich denen des Epsomit.

Nach den in Abb. 8-15 bis Abb. 8-17 dargestellten Sättigungsverhältnissen sind im GWK 3 Kaliflöz Staßfurt z2K und z.T. im Hauptanhydrit z3AN die Minerale Halit, Sylvit, Kainit und Carnallit im oder nahe dem Gleichgewicht mit der Lösung, was in Zusammenhang mit der Untersättigung der Magnesium-Sulfate einen Zustand nahe der Lösungsparagenese Q belegt. Der mit Gehalten bis zu 15-30 % im Kaliflöz-Staßfurt enthaltene Kieserit ist dagegen im gesamten GWK 3 deutlich untersättigt. Die Lösungsparagenese R (Sättigung an Halit, Carnallit, Kainit, Magnesiumsulfat) ist noch nicht erreicht. Bei der Lösungsentwicklung Q zu R wird Kieserit mit dem sekundär, während der inkongruenten Carnallitzerzeugung gebildeten Sylvit zu Kainit umgesetzt. Wenn der Sylvit aufgebraucht ist, entwickelt sich die Lösung bei weiterer Kieserit-Auflösung zur R-Lösung. Dieser Prozess wird im folgenden Kap. 8.3.2 näher diskutiert.

In Abb. 8-18 sind die Ergebnisse auf die Tiefenlage der Kali-Abbaukammern der Grubengebäude Leopoldshall I/II, Heydt/Manteuffel/Achenbach übertragen. Ergänzt sind die Bohrungen und Messstellen, die den GWK 3 erreichten und aus denen Schichtwasserproben gewonnen wurden, sowie die Lage der heutigen Senkungszentren.

Die ehemaligen Abbaukammern, die den Verlauf des Kaliflözes Staßfurt z2K nachzeichnen, liegen sämtlich tiefer -100 mNN. Es ist also in jedem Fall Sättigung an Halit und Sylvit anzunehmen (s. Abb. 8-15). Die Carnallit- und Kainit-Sättigung wird jedoch erst ab ca. -150 mNN erreicht und bis zu Tiefen von > -200 mNN sind noch Carnallit- und Kainit-ungesättigte Lösungen im GWK 3 vorhanden (Abb. 8-16). Die violett markierten Bereiche der Abbaukammern zeigen die Teufenbereiche -100 bis -150 mNN; die gelb markierten die Teufen -150 bis -225 mNN. Aufgrund der nachweisbaren Kommunikation zwischen Grubenbauen und Hauptanhydrit und den nachgewiesenen Strömungsprozessen im GWK 3 sind in diesen Zonen fortgesetzte Lösungsprozesse am Carnallit und Kainit möglich. Die blau markierten Bereiche zeigen Abbaukammern unter -225 mNN. Hier wurden bisher bezüglich Carnallit (und Kainit) weitgehend gesättigte Lösungen gefunden. Die in Rot auf den ehemaligen Abbaukammern markierten Bereiche stellen die Projektion der Hauptsenkungszonen auf das Kaliflöz z2K dar.

Für die Senkungsmaxima, die sich in den Tiefenbereich -150 bis -225 mNN projizieren lassen, ist als Ursache die fortgesetzte Carnallit-Zersetzung durch Lösungszirkulationen in einem teilweise offenen System unter Beteiligung von Carnallit-untersättigten Wasser möglich. Dieses gilt insbesondere für das Senkungsmaxima im ehemaligen Sicherheitspfeiler zwischen den Gruben Leopoldshall und Heydt/Manteuffel, da hier große Mengen nicht abgebauten Carnallites zur Verfügung stehen. Für die Senkungsmaxima, deren Projektion im Teufenbereich unter -225 mNN liegt (hellblaue Signatur), ist eine Beeinflussung durch stärker carnallit-untersättigte Lösungen nach den bisherigen Ergebnissen z.Z. eher unwahrscheinlich.

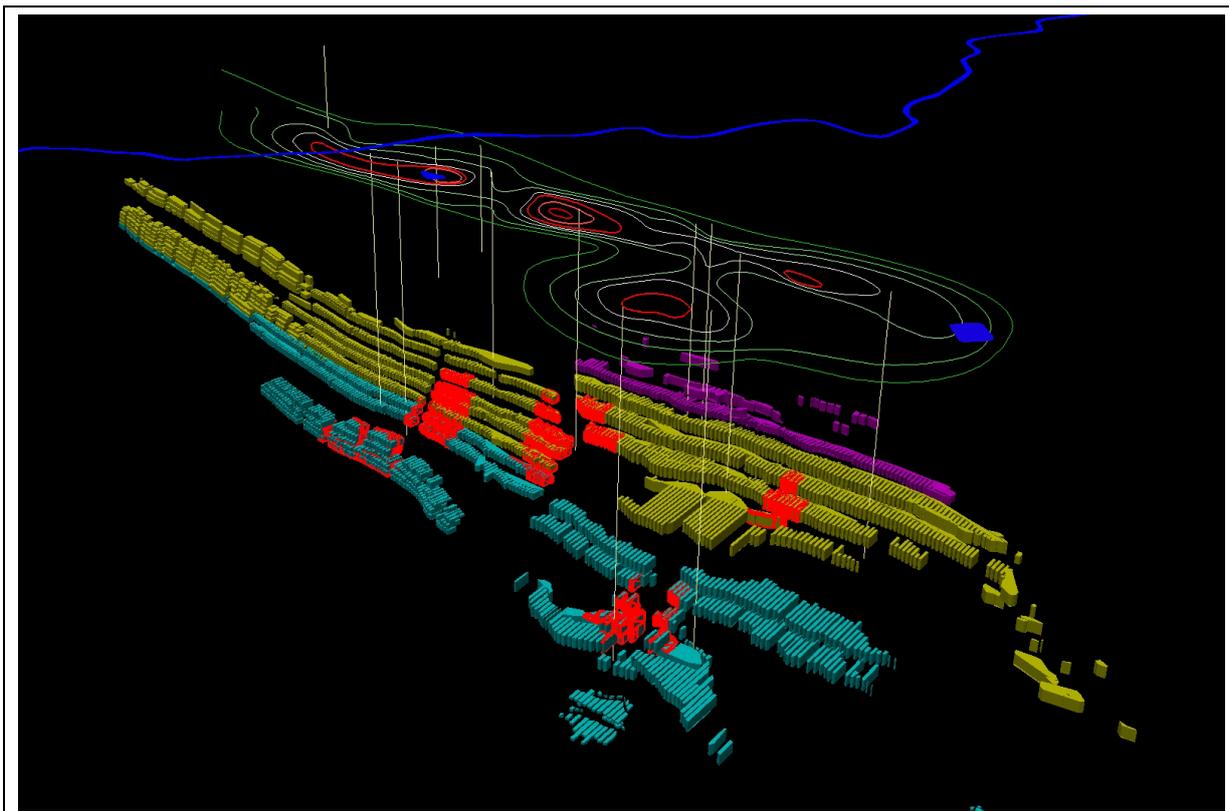


Abb. 8-18: Kali-Abbaue der Grubengebäude (Dresbach et al. 2009)- Differenzierung nach Tiefenlage

- violette Signatur Abbaukammern: Basis Abbaukammer -150 bis -100 mNN,
- gelbe Signatur Abbaukammern: Basis -225 bis -150 mNN,
- hellblaue Signatur Abbaukammern: Basis tiefer -225 mNN
- Linien: Senkungsfeld (rot Senkungsmaxima > 7,5 mm/a (nach K-UTEC 1996)
- Projektion der Senkungsmaxima auf die Abbaukammern (rote Signatur)
- zusätzlich dargestellt: Bohrungen im GWK 3, Gewässer (Bode, Strandbad, Stadtsee)

Hier kann die dargestellte Entwicklung zur R-Lösung von Bedeutung sein. Es sind bisher jedoch keine hydrochemischen Indikationen dafür erkennbar (s. folgendes Kap. 8.3.2).

8.3.2 Lösungsparagenesen und mögliche Lösungsentwicklung im GWK 3

8.3.2.1 Paragenesen der Lösungen im GWK 3/z2K

Zur Verdeutlichung der vorliegenden Lösungsparagenesen und einer möglicher Weiterentwicklung der Lösungen im GWK 3 sind in Abb. 8-19 die berechneten MgCl_2 -, MgSO_4 -, 2KCl -Konzentrationen für Lösungen mit Halit- und Sylvinit-Sättigung dargestellt. Aufgrund der erforderlichen analytischen Genauigkeit wurden hier nur Analysen mit Ionenbilanzfehlern < 2 % berücksichtigt. Die Konzentrationen sind entsprechend den üblichen Konventionen in Mol Salz je 1000 Mol H_2O umgerechnet.

Ergänzt sind die Punkte der Gleichgewichtslösungen (jeweils an Halit und drei weiteren Salzen gesättigt) im quinären System für 15 °C nach Beck et al. (1981a); Beck et al. (1981b). Diese Lösungsparagenesen in Abb. 8-19 weisen gegenüber den (üblicherweise dargestellten) Verhältnissen bei 25 °C eine deutliche Abweichungen auf. Kieserit bildet

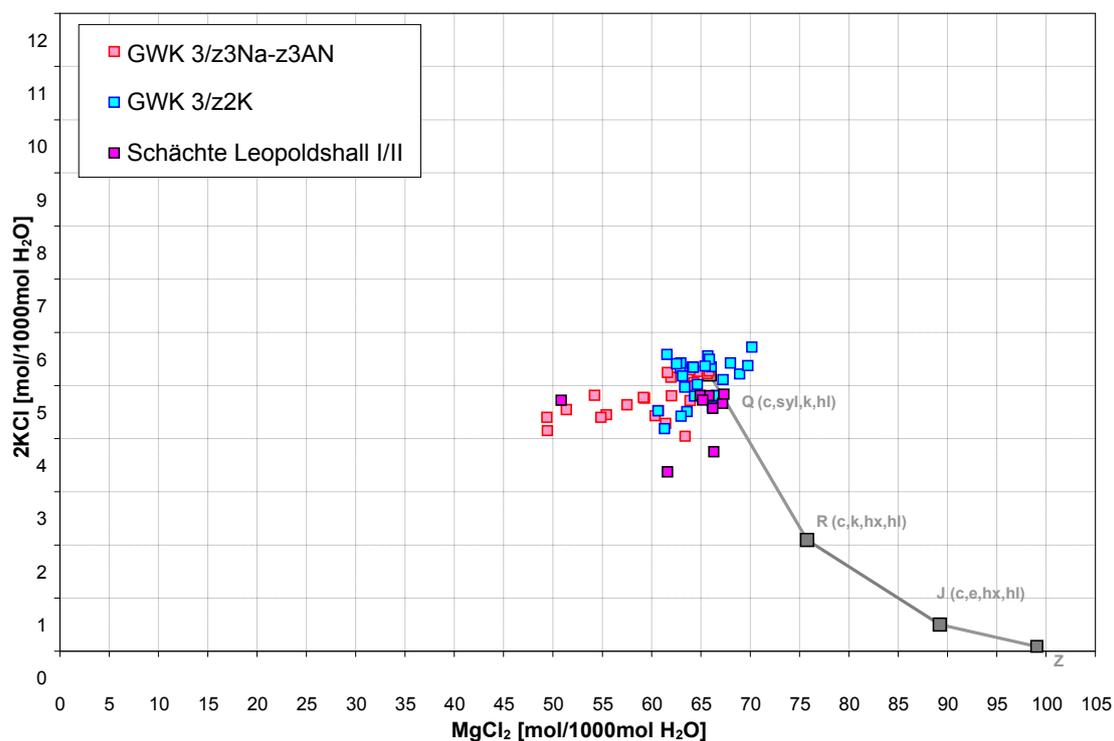
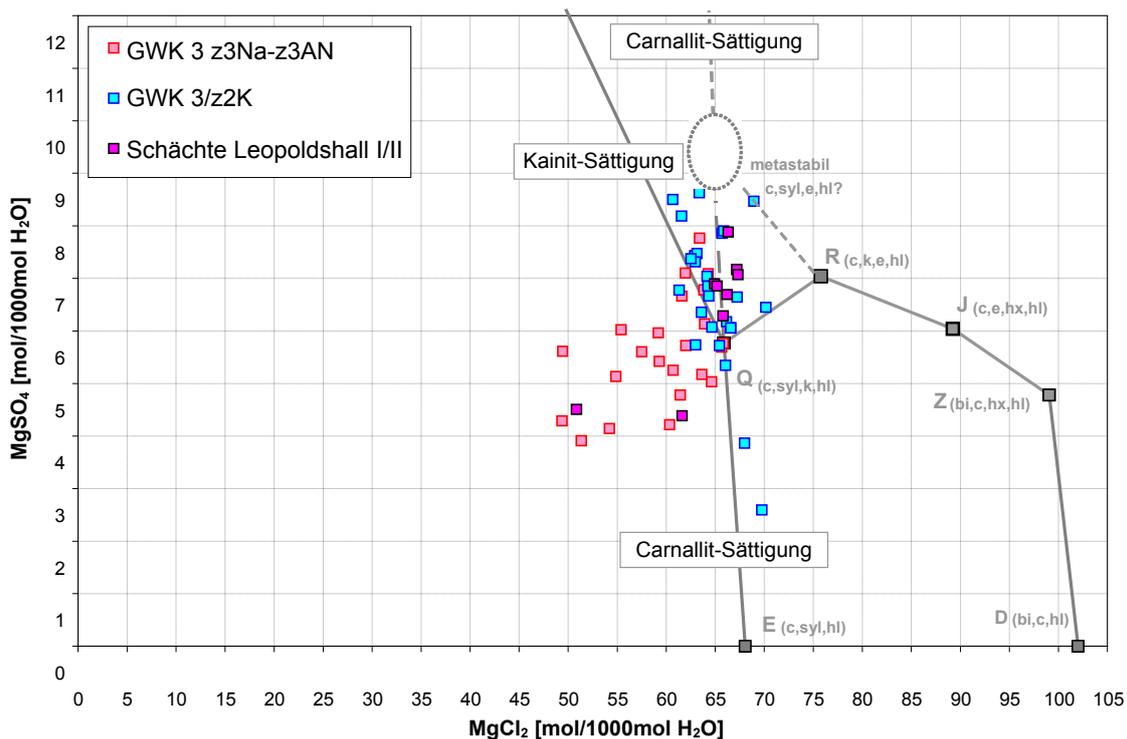


Abb. 8-19: Lösungen des GWK 3 mit Halit und Sylvin-Sättigung im MgCl_2 - MgSO_4 - und MgCl_2 - 2KCl -Diagramm im Vergleich zu Lösungsparagenesen D, E, J, Q, R, Z im quinären System nach Beck et al. (1981a); Beck et al. (1981b) für 15 °C (Mineralbezeichnungen: c - Carnallit, k - Kainit, hx - Hexahydrit, e - Epsomit, hl - Halit, bi - Bischofit, syl - Sylvin).

keine stabile Phase mit der Lösung. Nach übereinstimmenden Daten von Autenrieth (1955) und Beck et al. (1981a) tritt Kieserit in der R-Lösung ab etwa 23 °C und in der Z-Lösung ab etwa 17 °C auf.

Die bezüglich der R-Lösung relevanten Temperaturen > 23 °C werden im Teufenbereich der ehemaligen Staßfurter Gruben Leopoldshall I/II, Heydt/Manteuffel, Achenbach nicht erreicht. Für die in dem größten Teil der abgesoffenen Gruben vorherrschenden Temperaturen < 21 °C sind Hexahydrat und Epsomit die stabilen Magnesiumsulfat-Phasen der Paragenese R. Für den im Kaliflöz Staßfurt mit 15-30 % enthaltenen Kieserit wird daher auch in der möglichen weiteren Lösungsentwicklung kein stabiler Zustand erreicht. Es besteht theoretisch Lösungspotential bis der gesamte Kieserit in Hexahydrat oder Epsomit umgewandelt ist.

Die Lösungen des GWK 3/z2K sind Sylvinit- und Halit gesättigt und befinden sich im $MgCl_2$ - $MgSO_4$ -Diagramm nahe der Carnallit- und Kainit-Sättigungslinie. Die Analysen weisen eine deutliche Tendenz zu $MgSO_4$ -Gehalten oberhalb des Q-Punktes auf. Lediglich zwei Analysen (IG 1, Lift-Tests 1978) weisen deutlich geringere $MgSO_4$ -Gehalte auf (Tendenz zur Paragenese E), was sich in späteren Beprobungen jedoch nicht bestätigte.

Der $MgSO_4$ -Überschuß bei Carnallit-Sättigung deutet auf einen metastabilen Zustand mit Kainit-Übersättigung. Metastabile Zustände mit den Bodenkörpern Carnallit, Sylvinit, Halit und Epsomit oder Hexahydrat sowie fehlendem Kainit sind vielfach beschrieben (z.B. (Autenrieth 1954; Eugster et al. 1980; Waljaschko 1959). Über den Q-Punkt erhöhte $MgSO_4$ -Gehalte wurde auch von Herbert (2000) (s. dort Abb. 7.2-2) als Zwischenzustand bei einer in-situ Carnallitit-Auflösung beobachtet.

Bei der Carnallit-Zersetzung scheint daher ein metastabiles Gleichgewicht mit den Phasen Carnallit, Sylvinit, Halit sowie einem Magnesium-Sulfat (Epsomit, Hexahydrat, Kieserit in Abhängigkeit von der Temperatur) aufzutreten. In den ehemaligen Staßfurter Gruben bilden temperatur- und damit teufenabhängig Epsomit/Hexahydrat die stabile Magnesium-Sulfat-Phase. Dieses metastabile Gleichgewicht ist mit Kainit übersättigt, was den weiteren Umsatz von Magnesiumsulfat und Sylvinit zu Kainit (und die Entwicklung der Q- und folgend der R-Lösung) behindert. In dem in-situ Versuch zur Carnallit-Lösung von Herbert (2000) verzögerte eine Kainit-Übersättigung ebenfalls die weitere chemische Entwicklung der Lösung. Erst mit dem spontanen Abbau der Kainit-Übersättigung durch Ausfällung entwickelt sich die Lösung zur Paragenese Q und weiter zur Paragenese R.

Interpoliert man die bisher vorliegenden, experimentellen Daten zu dieser Paragenese für verschiedene Temperaturen (25 °C, 35 °C (Autenrieth 1954; Autenrieth 1969), 0 °C (Emons et al. 1975) lässt sich für 15 °C ein $MgSO_4$ -Gehalt um 9-10 mol/1000 mol H_2O abschätzen. Der mögliche Konzentrationsbereich wurde in Abb. 8-19, oben markiert. Für die KCl-Komponente ergibt sich ein Gehalt von ca. 5-6 mol 2KCl /1000 mol H_2O .

Die Mineralausfällungen, die während der Probennahmen des Forschungsverbundes im GWK 3/z2K beobachtet wurden, waren möglicherweise durch den Abbau der Kainit-Übersättigung bedingt. Durch Kainit-Ausfällung werden die $MgSO_4$ - und KCl-Gehalte der Proben beeinflusst. Für die Altanalysen sind die Probenahmebedingungen leider nicht näher dokumentiert. Weiterhin sind die Analysen möglicherweise auch durch Ausfällungen während Proben transport und -lagerung beeinflusst. Die in Abb. 8-19 dargestellten Analysen des GWK 3/z2K geben insgesamt vermutlich nur bedingt den in-situ-Zustand der Lösungen wieder. Es sind z.T. höhere $MgSO_4$ - und KCl-Gehalte zu vermuten. Die Sätti-

gungsindices für Kainit und Epsomit in Abb. 8-16 und Abb. 8-17 entsprechen daher vermutlich nicht den in-situ-Bedingungen.

Die Analysen aus dem GWK 3/z2AN-z3Na liegen z.T. unterhalb der Sättigungslinien, z.T. werden jedoch Verhältnisse vergleichbar denen des GWK 3/z2K erreicht (vgl. Abb. 8-16). Auch hier ist die Tendenz zu MgSO₄-Gehalten oberhalb des Q-Punktes und dem vermuteten metastabilen Zustand sichtbar.

Im MgCl₂-KCl-Diagramm (Abb. 8-19 unten) streuen die Analysen aus dem GWK 3/z2K um den Q-Punkt. Die KCl-Gehalte sind, wie dargestellt, in-situ vermutlich etwas höher. Die Proben aus dem GWK 3/z3An-z3Na entwickeln sich zum Q-Punkt hin.

Eine Analyse weist in den MgCl₂-MgSO₄-Gehalten (Abb. 8-19 oben) eine Entwicklungstendenz zur R-Lösung auf (IG 3 aus dem Jahr 2003). Dieses müsste im MgCl₂-KCl-Diagramm mit einer deutlichen Reduzierung der KCl-Gehalte einhergehen, was jedoch nicht erkennbar ist. Bei der Wiederholungsbeprobung des Forschungsverbundes 2008 konnte die Tendenz zur R-Lösung ebenfalls nicht bestätigt werden, doch war aufgrund des schlechten Zulaufes die Probenqualität möglicherweise nicht repräsentativ. Tendenzen zur Bildung der R-Lösung sind in den abgesoffenen Staßfurter Gruben bisher nicht erkennbar.

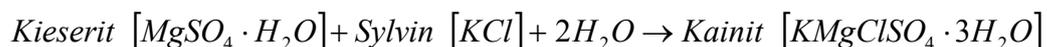
8.3.2.2 Weitere Entwicklung der Lösungen im GWK 3 und dabei wirksame Subrosionsprozesse

8.3.2.2.1 Entwicklung im geschlossenen System

Unter der (Modell-) Annahme einer hydrochemischen Weiterentwicklung in einem in sich geschlossenen System im z2K ohne den Nachfluß von bezüglich Halit, Sylvin, Carnallit und Kainit untersättigten Lösungen lässt sich die weitere Entwicklung der Lösungen wie folgt darstellen:

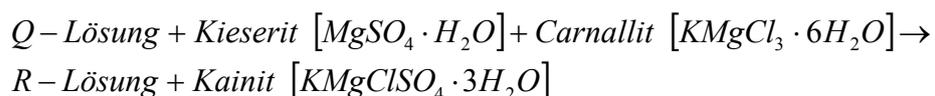
Mittel- bis langfristig ist ein Übergang der z.Z. vorliegenden metastabilen Paragenese Carnallit-Sylvin-Epsomit-Halit zur Paragenese Q durch Überwindung der Kainit-Übersättigung zu erwarten. Die Kainit-Ausfällung und die Überwindung der Hemmung der Reaktion nach Formel 8-2 erfolgt spontan (s. Versuch in-situ-Carnallit-Lösung von Herbert (2000) und ist zeitlich nicht prognostizierbar. Am bzw. nahe dem Punkt Q erfolgt dann eine weitere Minerallösung am Kaliflözes Staßfurt z2K nach der Reaktion:

Formel 8-2



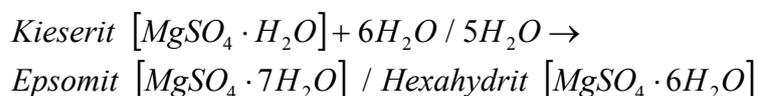
Die Lösung verändert die Zusammensetzung nicht, es wird jedoch Wasser verbraucht. Wenn bei der Reaktion wasserreichere Magnesiumsulfate (Hexahydrat oder Epsomit) umgesetzt werden, wird dagegen zusätzliches Wasser produziert, was erneut Lösungsprozesse bewirken würde. Wird der Kainit in der Reaktion nach Formel 8-2 nicht ausgefällt, wie es für das oben diskutierte metastabile Gleichgewichtes der Fall ist, stoppt die Reaktion. Erfolgt eine Kainit-Ausfällung setzt sich die Reaktion nach Formel 8-2 fort bis der sekundär bei der inkongruenten Carnallitzersetzung gebildete Sylvin umgesetzt ist. Danach entwickelt sich die Lösung weiter zur Paragenese R entsprechend folgender Reaktion:

Formel 8-3



Es wird dabei neben Kieserit weiterer Carnallit zersetzt. Die Lösungsparagenese R ist für Temperaturen $<23\text{ °C}$ (wie sie in den Staßfurter Gruben vorliegen) nicht mit Kieserit im Gleichgewicht, sondern mit Epsomit oder Hexahydrat. Der vorhandene Kieserit wird entweder in Reaktionen nach Formel 8-2 oder Formel 8-3 umgesetzt oder er wird (temperaturabhängig und damit teufenabhängig) in Epsomit/Hexahydrat umgewandelt:

Formel 8-4



In Proben aus der Bohrung IG 7 wurden in der bergmännisch unverritztem, doch lösungsbeeinflussten Hangendserie des Kaliflözes Staßfurt in Teufen von 267 – 270 m neben Kainit, Hexahydrat und Epsomit (sowie Schönit $K_2Mg(SO_4)_2$) röntgenographisch nachgewiesen (Krone et al. 1983), was Reaktionen nach Formel 8-4 belegt.

Die Lösung wird bei Reaktionen nach Formel 8-4 aufgrund der Bindung von Wasser in den Festphasen Epsomit/Hexahydrat aufkonzentriert und es kommt zu Ausfällungen der gesättigten Salze Carnallit, Kainit, Halit.

Inwieweit die dargestellten, unter Beteiligung von Kieserit ablaufenden Reaktionen erfolgen, hängt auch davon ab, in wieweit die Lösung mit dem vorhandenem Kieserit in Kontakt steht. Falls der vorhandene Kieserit durch Minerale, die mit der Lösung im Gleichgewicht stehen (vor allem Halit, Kainit, z.T. Carnallit) vor einem direkten Lösungskontakt geschützt ist, können die Reaktionen auch behindert oder gänzlich verhindert werden.

Die bisherigen hydrodynamischen und hydrochemischen Untersuchungen zeigen, dass für Bereiche tiefer -200 mNN vermutlich das diskutierte geschlossene System, für Bereiche darüber ein zumindest teilweise ein offenes, hydrodynamische kontrolliertes System vorliegt (s. Abb. 8-15 bis Abb. 8-18).

8.3.2.2.2 Lösungsentwicklung im offenen System

Die Lösungen aus Teufen oberhalb -200 mNN stellen Mischungen von NaCl-dominierten Deckgebirgslösungen mit Mg-K-Cl-Lösungen des GWK 3/z2K dar. Beim Einfluss von gegenüber dem z2K untersättigten Deckgebirgswässern, handelt sich um ein zumindest teilweise offenes System, in dem die weitere Entwicklung der Lösungen und die Subrosion vor allem hydrodynamisch kontrolliert ist, d.h. vom Durchsatz an ungesättigter Lösung abhängt.

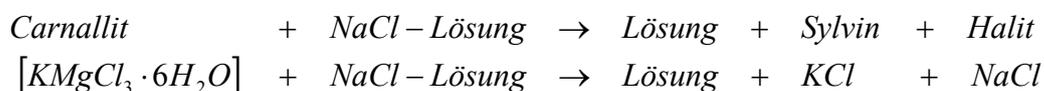
Bei zunehmendem Einfluss der Deckgebirgslösungen ist ein Rückgang der Gesamtmineralisation und der Mg-K-Br-Gehalte bei Zunahme der Na-Konzentrationen zu erwarten. Damit in Zusammenhang steht die Tiefenlage des Überganges von NaCl- zur Mg-K-Cl-Lösung (s. Abb. 8-10 und Abb. 8-11). Die Teufenlage dieser Grenze und grundsätzlich die Mg-Br-Na-Verhältnisse stellen geeignete Monitoring-Parameter für die Beobachtung des weiteren Fortschreitens der Lösungsentwicklung im offenen System dar.

Zeitliche Trends in der Entwicklung der Lösungszusammensetzung im GWK 3 lassen sich aus den bisher vorliegenden Analysedaten derzeit nicht erkennen. Ein Vergleich der Analysen aus dem GWK 3 aus den 70er/80er, 2000er Jahren mit aktuellen Ergebnissen zeigt im Rahmen der probenahmetechnischen und analytischen Genauigkeiten keine signifikante Veränderung des Chemismus. Es ist dazu jedoch folgendes zu bemerken:

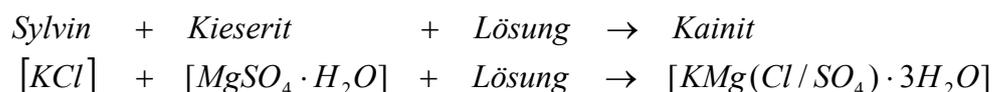
- Vor dem Forschungsverbund wurden vor allem Messstellen im GWK 3 in Bereichen tiefer -200m NN errichtet und beprobt. Der darüberliegende Bereich der Mischung zwischen Deckgebirgswässern und Lösungen des z2K wurde bisher aufgrund fehlender Messstellen nicht systematisch untersucht. Erst jetzt ist mit den neu errichteten Messstellen GWE STF 1 und GWE STF 2 eine teufenbezogene Beobachtung und eine Analyse des zeitlichen Verlaufes der Mischungsprozesse in Zusammenhang mit der Hydrodynamik möglich.
- Im Bereich des metastabilen Gleichgewichtes unterhalb -200 mNN ist eine weitere Beobachtung der vorliegenden Lösungsparagenese notwendig. Falls die Kainit-Übersättigung überwunden wird, erfolgt eine Weiterentwicklung zur Q- und dann zur R-Lösung, was mit weiteren Subrosionsprozessen am Kaliflöz Staßfurt und entsprechenden Massenverlust einhergehen würde. Die Überwindung des metastabilen Zustandes erfolgt spontan und ist nicht prognostizierbar. Es ist jedoch denkbar, dass äußere Einwirkungen, wie z.B. Erschütterungen diesen Prozess beeinflussen (z.B. die 2008-2009 erfolgte Schachtverfüllung).

In der Entwicklung der Lösungszusammensetzung sind die Reaktionsschritte der folgenden Gleichungen von Bedeutung. Ausgangspunkt ist eine Halit-gesättigte Lösung (NaCl-Lösung), die im Zuge der Infiltration in Kontakt zu Carnallit gerät:

Formel 8-5



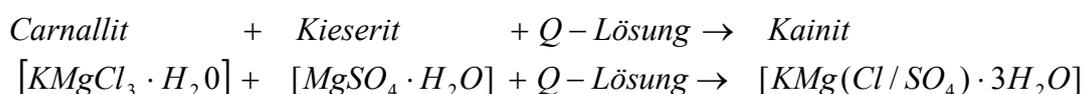
Formel 8-6



Die Prozesse nach Formel 8-5 und

Formel 8-6 laufen parallel ab, bis die Sättigungen für Carnallit, Kainit, Sylvin erreicht sind. Im Ergebnis entwickelt sich der Lösungsschemismus zur Q-Lösung. Diese kann, sofern Kieserit vorhanden ist, weiterreagieren nach Formel 8-7 und wiederum Kainit bilden:

Formel 8-7



Ergebnis der Reaktion nach Formel 8-7 ist das Erreichen der Sättigungen für Halit, Carnallit, Kainit und Kieserit - die R-Lösung. Die Zusammensetzung der R-Lösung im System K_2 -Mg-SO₄ beträgt:

K ₂	1,57 - 2,60 %
Mg	89,06 – 91,50 %
SO ₄	6,60 - 8,33 %

(Beck et al. 1981b; Braitsch 1971; D'Ans 1933; Eugster et al. 1980; Herbert 2000).

Tendenzen zur Entwicklung der R-Lösung sind in den vorliegenden Analysen nicht erkennbar. In ersoffenen Kalibergwerken sind auch Jahrzehnte nach Flutung trotz großräumig vorhandener Carnallit-Aufschlüsse im Allgemeinen metastabile Q-Lösungen anstatt der zu erwartenden stabilen R-Lösungen anzutreffen (Herbert 2000), trotz ausreichend vorhandenen Carnallits und Kieserits im K₂. Für dieses Phänomen bieten sich verschiedenen Erklärungen:

- Nach Herbert (2000) existieren Hinweise auf eine Hemmung der Reaktionen nach Formel 8-7 aufgrund verzögerter Kainit-Bildung (Reaktion nach Formel 8-7) erfolgt bei Kainit-Sättigung),
- Die Carnallitlösung ist mit steigendem MgCl₂-Gehalt der Lösung kinetisch zunehmend gehemmt, d.h. die Geschwindigkeitskonstante der Carnallit-Auflösung fällt nach Voigt et al. (2001) beim Anstieg des MgCl₂-Gehaltes der Lösung um mehrere Größenordnungen ab und es kommt zur starken Verlangsamung der Prozesse.

9 **Schlussfolgerung und Ausblick**

Durch die verschiedenen Bohrprogramme, die Ergänzung der bestehenden Grundwassermessnetze und den anschließenden Tests und Untersuchungen konnten wesentliche Kenntnislücken geschlossen und Informationen hinsichtlich der Hydrogeologie und Hydrochemie im Staßfurter Raum gewonnen werden.

Der Kenntnisstand der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im GWK 2, insbesondere der Wasserführung im Buntsandstein, war vor dem Bohrprogramm und Errichtung von 19 Grundwassermessstellen sehr gering. Das Gebirge erwies sich bezüglich der Wasserführung als sehr heterogen. Im Unteren Buntsandstein war die Wasserführung i.a. gering und beschränkte sich auf geklüftete Rogensteinhorizonte, geringmächtige (Fein-) Sandsteinlagen und geklüftete Bereiche in den dominierenden Schluff- und Tonsteinen. Im Mittleren Buntsandstein treten z.T. Sandsteine auf die deutlich ergiebiger waren.

Durch den Forschungsverbund wurden vier Tiefbohrungen in den GWK 3 abgeteuft. Die Bohrungen konnten die vorliegenden Informationen zur Altbergsituation und zum Bruchgeschehen verdichten, die wiederum Aussagen zur Abschätzung der zukünftigen Bergschadensentwicklung zulassen.

Die natürlichen Fließverhältnisse im Lockergestein folgen weitestgehend der Topographie. Sie sind durch Grundwasserentlastung in die Bode und Liethe und Grundwasserzehrung in den Niederungsgebieten zwischen Hecklingen, Staßfurt und Hohenerxleben gekennzeichnet. Diese Grundwasserentlastung ist vielfach mit dem Aufsteigen versalzener Tiefenwässer aus dem GWK 2 an die Tagesoberfläche gekennzeichnet. Diese natürlichen Verhältnisse sind durch anthropogene Eingriffe gestört. Die künstliche Wasserhaltung hat ein eigenes Einzugsgebiet ausgebildet, welches auch den GWK 2 in die Strömungsprozesse miteinbezieht. Die Wasserstände liegen im Kernbereich der dezentralen Wasserhaltung unter dem Mittelwasserstand der Bode (62,53 mNN), dies führt zur Aufhebung der Entlastungsfunktion der Bode und zur Infiltration von Bodewasser ins Grundwasser in diesem Teileinzugsgebiet. Bedingt durch die erzeugte Potentialdifferenz zum liegenden GWK 2 fließen den Brunnen der dezentralen Wasserhaltung im GWK 1 kontinuierlich Tiefenwässer zu. Durch eine im Jahr 2005 erfolgte Umstellung von einer zentralen auf eine dezentrale Wasserhaltung konnten die zu hebenden Wassermengen von 800 m³/d auf 600 m³/d und die geförderte Salzfracht von 28 t/d auf 18 t/d reduziert werden.

Die Wässer im Deckgebirge sind hydrochemisch durch gelöstes NaCl und CaSO₄ dominiert, wobei die Konzentrationen mit der Teufe ansteigen. Durch Salzwasseraufstiege sind teilweise jedoch bereits oberflächennah im Lockergestein Konzentrationen von 50 bis 100 g NaCl / Liter zu beobachten. Im GWK 2 wird die Sättigung an Halit im Gipshut am Kontakt zum Salzspiegel erreicht, der sich im zentralen Sattelpbereich (Kontakt zum Staßfurt-Steinsalz) in ca. 100 m Teufe befindet. An den Sattelflanken bildet das Leine-Steinsalz den Kontakt zum Salzspiegel. Im bisher aufgeschlossenen Buntsandstein konnten keine NaCl-gesättigten Lösungen nachgewiesen werden.

Im Gipshut treten erhöhte Anteile an Magnesium und Kalium in den Deckgebirgslösungen auf, die auf Kontakte zu den Lösungen des GWK 3 zurückzuführen sind. Im Unteren Buntsandstein wurden nur vereinzelt erhöhte Mg-, K- und Br-Gehalte nachgewiesen, die z.T. auf Lösungsmigrationen zwischen Caprock und Buntsandstein, z.T. aber auf Migrationen

aus dem tiefem Salinargebirge (Hauptanhydrit/Grubenbaue) in den Buntsandstein hinweisen und ein Indiz für ein zumindest teilweise offenes System im GWK 3 sind.

Die Lösungen im GWK 3 Salinargebirge/Grubenbaue sind bei NaCl-Sättigung durch hohe Magnesium-, Kalium- und Chloridgehalte geprägt, wobei mit der Teufe eine Zunahme der Mg-K-Cl-Komponente auf Kosten der Na-Cl-Komponente erfolgt. Hydrochemische Modellierungen zeigen, dass die Lösungen ab ca. -100 mNN Teufe die Sättigung an Sylvin und ab etwa -150 mNN Teufe die Sättigung bezüglich der primären Kali-Salze Carnallit und Kainit erreichen. Bis ca. -200 mNN treten im GWK 3 jedoch auch Mischungen mit Deckgebirgswässern auf, die noch nicht vollständig gesättigt sind.

Die analysierten Nebenelemente Ammonium und zum Teil Strontium weisen durch erhöhte Konzentrationen vor allem auf anthropogene Beeinflussungen durch Deponien- und Haldensickerwässer und Industrieabwässer des GWK 1 hin. Hohe Ammoniumgehalte im GWK 3 sind vermutlich geogenen Ursprungs und durch Transformationsprozesse aus Stickstoffverbindungen unter den extrem reduzierenden Verhältnisse tiefer Grundwasserleiter entstanden. Erhöhte Borgehalte finden sich vor allem im GWK 3 des Salinargebirges. Sie sind voraussichtlich auf die Auflösung des Carnallits und dessen begleitende Bormineraler Ascharit, Borazit und Staßfurtit zurückzuführen. Sie korrelieren mit den angegebenen Borkonzentrationen im Kap. 3.4.4.7.

Die gegenüber den Kali-Salzen gesättigten Lösungen befinden sich hydrochemisch nahe der Paragenese Q mit annähernder Sättigung an Carnallit, Sylvin, Halit, Kainit bzw. vermutlich leichter Übersättigung an Kainit. Dieses stellt einen chemisch metastabilen Zustand gegenüber den unverritzten Bereichen des Kaliflözes Staßfurt dar. Die theoretisch mögliche Entwicklung der Lösungen zur Paragenese R ist trotz des im Salinar vorhandenen Kieserites derzeit nicht zu beobachten. Aufgrund der spezifischen Temperaturverhältnisse ≤ 21 °C ist Kieserit in den Lösungen grundsätzlich nicht stabil. Die Paragenese R besitzt unter diesen Bedingungen die stabilen Bodenkörper Carnallit, Kainit, Halit, Epsomit/Hexahydrit.

In Teufen oberhalb -200 mNN liegt das geschilderte, zumindest teilweise offene System vor und es besteht z.T. weiterhin Lösungspotential gegenüber dem Kaliflöz Staßfurt. Die Lösungsprozesse sind hier vor allem hydrodynamisch kontrolliert und vom Ausmaß der Migration von Deckgebirgslösungen in den GWK 3 speziell das Kaliflöz Staßfurt abhängig. Ein Teil der aktuellen Maxima der Oberflächensenkungen sind möglicherweise auf fortgesetzte Subrosion im Kaliflöz Staßfurt in diesem offenen System zurückzuführen.

Zeitliche Trends in der Entwicklung der Lösungszusammensetzung im GWK 3 lassen sich aus den bisher vorliegenden Analysedaten nicht erkennen. Ein Vergleich der Analysen aus dem GWK 3 aus den 70er und 80er Jahren mit aktuellen Ergebnissen zeigt im Rahmen der probenahmetechnischen und analytischen Genauigkeiten keine signifikante Veränderung des Chemismus.

Zur weiteren Beobachtung der Beschaffenheitsentwicklung in den Grundwasserkomplexen 2 und 3 ist ein fortgesetztes und langfristiges Monitoring notwendig.

Zielstellungen sind hierbei:

- die Prüfung möglicher Beschaffenheitsveränderungen in Richtung R-Lösung im GWK 3,
- die Untersuchung auf Indikationen zur Lösungsmigration zwischen den Grundwasserkomplexen 2 und 3 und damit Identifikation offener oder geschlossener Systeme,
- die Beobachtung der Lösungsspiegel, die anhaltende Konvergenz im GWK 3 hat Verdrängung von Lösungen zur Folge, die wiederum zum Anstieg von Lösungsspiegeln im geschlossenen System führen können und möglicherweise Auswirkungen auf weitere Lösungsprozesse haben.

Oben genannte Zielstellungen erfordert eine Erhaltung, Wartung und Nutzung der vorhandenen Messstellen, diese Anforderung schließt auch ein fortgesetztes Monitoring zur Beobachtung der zukünftigen Oberflächensenkungen ein.

Vertiefende Untersuchungen anhand von Isotopen könnten Rückschlüsse bezüglich zeitlichen Dimensionen, Stoffquellen und Migrationen liefern.

Die Betrachtung der Isotopenverteilung in den untertägigen Salzlösungsvorkommen bietet im Zusammenhang mit der Geochemie ebenfalls Hinweise zu ihrer Herkunft und Genese. Die relevanten Elemente sind die Isotope des Wasserstoffs, Sauerstoffs, Kohlenstoffs und Schwefels, insbesondere die stabilen Isotope Deuterium ^2H , Sauerstoff ^{18}O sowie Schwefel ^{34}S und die radioaktiven Isotope Tritium ^3H , ^{14}C und zur Stützung der Tritiumwerte tritio- genes Helium-3 ($^3\text{He}_{\text{tri}}$). Ein Teil dieser Isotope wurde neben Fluorchlorkohlenwasserstoffen und Schwefelhexafluorid im vergangenen Forschungsprojekt von der GGA untersucht (Stadler et al. 2009; Stadler et al. 2010b; Stadler et al. 2010a; Stadler et al. 2011; Stadler et al. 2012). Die gesicherten Ergebnisse wurden mit der $^3\text{H}/^3\text{He}$ -Methode erzielt. Die Interpretationen wiesen auf Mischanteile und Verweilzeiten der verschiedenen Grundwässer hin. In weiterführenden Untersuchungen könnten diese Ergebnisse vertieft werden und das Spektrum der Isotopen erweitert werden, z.B. auf Isotope von Kalium, Strontium und Rubidium. Mit der $\text{D}/^{18}\text{O}$ -Methode konnten in verschiedenen Salzbergwerken hinsichtlich der Lösungsvorkommen zufriedenstellende Ergebnisse erzielt werden (Herbert 2000; Nishri et al. 1988; Schmiedl et al. 1982; Schmiedl et al. 1983).

Die Untersuchung von Rubidium und Jod als geochemische Leitelemente, die im vergangenen Forschungshaben aus organisatorischen Gründen nicht analysiert werden konnten, könnten ebenfalls die gewonnen Erkenntnisse zur Charakterisierung der Lösungen verdichten, insbesondere die der Lösungen des Salinargebirges und deren genetische Zuordnung.

Auch mitgeführte Mineralpartikel (z.B. Tonminerale), organische Begleitsubstanzen sowie gelöste Gase können bei untertägigen Zuflüssen gleichfalls Hinweise auf durchflossene Gesteine und damit auch auf die Herkunft und Genese der Wässer und Lösungen geben.

Aufgrund der geschilderten Problematik mit der Fußventilpumpe, die keine unverfälschte Messung des Redoxpotentials gestattete, wären weitere Entwicklungen bzw. Verbesserungen hinsichtlich der Beprobungsverfahren zu treffen, insbesondere bei Beprobungen der IG-Messstellen mit den geringen Rohrdurchmessern.

10 Referenzen

10.1 Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

10.1.1 Physikalisch-chemische, hydrogeologische Parameter

A	Affinität [kcal]
a	Aktivität
C	Anzahl der Komponenten
c	Konzentration
°C	Grad Celcius
f	Aktivitätskoeffizient
F	Anzahl der Freiheitsgrade
G	Gibbs'sche freie Energie
G^0	Standard freie Gibbs'sche Energie bei 25 °C und 100 kPa
GOK	Geländeoberkante
GWK	Grundwasserleiterkomplex
H	Enthalpie
I	Ionenstärke [mol/l]
K	Kelvin
K	Thermodynamische Gleichgewichtskonstante
K_{LP}	Löslichkeitsprodukt
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]
M	Mächtigkeit des Aquifers
mWS	Hydrostatischer Druck in m Wassersäule
mNN	Topographische Höhe im Meter über Normal Null
P	Anzahl der Phasen
p	Druck
Q, R, Z, etc.	Lösungen an bestimmten Mineralen gesättigt
R	allgemeine Gaskonstante [8.315 J/K mol]
S^0	Entropie
SI	Sättigungsindex [dimensionslos]
T	Temperatur
t	Zeit
U	Innere Energie
V	Volumen
a	Jahr

d	Tag
h	Stunde
s	Sekunde
mg,g,kg	Masseinheiten
l	Liter
m ³	Kubikmeter
mol,mmol	Stoffmengenheiten
Ø	Durchmesser
"	Zoll, 1" = 2,54 cm

10.1.2 Stratigraphische Abkürzungen

q	Quartär
qp	Quartär – Pleistozän
tt	Tertiär
sm	Mittlerer Buntsandstein
smV	Mittlerer Buntsandstein – Volpriehausen-Folge
smD	Mittlerer Buntsandstein – Detfurt-Folge
su	Unterer Buntsandstein
suC	Unterer Buntsandstein – Calvörde-Folge
suBG	Unterer Buntsandstein – Bernburg-Folge
z	Zechstein allgemein
cr	Caprock-Bildungen
z\cr	Zechstein allgemein als Caprock-Bildung (andere Einheiten des Zechsteins als Caprock-Bildung z.B.: z3NA\cr)
z5	Ohre-Folge
z4	Aller-Folge
z4T	Roter Salzton
z3	Leine-Serie
z3NA	Leine-Steinsalz
z3AN	Hauptanhydrit
z3C	Leine-Karbonat
z3T	Grauer Salzton
z2	Staßfurt-Serie
z2K	Kaliflöz-Staßfurt
z2NA	Staßfurt-Steinsalz

10.1.3 Lithologische Kürzel

ah	Anhydrit
^ct	Carnallitit
^k	Kalkstein
^koo	Rogenstein
^na	Steinsalz
^s	Sandstein
^t	Tonstein
^u	Schluffstein
^y	Gips
bi	Bischofit $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
c	Carnallit $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
e	Epsomit $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
hl	Halit NaCl
hx	Hexahydrat $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
k	Kainit $\text{KMgClSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
ks	Kieserit $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Syl	Sylvin KCl
S, T	Sand, Ton
T	tonig (als Beimengung)

10.2 Literatur und Quellenangaben

- Adam, C., Gläßer, W. & Hölting, B. (2000): Hydrogeologisches Wörterbuch. Enke im Georg Thieme Verlag, Stuttgart New York.-311
- Appelo, C. A. J. & Postma, D. (1996): Geochemistry, Groundwater and Pollution. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.-536
- Arrhenius, S. & Lachmann, R. (1912): Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme. *Geologische Rundschau*, 3(3), 139-157.
- Autenrieth, H. (1954): Die stabilen und metastabilen Gleichgewichte des reziproken Salzpaars $K_2Cl_2 + MgSO_4 \rightleftharpoons K_2SO_4 + MgCl_2$ ohne und mit NaCl als Bodenkörper, sowie ihre Anwendung in der Praxis. *Kali und Steinsalz*, 1(7), 3-22.
- Autenrieth, H. (1955): Neue, für die Kalirohsalzverarbeitung wichtige Untersuchungen am quaternären, NaCl-gesättigten System der Salze ozeanischer Salzablagerungen. *Kali und Steinsalz*, 1(11), 18-32.
- Autenrieth, H. (1969): Über das Zustandekommen und die Bedeutung metastabiler Lösungsgleichgewichte bei der Verarbeitung von Kalirohsalzen. *Kali und Steinsalz*, 5(5), 158-165.
- Baar, A. (1954): Untersuchungen des Bromgehalts im Zechsteinsalz. *Bergbautechnik*, 4(5), 284-288.
- Baar, A. (1960): Über die fazielle Entwicklung der Kalilagerstätte des Staßfurtflözes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 111(1), 111-135.
- Bach, J. (2010): Untersuchung der lösekinetischen Vorgänge beim Ersaufen der Staßfurter Kaligruben. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 244, 161-172.
- Bank, C. & Spitzenberg, D. (2001): Die Salzstelle Hecklingen - Darstellung einer der derzeit bedeutendsten Binnenlandsalzstellen in Deutschland. FG Faunistik und Ökologie Staßfurt, Staßfurt.-87
- Barkley, R. A. & Thompson, T. G. (1960): The total Iodine and Iodate-iodine content of sea-water. *Deep Sea Research*, 7(1), 24-34.
- Baumert, B. (1928): Über Laugen- und Wasserzuflüsse im deutschen Kalibergbau. Thesis/Dissertation, Technische Hochschule Aachen.-90
- Baumert, B. (1955): Die Laugenspeicher in den Schichten des Zechsteins und ihre Gefahren für den Salzbergbau. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 105(4), 729-733.

- BBodSchV . Bundes-Bodenschutz- und Altlastenverordnung. BGBl. I S. 1554. 1999.
Ref Type: Bill/Resolution
- Beck, R., Emons, H.-H. & Holdorf, H. (1981a): Die Polytherme des quinären Systems Na^+ , K^+ , $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$, $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{O}$ im Bereich der Natriumchlorid-Carnallit-Sättigung. *Freiberger Forschungshefte*, A 628, 19-30.
- Beck, R., Emons, H.-H. & Holdorf, H. (1981b): Untersuchungen ausgewählter Isothermen des quinären Systems Na^+ , K^+ , $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$, $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{O}$ im Bereich der Natriumchlorid-Carnallit-Sättigung. *Freiberger Forschungshefte*, A 628, 7-18.
- Beer, W. (1996): Kalilagerstätten in Deutschland. *Kali und Steinsalz*, 12(1), 18-30.
- Behlau, J., Mingerzahn, G. & Bornemann, O. (2000): ERA Morsleben: Erarbeitung eines geologischen Lagerstättenmodells Morsleben. *Rep. No. Abschlußbericht AP 9M 2124601100*, Bundesamt für Strahlenschutz.-73
- Behr, E.-M. (1960): Geologische Beobachtungen am Hauptanhydrit des Stassfurt-Egelner Sattels im Bereich des Kaliwerkes Stassfurt Schacht VI/VII. *Freiberger Forschungshefte*, C 90, 88-105.
- Bentz, A. & Martini, H.-J. (1968): Lehrbuch der Angewandten Geologie - Geowissenschaftliche Methoden - Methoden zur Erforschung der Lagerstätten von Erzen, Kohle, Erdöl, Salzen, Industrie-Mineralien und Steinen und Erden. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.-1355
- Bergmannsverein Stassfurt e.V. (2002): 150 Jahre Salzbergbau / Stassfurt Wiege des Kalibergbaus, Teil1: Geschichte des Stassfurter Salzbergbaus und der Stassfurter Kaliindustrie 1952/2002. Salzland Druck Staßfurt.
- Berthold, S. & Gerardi, J. (2010): Zustandserhaltende Grundwasser- und Gelöstgasbeprobungen von Tiefenwässern für hydrochemische Spezialuntersuchungen in Staßfurt. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 244, 229.
- Beutler, G. Tektonische Übersichtskarte, Saxonischer Strukturbau. – Beitrag aus der Geologischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, 1:400.000 ohne Känozoikum. 2001. GLA-LSA (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).
Ref Type: Map
- Biltz, W. & Marcus, E. (1911): Über Ammoniumcarnallit. *Zeitschrift für anorganische Chemie*, 71(1), 166-181.
- Birck, J.-L. (1986): Precision K-Rb-Sr isotopic analysis: application to Rb-Sr chronology. *Chemical Geology*, 56, 73-83.
- Birck, J.-L. & Allègre, C. J. (1978): Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ method. *Earth and planetary science letters*, 39, 37-51.

- Birke, M. (2002): Umweltgeochemische Bestandsaufnahme und exemplarische Analyse des Gefährdungspotentials am Deponiestandort Concordiahalde. Bericht des Teilverhabens I zum BMBF-Verbundprojekt "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0730. BGR, Berlin.-148
- Blumenstengel, H. & Unger, K.-P. (1993): Zur Stratigraphie und Fazies des flözführenden Tertiär der Egelner Mulden (Sachsen-Anhalt). *Geologisches Jahrbuch*, Reihe A(142), 113-129.
- Bode, B., Allendorf, A., Seifert, G., Döhner, C. & Thormeier, H.-D. (2008): Erstellung von Erkundungs- und Forschungsbohrungen im Bereich Kali- und Steinsalzbergbau in Staßfurt. Bohrungen Staßfurt B/2006, Staßfurt G1/2007 und Staßfurt G4/2007. Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag des LAGB Sachsen-Anhalt. K-UTEC Kali-Umwelttechnik GmbH Sondershausen & IHU Geologie und Analytik GmbH, Sondershausen. 1-157
- Bode, B., Seifert, G. (2004): Untersuchung der ingenieurgeologischen Bohrungen im Stadtgebiet Staßfurt und bei Tarthun. Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag des LAGB Sachsen-Anhalt. K-UTEC Kali- und Umwelttechnik GmbH.
- Boeke, H. E. (1908): Über das Krystallisationsschema der Chloride, Bromide, Jodide von Natrium, Kalium und Magnesium, sowie über das Vorkommen des Broms und das Fehlen von Jod in den Kalisalzlagerstätten. *Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie*,(45), 346-391.
- Boeke, H. E. (1911): Über die Eisensalze in den Kalisalzlagerstätten. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 1, 48-76.
- Böhm, G. & Reichenbach, W. (1979): Bromverteilung in den Salzgesteinen der Leine-Serie (Zechstein 3) auf der Scholle von Calvörde unter besonderer Berücksichtigung des Kalisalzlagers "Flöz Ronnenberg". *Neue Bergbautechnik*, 9(5), 247-253.
- Böhme, O. (1998): Ingenieurgeologische Bohrungen Staßfurt. Erstellung von Pegelabschlußköpfen, Einrichtung und Einbau von Druck-Temperatursonden. Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag des Bergamtes Staßfurt. Geologische Forschung und Erkundung GFE GmbH.
- Bohn, A., Diersch, H.-J., Herrmann, F., Jahnke, Ch., Luo, J., Voigt, H.-J. & Walter, N. (2008): Analyse und Modellierung hydrogeologischer Prozesse und deren Beziehungen zu den Bergbaufolgeschäden im Bereich des ehemaligen Kalibergbaus der Stadt Staßfurt. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, Hannover, -121.
- Bohn, A., Herrmann, F., Jahnke, Ch., Voigt, H.-J. & Walter, N. (2007): Hydrogeochemical and Hydrodynamic Processes in Post-mining Landscapes of the Potash Mining Area Nordharz— Analysis of Active Leaching and Subsidence Processes. International Association of Hydrogeologists.

- Bohn, A., Jahnke, Ch. & Voigt, H.-J. (2002): Thermodynamik der Lösungsvorgänge im Salz- und Deckgebirge. Bericht 7. des Teilvorhabens IV zum BMBF-Verbundprojekt "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0760. BTU Cottbus, Cottbus.1-71
- Bohn, A., Voigt, H.-J. (2002): Zusammenfassende Bewertung des Gefährdungspotentials - Karte der Risiken für die Flächennutzung. Zusammenfassender Bericht zum BMBF-Verbundvorhaben "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0760. BGR, Hannover.116-121
- Bohn, A., Voigt, H.-J., Baron, U. & Lochthofen, N. (2001): Bewertung der im Untersuchungsgebiet vorhandenen Altablagerungen bezüglich ihres Emissionspotentials. Bericht 9.2.2 des Teilvorhabens IV zum BMBF-Verbundprojekt "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0760. BTU Cottbus, Cottbus.-72
- Bolter, E., Turekian, K. K. & Schutz, D. F. (1964): The distribution of Rubidium, Cesium and Barium in the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, 1459-1466.
- Borchert, H. (1959): Ozeane Salzlagerstätten: Grundzüge der Entstehung und Metamorphose ozeaner Salzlagerstätten sowie des Gebirgsverhaltens von Salzgesteinsmassen. Gebr. Borntraeger, Berlin-Nikolassee.-237
- Borchert, H. & Baier, E. (1953): Anhydritgesteine mit Pseudomorphosengefüge. *Experientia*, 9(7), 237-242.
- Borstel von, L. E. (1992): Lösungen in marinen Zechsteinevaporiten Deutschlands. Thesis/Dissertation, Technische Universität Clausthal.-321
- Braitsch, O. (1962): Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg.-232
- Braitsch, O. (1966): Bromine and Rubidium as indicators of environment during Sylvite and Carnallite deposition of the Upper Rhine Valley evaporites. Cleveland/ Ohio, 293-301.
- Braitsch, O. (1971): Salt Deposits. Their Origin and Composition. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, Berlin, Heidelberg, New York.-297
- Braitsch, O. & Herrmann, A. G. (1962): Zur Bromverteilung in salinaren Salzsystemen bei 25°C. *Die Naturwissenschaften*, 49(15), 346.
- Braitsch, O. & Herrmann, A. G. (1963): Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten. Teil I: Experimentelle Bestimmung der Br-Verteilung in verschiedenen natürlichen Salzsystemen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, 361-391.

- Braitsch, O. & Herrmann, A. G. (1964): Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten. Teil II: Die Bildungstemperaturen primärer Sylvinit- und Carnallit-Gesteine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, 1081-1109.
- Bramigk, R., and Leist. Gutachten betreffend die Herkunft der Grubenwässer im Bergwerk Leopoldshall. 1899. Dessau.
Ref Type: Unpublished Work
- Brookins, D. G. (1980): Use of evaporite minerals for K-Ar and Rb-Sr geochronology. *Naturwissenschaften*, 67, 604-605.
- Bruland, K. W. (1983): Trace elements in sea water. *Chemical Oceanography* 8, J. P. Riley, and R. Chester, eds., Academic Press, London, 157-220.
- Chester, R. & Stoner, J. H. (1974): The distribution of zinc, nickel, manganese, cadmium, copper, and iron in some surface waters from the world ocean. *Marine Chemistry*, 2(1), 17-32.
- Correns, C. W. (1956): The geochemistry of the halogens. *Physics and Chemistry of the Earth*, 1, 181-233.
- D'Ans, J. (1933): Die Lösungsgleichgewichte der Systeme der Salze ozeanischer Salzablagerungen. Verlagsgesellschaft für Ackerbau.-254
- D'Ans, J. & Busch, F. (1937): Über die Fraktionierung inkongruent löslicher isomorpher Doppelsalze. Die quaternären Systeme KCl-RbCl-(CsCl)-MgCl₂-H₂O bei 25°. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 232(4), 337-368.
- D'Ans, J. & Kühn, R. (1940): Über den Bromgehalt von Salzgesteinen der Kalisalzlagertstätten. *Kali : Zeitschrift für Gewinnung, Verarbeitung u. Verwertung d. Kalisalz*, 34, 43, 59, 77-46, 64, 83.
- Diersch, H. J., Luo, J. & Rühaak, W. (2010): Numerische Strömungs- und Massentransportmodellierung im Bereich des ehemaligen Kalibergbaus Staßfurt. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 244, 179-188.
- Dietrich, A., Behnke, G. & Thönelt, T. (2004): Kristalle aus der Tiefe – Eine Auswahl von Mineralen aus Kali- und Steinsalzlagertstätten. *Kali und Steinsalz*,(3), 6-15.
- DIN 4030-1 . Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase; Grundlagen und Grenzwerte. 1991.
Ref Type: Bill/Resolution
- Döhner, C. (1976): Die Bromverteilung im Übergangsbereich Staßfurtflöz/Grauer Salzton des Südharz-Kalireviers. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 22(5), 201-209.
- Döhner, C. & Elert, K.-H. (1975): Genetische Prozesse im Staßfurt-Salinar. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 3(2), 121-141.

- Dresbach, C., Pusch, M., and Hammer, J. Digitale 3D-Modelle der Grubenfelder im Raum Staßfurt: Leopoldshall I/II, von der Heydt/Manteuffel, Achenbach (Westflanke Staßfurter Sattel) Berlebsch/Maybach, Ludwig (Ostflanke Staßfurter Sattel) - OpenGeo 3ds-files. 2009. Hannover, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
Ref Type: Data File
- Dresbach, C., Pusch, M., Mingerzahn, G., Fleig, S., Hammer, J. & Behlau, J. (2010): 3D-Modelle der Kali- und Steinsalzbergwerke des Staßfurter Sattels und geologisches 3D-Modell der Region Staßfurt. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 244, 46-62.
- D'Ans, J. (1933): Phasenteoretisch interessante wäßrige Salzsysteme. Die Gewinnung des Rubidiums aus Carnallit. *Angewandte Chemie*, 46(29), 491-493.
- D'Ans, J. (1947): Über die Bildung und Umbildung der Kalisalzlagerstätten. *Naturwissenschaften*, 34, 295-301.
- D'Ans, J. (1950): Die Gewinnung von Rubidium aus Carnalliten und seine Bestimmung neben Kalium. *Angewandte Chemie*, 62, 118-119.
- Eggert, B., Riedel, G.-R. (1979): Ergebnisbericht Ingenieurgeologische Bohrungen Staßfurt 1-4 (1977/78). Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag Bergsicherung Magdeburg. VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle. VEB Erdöl-Erdgas Stendal.1-40
- Elert, K.-H. (1970): Probleme der salzgenetischen Terminologie. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften*, A 15(4), 467-469.
- Elert, K.-H. (1976): Bor und Borate im oberen Zechstein 2. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 22(10), 475-482.
- Elert, K.-H. (1984): Geochemische Beurteilung untertägiger Salzlösungsvorkommen für Belange der Bergbaupraxis. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 30(5), 247-252.
- Emons, H.-H., Förtsch, R. & Holldorf, H. (1975): Ein Beitrag zum quinären System Na⁺, K⁺, Mg²⁺, / Cl⁻, SO₄²⁻ // H₂O. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 413, 27-36.
- Engelmann, D., Hartmann, O. & Schönberg, G. (2004): Salzbergbau in Mitteldeutschland. Teil 1: Folgen des Kali- und Steinsalzbergbaus am Staßfurter Sattel. *Schriftenreihe der deutschen geologischen Gesellschaft*, 35, 109-124.
- Engelmann, D. & Klamser, P. (1996): Die Tätigkeiten des Bergamtes Staßfurt im Hinblick auf die Bergbaufolgeschäden am Beispiel des Staßfurter Sattels. *Exkursionsführer und Veröffentlichungen*, 198, Bergbaufolgelandschaften und Bergschäden des Kalibergbaues, Thomae, M., Berlin, 29-47.
- Erdmann, E. (1862): Vorkommen von Rubidium und Cäsium im Carnallit. *Archiv der Pharmazie*, 164(2), 179-180.

- Erdmann, E. (1910): Über das Vorkommen von Jod in Salzmineralien. *Zeitschrift für angewandte Chemie*, 23(8), 342-347.
- Eugster, H. P., Harvie, C. E. & Weare, J. H. (1980): Mineral equilibria in a six-component seawater system, Na-K-Mg-Ca-SO₄-Cl-H₂O, at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1335-1347.
- Fischbeck, R., Werner, W. & Bornemann, O. (2005): Bromidgehalte im Halit des Muschelkalksalinars und der Staßfurt-Folge im Vergleich. *Kali und Steinsalz*, 1(16), 25.
- Fleischer, S. (1960): Die stratigraphische, fazielle und tektonische Ausbildung des Hauptanhydrits auf dem Berlepsch-Maybach-Schacht in Stassfurt. *Freiberger Forschungshefte*, C 90, 52-87.
- Frech, F. (1917b): Die deutschen Kalisalzlagerstätten und ihre Entstehung. *Naturwissenschaften*, 5(15), 229-232.
- Frech, F. (1917a): Die deutschen Kalisalzlagerstätten und ihre Entstehung. *Naturwissenschaften*, 5(16), 253-257.
- Frisch, U. & Kockel, F. (1997): Altkimmerische Bewegungen in Nordwestdeutschland. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 4(1), 19-29.
- Fuge, R. & Johnson, C. C. (1986): The geochemistry of iodine — a review. *Environmental Geochemistry and Health*, 8(2), 31-54.
- Fulda, E. (1923): Zur Entstehung der deutschen Zechsteinsalze. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Band 75, 1-13.
- Fulda, E. (1926): Die physikalisch-chemischen Vorgänge bei der Entstehung der deutschen Kalisalzlager. *Zeitschrift für angewandte Chemie*, 39(19), 576-578.
- Fulda, E. (1939): Urlaugen und Tageswässer im deutschen Kalibergbau. *Zeitschrift für praktische Geologie*, 47/1939, 11-14.
- Fulda, E. (1943): Zersetzung des Carnallitgesteins in ersoffenen Grubenräumen. *Kali, Steinsalz und Erdöl*, 37(H11), 201-204.
- Gerdes, G. (2004): Grundwasseruntersuchungen im Rahmen der Deponieüberwachung in Niedersachsen. *Rep. No. 6.-43*
- Gimm, W. & Rödiger, K. (1968): Die wirtschaftliche Bedeutung und historische Entwicklung der Kali- und Kochsalzindustrie. *Kali- und Steinsalzbergbau, Bd.1: Aufschluß und Abbau von Kali- und Steinsalzlagerstätten*, W. Gimm, ed., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 15-53.
- Gimm, W. & Meyer, H. (1968): Hydrologische Gefahren. *Kali- und Steinsalzbergbau, Bd.1: Aufschluß und Abbau von Kali- und Steinsalzlagerstätten*, W. Gimm, ed., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 429-496.

- Greenberg, J. P. & Moller, N. (1989): The Prediction of Mineral Solubilities in Natural-Waters - A Chemical-Equilibrium Model for the Na-K-Ca-Cl-So₄-H₂O System to High-Concentration from 0-Degrees-C to 250-Degrees-C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(10), 2503-2518.
- Gurewitsch, W. I. (1962): Über die Verbreitung von Brom in chlorhaltigen Wässern. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 8(1), 36-37.
- Hartmann, O. (1998): Anforderungen und Situation bei der Nachnutzung und Verwahrung untertägiger bergbaulicher Hohlräume in Sachsen-Anhalt. *Schriftenreihe für angewandte Geowissenschaften*, 3, 83-91.
- Hartmann, O. (1999): Kali-, Steinsalz und Kupferschiefer in Mitteldeutschland. *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der GGW*, 205, -182.
- Hartmann, O. & Schönberg, G. (1996): Die geologischen Verhältnisse im Raum Aschersleben, Bernburg, Staßfurt (Abriß). *Exkursionsführer und Veröffentlichungen*, 198, Bergbaufolgelandschaften und Bergschäden des Kalibergbaues, Thomae, M., Berlin, 9-28.
- Hartmann, O. & Schönberg, G. (1999): Geologische Bedingungen für die Gewinnung von Kali- und Steinsalz. *Exkursionsführer und Veröffentlichungen*, 205, Kali-, Steinsalz und Kupferschiefer in Mitteldeutschland, Hartmann, O., Berlin, 1-8.
- Harvie, C. E., Møller, N. & Weare, J. H. (1984): The prediction of mineral solubilities in natural waters: the Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₃-CO₂-H₂O system to high ionic strengths at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 723-751.
- Hauske, K.-H. & Fulda, D. (1990): Kali - das bunte, bittere Salz. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.-253
- Heckner, J., Herold, U., Strobel, G. & Schönberg, G. (1998): Zum Baugrund und Subrosionsgeschehen in Sachsen-Anhalt. *Mitteilungen zur Geologie von Sachsen-Anhalt*, 4, 101-121.
- Heimlich, K. (1964a): Zum Karbonatgehalt des Hauptanhydrits (Zechstein 3) im nördlichen Harzvorland und Unstrutgebiet. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 5(10), 442-445.
- Heimlich, K. (1964b): Zur Arbeitsmethodik bei Anhydrituntersuchungen und Gliederung des Hauptanhydrits (A3). *Geologie*, 13(2), 198-210.
- Heinz, A. & Osten, v. d. R. (1982): ABC Kali und Steinsalz. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig, Leipzig.-384
- Hemann, M. (1970): Zur Feinstratigraphie und stratigraphischen Korrelation im Hauptanhydrit und Leinesteinsalz. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften*, A 15(4), 543-554.

- Hermann, M. (1972): Ausbildung und Genese des Leinesteinsalzes und des Hauptanhydrits (Zechstein 3) im Ostteil des Subherzynen Beckens. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften*, Reihe **B**, Mineralogie und Lagerstättenforschung **16**(3), 307-411.
- Herbert, H.-J. (2000): Zur Geochemie und geochemischen Modellierung hochsalinärer Lösungen mineralischer Rohstoffe. *Geologisches Jahrbuch*, Reihe *D*, (SD 1), -191.
- Herrmann, A. G. (1961): Über das Vorkommen einiger Spurenelemente in Salzlösungen aus dem deutschen Zechstein. *Kali und Steinsalz*, 3(H7), 209-220.
- Herrmann, A. G. (1972): Bromine distribution coefficients for halite precipitated from modern sea water under natural conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 37, 249-252.
- Herrmann, A. G. (1977): Modelle zur Bestimmung der Bildungstemperaturen primärer Sylvinit und Carnallit im MgSO₄-freien Meerwasser-System mittels der Bromid-Thermometrie. *Kali und Steinsalz*, 7(4), 134-146.
- Herrmann, A. G. (1979): Geowissenschaftliche Probleme bei der Endlagerung radioaktiver Substanzen in Salzdiapiren Norddeutschlands. *Geologische Rundschau*, 68(3), 1076-1106.
- Herrmann, A. G. (1980a): Bromide distribution between halite and NaCl-saturated seawater. *Chemical Geology*, 28, 171-177.
- Herrmann, A. G. (1980b): Geochemische Prozesse in marinen Salzablagerungen: Bedeutung und Konsequenzen für die Endlagerung radioaktiver Substanzen in Salzdiapiren. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 131, 433-459.
- Herrmann, A. G. (1981): Grundkenntnisse über die Entstehung mariner Salzlagerstätten. *Der Aufschluss*, 32, 45-72.
- Herrmann, A. G. (1991): Fraktionierung im Stoffbestand der Zechsteinevaporite Mittel- und Norddeutschlands. *Zentralblatt für Geologie u. Paläontologie*, Teil 1(H 4), 1091-1106.
- Herrmann, A. G. (1996): Entstehung und Umbildung mariner Evaporite. *Naturwissenschaften*, 12((1996)), 111-159.
- Herrmann, A. G., Knake, D., Schneider, J. & Peters, H. (1973): Geochemistry of Modern Seawater and Brines from Salt Pans: Main Components and Bromine Distribution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 1-24.
- Herrmann, A. G., Kutowski, J., Brenner, A., Marotzke, R. & Bornemann, O. (2002): Verzeichnis der Vorkommen salinärer Lösungen im Erkundungsbergwerk Gorleben sowie in einigen Bereichen des Salzstocks Gorleben (Lösungsverzeichnis Gorleben). *Rep. No. Teil I*, Bundesamt für Strahlenschutz, Salzgitter.-65

- Herrmann, A. G., Siebrasse, G. & Könnecke, K. (1978): Computerprogramme zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsumbildungen bei der Einwirkung von Lösungen auf Kali- und Steinsalzlagerstätten (Lösungsmetamorphose). *Kali und Steinsalz*, 7(7), 288-299.
- Herrmann, A. G., Siewers, U., Harazim, B., Lodziak, J., Weck, H.-D. & Strassburg, S. (2000): Die Herkunft von Haupt-, Neben- und Spurenelementen in Salzlösungen der Zechsteinevaporite Mittel- und Norddeutschlands. *Kali und Steinsalz*, 13(14), 771-783.
- Herrmann, A. G., Siewers, U., Harazim, B. & Usdowski, E. (2003): Kriterien zur Beurteilung von Salzlösungen in den Zechsteinevaporiten Mittel- und Norddeutschlands. *Kali und Steinsalz*, 3, 24-35.
- Hintenberger, H. (1960): Die Rubidium-Strontium-Methode. *Geologische Rundschau*, 49(1), 197-224.
- Hoffman, R. O. (1964): Die diadoch eingebauten Spurenelemente in den Kalisalzen des Staßfurt-Kalilagers Mitteldeutschlands, insbesondere das Vorkommen und die Verteilung des Rubidiums. Thesis/Dissertation, Humboldt-Universität Berlin.
- Holser, W. T. (1966): Bromide geochemistry of salt rocks. The Northern Ohio Geological Society, Inc., Cleveland, Ohio, 248-275.
- Horita, J., Friedman, T. J., Lazar, B. & Holland, H. D. (1991): The composition of Permian seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(2), 417-432.
- Horstman, E. L. (1957): The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12(1-2), 1-28.
- Jahnke, Ch., Bohn, A., Walter, N. & Voigt, H.-J. (2010a): Hydrogeologische und hydrochemische Verhältnisse der ehemaligen Staßfurter Kailsalzgruben an der Westflanke des Staßfurter Sattels und des Deckgebirges. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 244, 144-154.
- Jahnke, Ch., Walter, N., Bohn, A. & Hermann, F. (2010b): Abschlußbericht zum Teilvorhaben 1 (BTU): Hydrogeologie und Geochemie des Gesamtsystems.-202
- Jänecke, E. (1906): Über die Theorie des Entstehens der Kalilager aus dem Meerwasser. *Angewandte Chemie*, 19(1), 7-14.
- Jänecke, E. (1912): Eine graphische Darstellung der Gewichtsverhältnisse bei den ozeanen Salzablagerungen. *Kali : Zeitschrift für Gewinnung, Verarbeitung u. Verwertung d. Kalisalz*, 6, 255-258.
- Jänecke, E. (1922): Betrachtungen über die Entstehung der Kalilager. *Angewandte Chemie*, 35(62), 417-418.

- Jänecke, E. (1923): Die Entstehung der deutschen Kalisalzlager. Vieweg Verlag Braunschweig.-111
- Jänecke, E. (1929): Die Entstehung der Salzlagerstätten. *Handbuch der Mineralchemie 4, Teil 2*, C. Doelter, and H. Leitmeier, eds., Dresden, 1250-1296.
- Jaritz, W. (1973): Zur Entstehung des Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. *Geologisches Jahrbuch*, A 10, -77.
- Jaritz, W. (1980): Einige Aspekte der Entwicklungsgeschichte der nordwestdeutschen Salzstöcke. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 131, 387-408.
- Jordan, H. & Weder, H.-J. (1995): Hydrogeologie. Grundlagen und Methoden; Regionale Hydrogeologie. Enke Verlag, Stuttgart.
- Jung, W. (1960): Zur Feingliederung des Basalanhydrits (Z2) und des Hauptanhydrits (Z3) im SE-Harzvorland. *Geologie*, 9(5), 526-555.
- Jung, W., Gerlach, R. & Knitzschke, G. (1969): Zur Feingliederung des Hauptanhydrits (A3) im zentralen Zechsteinbecken. *Geologie*, 18, 1164-1172.
- Jung, W. & Knitzschke, G. (1961): Kombiniert feinstratigraphisch-geochemische Untersuchungen des Basalanhydrits (Z2) und des Hauptanhydrits (Z3) im SE-Harzvorland. *Geologie*, 10(3), 288-301.
- Käding, K.-C. (2005): Bromprofile aus dem Zechstein – ein Beitrag zur Zyκλοstratigraphie. *Kali und Steinsalz*, 3, 30-43.
- Kamlot, W.-P. (2009): Gebirgsmechanische Bewertung der geologischen Barrierefunktion des Hauptanhydrits in einem Salzbergwerk. Institut für Geotechnik - TU Bergakademie Freiberg, Freiberg.1-290
- Karsten, O. (1954a): Kinetische Ermittlung von Lösungsgleichgewichten. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 276, 267-274.
- Karsten, O. (1954b): Lösegeschwindigkeit von Natriumchlorid, Kaliumchlorid und Kieserit im Wasser und in wässrigen Salzlösungen. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 276, 247-266.
- Kater, R. (2008): Grundwasserhaushalt und anthropogene Störungen. *Geologie von Sachsen-Anhalt*, G. H. Bachmann, B.-C. Ehling, R. Eichner, and M. Schwab, eds., Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 544-551.
- Kater, R. & Koch, T. (2007): Sachsen-Anhalts verdeckte Ströme. *Mitteilungen zu Geologie und Bergwesen in Sachsen-Anhalt*, 13, 1-135.
- Katzung, G. & Ehmke, G. (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland: Strukturstockwerke und ihre regionale Gliederung. von Loga, Köln.-139

- Kendall, A. C. (1979): Facies models 12. Subaqueous evaporites. *Geoscience Canada*, 5(3), 124-139.
- Kloppmann, W., Négrel, Ph., Casanova, J., Klinge, H., Schelkes, K. & Guerrot, C. (2001): Halite dissolution derived brines in the vicinity of a Permian salt dome (N German Basin). Evidence from boron, strontium, oxygen, and hydrogen isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(22), 4087-4101.
- Knipping, B. (1989): Basalt Intrusions in Evaporites. Lecture Notes in Earth Sciences, 24, Knipping, B., Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 1-132.
- Knödel, K. & Bohn, A. (2007): Other Data Fusion Examples. *Environmental Geology Handbook of Field Methods and Case Studies*, Springer Berlin Heidelberg, 1091-1098.
- Kockert, W. (1968): Mögliche Typen der im Steinsalzbergbau der DDR zusitzenden Wässer und Salzlösungen. *Bergakademie: Zeitung der Technischen Universität Bergakademie Freiberg*, 20, 284-288.
- Koelichen, K. (1913): Über ein Jodvorkommen im Kalisalzlager. *Kali*, 7, 457-459.
- Koerber, E. (1978): Abschlußdokumentation der Ingenieurgeologischen Bohrung Staßfurt 5. Unveröffentl. Projektbericht. Bergsicherung Magdeburg, Elbingerode.1-125
- Kölling, M. (1988): Vom berechneten Sättigungsindex zur Reaktion im Grundwasser. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 139(2), 393-405.
- Kosmahl, W. (1969): Zur Stratigraphie, Petrographie, Paläogeographie, Genese und Sedimentation des Gebänderten Anhydrits (Zechstein 2), Grauen Salztones und Hauptanhydrits (Zechstein 3) in Nordwestdeutschland. *Beiheft zum Geologischen Jahrbuch*, 71, -175.
- Kramm, U. & Wedepohl, K. H. (1991): The isotopic composition of strontium and sulfur in seawater of Late Permian (Zechstein) age. *Chemical Geology*, 90(3-4), 253-262.
- Krone, B., Steger, R. & Schröder, W. (1983): Ergebnisbericht IG Staßfurt, Ingenieurgeologische Bohrungen 7/81, 7a/82, 10/82. Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag der Bergsicherung Magdeburg. VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle.
- Kühn, R. (1955a): Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 105(4), 646-663.
- Kühn, R. (1955b): Über den Bromgehalt von Salzgesteinen, insbesondere die quantitative Ableitung des Bromgehalts nichtprimärer Hartsalze oder Sylvinites aus Carnallit. *Kali und Steinsalz*, 1(H. 9), 3-16.
- Kühn, R. (1959): Die Mineralnamen der Kalisalze. *Kali und Steinsalz*, 2(10), 331-344.

- Kühn, R. (1963): Rubidium als geochemisches Leitelement bei der lagerstättenkundlichen Charakterisierung von Carnalliten und natürlichen Salzlösungen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 5, 107-115.
- Kühn, R. (1972): Zur Kenntnis der Rubidiumgehalte von Kalisalzen ozeanischer Salzlagerstätten nebst einigen lagerstättenkundlichen Ausdeutungen. *Geologisches Jahrbuch*, 90, 127-220.
- Kühn, R. (1979): Diagenese in Evaporiten. *Geologische Rundschau*, 68(3), 1066-1075.
- Kühneweg, E. (1930): Verbreitung, Schichtenfolge, Entstehung und Lagerungsformen der deutschen Zechsteinsalzlagerstätten. *Die Naturwissenschaften*, 18(45), 925-931.
- Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (2007): Digitale Hydrogeologische Übersichtskarte (HÜK 400d). <http://www.sachsen-anhalt.de/index.php?id=20905#> (aufgerufen Feb. 15, 2007).
- Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt . Aktuelle Messdaten Pegel Staßfurt. <http://www.hochwasservorhersage.sachsen-anhalt.de> . 2010.
Ref Type: Data File
- Langguth, H.-R. & Voigt, R. (2004): Hydrogeologische Methoden. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.-1005
- Laue, E. (2000): Das war das 20. Jahrhundert im Bördekreis, Kreis Stassfurt. Wartberg Verlag, Gudensberg-Gleichen.-103
- Lauterbach, M., Koch, R. (2010): Stadt Staßfurt. Dezentrale Wasserhaltung - Fachliche Begleitung. Jahresbericht 2009. Unveröffentlichter Bericht im Auftrag der Stadt Staßfurt.1-13
- Lauterbach, M., Schröder, W. (2001): Struktur- und hydrogeologische Sanierung, Entwicklung hydraulischer Sicherungs- und Sanierungskonzepte. Zwischenbericht des Teilvorhabens V zum BMBF-Verbundprojekt "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0770. IHU Geologie und Analytik GmbH, Stendal.-31
- Lauterbach, M., Dittrich, E., Kriester, R., Rutter, S., Treffurt, D., Wittmann, H. & Wucher, K. (1985): Ergebnisbericht Territorialgeologie Braunkohle Egelner Südmulde. Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag des Ministeriums für Geologie der DDR. *Rep. No. VD 31 BTS 268/85*, VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Stendal.1-182
- Lauterbach, M. & Wrüske, D. (2009): Umstellung auf dezentrale Wasserhaltung hat sich bewährt. Von Staßfurt aus gelangt 40% weniger Salzfracht in die Bode. *Volksstimme, Lokalausgabe Staßfurt*. 06. 03. 2009.

- Legler, B. (2006): Faziesentwicklung im Südlichen Permbecken in Abhängigkeit von Tektonik, eustatischen Meeresspiegelschwankungen des Proto-Atlantiks und Klimavariabilität (Oberrotliegend, Nordwesteuropa). Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 47, Hannover, -103.
- Lippolt, H. J. (1984): Rubidium-Strontium-Gesteinsuntersuchungen an Sylvinitgroßproben des Salzstockes von Bokeloh/Norddeutschland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 5, 303-319.
- Lippolt, H. J. & Raczek, I. (1979): Cretaceous Rb-Sr total rock ages of Permian salt rocks. *Naturwissenschaften*, 66, 422-423.
- Löffler, J. (1962): Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der Deutschen Demokratischen Republik. Teil III: Sachsen-Anhalt. Freiburger Forschungshefte, C 97/III, Akademie Verlag, Berlin, -347.
- Lotze, F. (1957): Steinsalz und Kalisalze. 1. Teil. Gebrüder Borntraeger Verlag, Berlin-Nikolassee.-465
- Lück, H. (1913): Beitrag zur Kenntnis des älteren Salzgebirges im Berlepsch-Bergwerk bei Staßfurt nebst Bemerkungen über die Pollenführung des Salztone. Thesis/Dissertation, Universität Leipzig.-32
- Marion, G. M. & Farren, R. E. (1999): Mineral solubilities in the Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄-H₂O system: A re-evaluation of the sulfate chemistry in the Spencer-Moller-Wear model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(9), 1305-1318.
- Marr, U. (1957a): Geochemische Folgerungen aus der Verteilung der Eisen- und Calciumgehalte in Salzgesteinen des Staßfurt-Zyklus. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, (5/6), 234-236.
- Marr, U. (1957b): Zur Verteilung der Eisengehalte in Salzgesteinen des Staßfurt-Zyklus. *Geologie*, 6(1-8), 41-70.
- Marr, U. (1957c): Zur Verteilung der Eisengehalte in Salzgesteinen des Staßfurt-Zyklus (Fortsetzung). *Geologie*, 6(1-8), 148-169.
- Mattenklott, M. (1995): Modellberechnungen zur Br- und Rb-Verteilung in Carnallitgesteinen. *Kali und Steinsalz*, 11, 341-344.
- Mattheß, G. (2005): Die Beschaffenheit des Grundwassers. Gebrüder Borntraeger, Berlin Stuttgart.-499
- Meier, R. (1969): Beitrag zur Geologie des Kaliflözes Staßfurt (Zechstein 2). *Geologie*, 18, Berlin, 1-99.
- Meier, R., Bartmann, W., Waljaschko, M. G. & Kusajewa, N. S. (1971): Die Rubidiumverteilung in Hartsalz/Carnallit-Übergängen des Kaliflözes Staßfurt in der Deutschen Demokratischen Republik. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 17(11), 449-453.

- Meinhold, R. (1959): Salzbewegung und Tektonik in Norddeutschland. *Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR*, 4, 157-168.
- Meinhold, R. & Reinhardt, H.-G. (1967): Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften*, A (Geol. Paläont.)(12 (3/4)), 329-353.
- Mengel, K., Röhlig, K.-J. & Geckeis, H. (2012): Endlagerung radioaktiver Abfälle, Die Wirtsgesteine: Tonstein, Granit, Steinsalz, Teil 2. *Chemie in unserer Zeit*, 46(4), 208-217.
- Merkel, B. J. & Planer-Friedrich, B. (2002): Grundwasserchemie Praxisorientierter Leitfaden zur numerischen Modellierung von Beschaffenheit, Kontamination und Sanierung aquatischer Systeme. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Meteomedia GmbH . Messdaten Niederschlag und potentielle Evapotranspiration, Tageswerte Station Staßfurt, 2007-2010. 2010.
Ref Type: Data File
- Meyer, G. & Schönberg, G. (1999): Sanierung des Kali- und Steinsalzbergbaues ohne Rechtsnachfolger im Zuständigkeitsbereich des Bergamtes Stassfurt. Exkursionsführer und Veröffentlichungen, Kali-, Steinsalz und Kupferschiefer in Mitteldeutschland, Hartmann, O., Berlin, 147-154.
- Michels, F. (1868): Die chemische Industrie Staßfurt's. *Zeitschrift des Vereines deutscher Ingenieure*, 12, 569-578.
- Miemiets, E. (1972): Ingenieurgeologische Beurteilung von Subrosionserscheinungen im Bereich des Staßfurt-Egelner Sattels. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 18(12), 580-588.
- Möller, P. (1986): Anorganische Geochemie Eine Einführung. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.-326
- Müller, E. P. & Papendieck, G. (1975): Zur Verteilung, Genese und Dynamik von Tiefenwässern unter besonderer Berücksichtigung des Zechsteins. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 3, 167-196.
- Müller, G. (1962): Zur Geochemie des Strontiums on ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätte von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg). *Geologie*, 11, Berlin, 90 Seiten.
- Nishri, A., Herbert, H. J., Jockwer, N. & Stichler, W. (1988): The geochemistry of brines and minerals from the Asse Salt Mine, Germany. *Applied Geochemistry*, 3(3), 317-332.
- Ochsenius, C. (1877): Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze unter specieller Berücksichtigung der Flötze von Douglashall in der Egelner Mulde. Halle.-173

- Oesterle, F. P. (1974): Radiogenes Strontium in Salzlagerstätten - am Beispiel der Oberrheinischen Lagerstätte und der von Neuhof-Ellers. Thesis/Dissertation, Ruprecht-Karl-Universität Heidelberg.
- Ohrdorf, R. (1968): Ein Beitrag zur Geochemie des Lithiums in Sedimentgesteinen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(2), 191-208.
- Okrusch, M. & Matthes, S. (2005): Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.-526
- Pabalan, R. T. & Pitzer, K. S. (1987): Thermodynamics of Concentrated Electrolyte Mixtures and the Prediction of Mineral Solubilities to High-Temperatures for Mixtures in the System Na-K-Mg-Cl-SO₄-OH-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(9), 2429-2443.
- Parkhurst, D. L. (1995): User's guide to PHREEQC, a computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations. *Rep. No. 95-4227*, U.S. Geological Survey, Earth Science Information Center, Lakewood, Colorado.-143
- Parkhurst, D. L., and Appelo, C. A. J. PHREEQC Interactive. [2.15.0.2697]. 2008. USGS Geological Survey.
Ref Type: Computer Program
- Parkhurst, D. L., Thorstenson, D. C. & Plummer, L. N. (1980): PHREEQE : a computer program for geochemical calculations. *Rep. No. 80-96*, U.S. Geological Survey, Water Resources Division, Washington D.C.-210
- Patzelt, G. (2003): Nördliches Harzvorland (Subherzyn), östlicher Teil. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.-182
- Pfützner, B. (2001): Bericht zur Bestimmung der Grundwasserneubildung für das LSA auf der Grundlage des Verfahrens „BAGROV/GLUGLA“. (unveröffentl.). Büro für Angewandte Hydrologie, Berlin im Auftrag des Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt.
- Philippe, S. & Haack, U. (1995): Rb-Sr-study on langbeinite and other salt minerals from a Zechstein diapir in northern Germany. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 123, 199-207.
- Pitzer, K. S. (1973): Thermodynamics of Electrolytes. I. Theoretical Basis and General Equations. *The Journal of Physical Chemistry*, 77(2), 268-277.
- Pitzer, K. S. (1975): Thermodynamics of Electrolytes. V. Effects of Higher-Order Electrostatic Terms. *Journal of Solution Chemistry*, 4(3), 249-265.
- Pitzer, K. S. (1991): Chemical Potentials and Activity Coefficients; Standard States and Composition Scales for Nonelectrolytes and Electrolytes. *Activity Coefficients in Electrolyte Solutions*, K. S. Pitzer, ed., CRC Press, Boca Raton, Florida, 75-155.

- Pitzer, K. S. & Kim, J. J. (1975): Thermodynamics of Electrolytes. IV. Activity and Osmotic Coefficients for Mixed Electrolytes. *Journal of the American Chemical Society*, 96, 5701-5707.
- Pitzer, K. S. & Mayorga, G. (1973): Thermodynamics of Electrolytes. II. Activity and Osmotic Coefficients for Strong Electrolytes with One or Both Ions Univalent. *The Journal of Physical Chemistry*, 77(19), 2300-2308.
- Pitzer, K. S. & Mayorga, G. (1974): Thermodynamics of Electrolytes. III. Activity and Osmotic Coefficients for 2-2 Electrolytes. *Journal of Solution Chemistry*, 3(7), 539-546.
- Plummer, L. N., Parkhurst, D. L., Fleming, G. W. & Dunkle, S. A. (1988): A computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines. *Rep. No. 88-4153*, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.-310
- Pohl, W. (1992): W. & W. E. Petrascheck's Lagerstättenlehre Eine Einführung in die Wissenschaft von den mineralischen Bodenschätzen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.-504
- Popp, B. N., Podosek, F. A., Brannon, J. C., Anderson, T. F. & Pier, J. (1986): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in Permo-Carboniferous sea water from the analyses of well-preserved brachiopod shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 1321-1328.
- Potyka, J. (1859): Ueber den Boracit von Lüneburg und den Stassfurthit von Stassfurth. *Annalen der Physik und Chemie*, 183(7), 433-436.
- Puchelt, H., Lutz, F. & Schock, H. H. (1972): Verteilung von Bromid zwischen Lösungen und chloridischen Salzmineralen. *Naturwissenschaften*, 59, 34-35.
- Pusch, Th. (1877): Die Nebenprodukte und Abfälle der Kali-Industrie in Stassfurt und Leopoldshall und der Einfluss der letzteren auf die Bode. *Archiv der Pharmazie*, 210(4), 302-320.
- Radzinski, K.-H. (1996): Erdgeschichtler Rückblick. Tätigkeitsbericht 1993 bis 1995 des Geologischen Landesamtes Sachsen-Anhalt. Tätigkeitsbericht des Geologischen Landesamt Sachsen-Anhalt, Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle, 11-18.
- Radzinski, K.-H. (2008): Zechstein. *Geologie von Sachsen-Anhalt*, G. H. Bachmann, B.-C. Ehling, R. Eichner, and M. Schwab, eds., Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 160-178.
- Radzinski, K.-H., Beutler, G., Franzke, H. J. & Ehling, B.-C. (2008): Nördliches Harzvorland (Subherzyn). *Geologie von Sachsen-Anhalt*, G. H. Bachmann, B.-C. Ehling, R. Eichner, and M. Schwab, eds., Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 385-408.
- Ramdohr, P. (1948): Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.1-674

- Rammelsberg, C. (1856): Ueber den Tachhydrit, ein neues Mineral aus dem Steinsalzlager von Staßfurth. *Annalen der Physik*, 174(6), 261-263.
- Rauche, H., Ackermann, C. & Teichert, T. (2004): Konzeption zur dauerstandsicheren Verwahrung der Kalischächte Leopoldshall I und II im Stadtgebiet von Staßfurt. Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt. ERCOSPLAN Ingenieurgesellschaft Geotechnik und Bergbau mbH.1-50
- Rauche, H., Jockel, A. (2003): Konzeption zur endgültigen Verwahrung des lösungserfüllten Altkalischachtes Leopoldshall III. 2. und 3. Zwischenbericht. Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt. ERCOSPLAN Ingenieurgesellschaft Geotechnik und Bergbau mbH.1-50
- Reichardt, E. (1860): Das Steinsalzbergwerk Stassfurth bei Magdeburg. Frommann.632-635
- Reichenbach, W. (1999): Kali- und Steinsalz in Sachsen-Anhalt. *Beiträge zur Mineralogie und Geologie von Sachsen-Anhalt; Aufschluss, Sonderband zur VFMG-Sommertagung 1999 in Halle*, Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e.V.Heidelberg (Hrsg.), ed., Druckhaus Göttingen, Heidelberg, 93-96.
- Richter, A. (1962): Die Rotfärbung in den Salzen der deutschen Zechsteinlagerstätten. *Chemie der Erde*, 508-546.
- Richter, A. (1964): Die Rotfärbung in den Salzen der deutschen Zechsteinlagerstätten, 2. Teil. *Chemie der Erde*, 23, 179-203.
- Richter, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 194, Offenbach am Main, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes,
- Richter, G. (1934a): Harzrand und Subherzyn. *Geologische Rundschau*, 25(2), 95-97.
- Richter, G. (1934b): Hauptanhydrit und Salzfaltung. *Kali, verwandte Salze und Erdöl : Zeitschrift für Kali, Steinsalz u. Erdölindustrie sowie Salinenwesen*, 28, 93, 105, 122-95, 107, 124.
- Richter-Bernburg, G. (1953): Die paläogeographischen Voraussetzungen für die Bildung der nordwestdeutschen Salzlager. *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover*, 166-182.
- Richter-Bernburg, G. (1955): Über saline Sedimentation. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 105(4), 593-645.

- Richter-Bernburg, G. (1968): Salzlagerstätten. *Lehrbuch der Angewandten Geologie, Bd. 2, Teil 1: Geowissenschaftliche Methoden*, A. Bentz, and H. Martini, eds., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 918-1061.
- Richter-Bernburg, G. (1979): Eodiagenetische Vorgänge bei der Bildung von Salinargesteinen. *Geologische Rundschau*, 68(3), 1055-1065.
- Richter-Bernburg, G. (1985): Zechstein-Anhydrite - Fazies und Genese. *Geologisches Jahrbuch, Reihe A*,(85), -82.
- Riechel, W. (1982): Zur Strategie der Bekämpfung von Zuflüssen im Salzbergbau. *Neue Bergbautechnik*, 12(4), 218-222.
- Röhr, H. U. (1981): Lösungsgeschwindigkeit von Salzmineralen beim Ausspülen von Hohlräumen im Salz. *Kali und Steinsalz*, 8, 103-111.
- Roman, W. (1930): Das Vorkommen des Jods in der Natur. *Naturwissenschaften*, 18(37), 792-794.
- Rose, H. (1856): 3. Ueber den Carnallit, eine neue Mineralspecies. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 8, 117-118.
- Rösler, H.-J. (1988): Lehrbuch der Mineralogie. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig. 1-845
- Rózsa, M. (1914): Über den organischen Aufbau der Staßfurter Salzablagerungen. Friedländer, Berlin.-35
- Rózsa, M. (1915): Die Entstehung des Hartsalzes und die sekundären Umwandlungen der Zechsteinsalze im Zusammenhange mit den Gleichgewichtsschemata van 't Hoff's. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 91, 299-319.
- Rózsa, M. (1916a): Die quantitativ chemischen Beziehungen der Hydrothermalmetamorphose des Hauptsalzes im Staßfurter Kalisalzlager. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 94(1), 92-94.
- Rózsa, M. (1916b): Über die posthumer Einlagerungen im Hauptanhydrit. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 98(1), 327-332.
- Rühberg, N. (1976): Probleme der Zechsteinsalzbewegung. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 22(9), 413-420.
- Rutter, S. (1988): Hydrogeologische Bearbeitung des höheren Zechsteins, der Trias und des Känozoikums unter besonderer Berücksichtigung fossiler und rezenter Subrosionsvorgänge ausgewählter Gebiete der Subherzynen Senke. Thesis/Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald.
- Sander, W. (1988): Quantitative Beschreibung der Lösungsmetamorphose beim Eindringen von Wasser in ein Bergwerk des Zechsteinsalinars. *Kali und Steinsalz*, 10(2), 54-61.

- Sanyal, A., Nugent, M., Reeder, R. J. & Bijma, J. (2000): Seawater pH control on the boron isotopic composition of calcite: evidence from inorganic calcite precipitation experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(9), 1551-1555.
- Schilder, C., Schwandt, A. & Winter, U. (1983): Vorratsgewinn durch Laugenerkundung im Salzbergbau der DDR. *Neue Bergbautechnik*, 13(7), 388-393.
- Schmiedl, H.-D., Elert, K.-H., Jordan, H. P. & Koch, K. (1987): Verfahren zur Bewertung von untertägigen Salzlösungsvorkommen im Kali- und Steinsalzbergbau der DDR mittels Bromanalyse. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 33(H 5), 124-128.
- Schmiedl, H.-D., Jordan, H., Pilot, J., Stiehl, G., Kuhnert, A., Koch, K. & Elert, K.-H. (1983): Der Einsatz der D- und O- 18 Analyse im Kali- und Steinsalzbergbau der DDR zur bergmännischen Bewertung von untertägigen Salzlösungsvorkommen und Tiefenwässern. *Freiberger Forschungshefte*, C 388, 138-148.
- Schmiedl, H.-D., Runge, A., Jordan, H., Koch, K., Pilot, J. & Elert, K.-H. (1982): Die Deuterium- und Sauerstoff-18-Isotopenanalyse - ein modernes Verfahren zur Bewertung untertägiger Salzlösungsvorkommen in Kali- und Steinsalzgruben. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 10, 73-85.
- Schneegass, G. (1964): Kurze Zusammenstellung der aus dem Zechsteinsalinar vom Stassfurt-Egelner-Sattel bekannten Mineralien. *Bergakademie Freiberg*, 16(6), 331-342.
- Distribution of Rb and Cs in potassium salts - experimental and analytical investigations.(): *Third Symposium on Salt, I (Editor: Jon L. Rau & Louis F. Dellwig), The Northern Ohio Geological Society, Inc., 232-238.*
- Schock, H. H. & Puschelt, H. R. (1971): Rubidium and cesium distribution in salt minerals - I. Experimental investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35, 307-317.
- Schramm, M., Bornemann, O. & Paar, W. A. (2006): Fluid inclusions of lower Triassic sea water in halites of the Röt evaporites from eastern Netherlands. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18, Supplement), A565.
- Schramm, M., Kühnlenz, T., Mingerzahn, G. & Hammer, J. (2009): Lösungen im Salzstock Gorleben - eine Dokumentation und genetische Interpretation. *Rep. No. 9G4121100000*, BGR, Hannover.-160
- Schultze, G. (1961): Stratigraphische und genetische Deutung der Bromverteilung in den mitteldeutschen Steinsalzlagerstätten des Zechsteins. *Kali und Steinsalz*, 3(7), 209-120.
- Schulze, G. (1959): Beitrag zur Stratigraphie und Genese der Zechsteinsalzserien I-IV des mitteldeutschen Zechsteins unter besonderer Berücksichtigung der Bromverteilung. *Freiberger Forschungshefte*, A 123, 175-196.
- Schulze, G. (1960): Stratigraphische und genetische Deutung der Bromverteilung in den mitteldeutschen Steinsalzlagerstätten des Zechsteins. *Freiberger Forschungshefte*, C 83, 1-116.

- Schulze, G. & Seyfert, H. (1959): Die Bromgehalt an der Basis des Leinsteinsalzes und seine Beziehung zur Faziesdifferenzierung im Flöz Staßfurt. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 2, 62-69.
- Schumann, W. (1985): Der neue BLV Steine- und Mineralienführer. BLV Verlagsgesellschaft, München, Wien, Zürich.-383
- Schwandt, A. (1972): Beziehungen zwischen untertägigen Salzlösungszuflüssen und Tektonik im Kalibergbau der DDR. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften*, A 17(2), 177-190.
- Schwandt, A. (1978): Zusammenhänge zwischen Geologie und Zuflüssen von Salzlösungen und Wässern in Kali- und Steinsalzgrubenfeldern des Saale-Unstrut- und Nordharz-Kaligebiets. *Rep. No. 9/10 für 1973/74*.175-260
- Schwandt, A. (1991a): Zum Hauptanhydritszenario am Beispiel der NE-Flanke des Staßfurter SattelsGSF Bericht, Neuherberg, -103.
- Schwandt, A. (1991b): Zur Hydrogeologie der Zechstein-Sedimente in den Kali- und Steinsalzabbaugebieten Mitteldeutschlands. *Zentralblatt für Geologie u. Paläontologie*, 1(H 4), 1263-1273.
- Schwandt, A. (1993): Erfassung und Bewertung der im Steinsalz-, Kali- und Kupferschieferbau am Bernburger Hauptsattel und im Sangerhäuser Revier aufgetretenen Salzlösungs- und Wasservorkommen zur Beurteilung der Langzeitsicherheit von Endlagern. GSF Bericht, 21/93, -232.
- Schwandt, A., Schilder, C. & Seifert, G. (1990): Möglichkeiten und Grenzen der Bekämpfung von Wasser- und Salzlösungszuflüssen aus den Hangenden von Kali und Steinsalzlagerstätten. *Neue Bergbautechnik*, 20(9), 327-330.
- Schwandt, A., Schmiedl, H.-D., and Koch, G. (1985): Prognose und Bekämpfung von Zuflüssen im Kali- und Steinsalzbergbau. Kali- Steinsalz-, Spat, Reihe A Jahrgang 9, Sonderhausen,
- Schwandt, A. & Seifert, G. (1999): Natürliche und gelenkte Flutung von Salzbergwerken in Mitteldeutschland. Exkursionsführer und VeröffentlichungenExkursionsführer und Veröffentlichungen der GGW, Kali-, Steinsalz und Kupferschiefer in Mitteldeutschland, Hartmann, O., Berlin, 61-72.
- Seidel, K. & Scherfling, U. (2010): Beitrag der Gravimetrie zur strukturellen Erkundung und zum Monitoring in Senkungsgebiete. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 244, 112-124.
- Seifert, G., Bode, B. (2001): Beurteilung der tiefen Grundwasserleiter im Bergschadensgebiet Staßfurt (Bericht zum BMBF-Vorhaben Nr. 02C0750). K-UTEC Kali-Umwelttechnik GmbH Sondershausen, Sondershausen.1-61

- Seifert, G., Bode, B., Elert, K.-H., and Weber, U. Komplexe Interpretation aktueller Beobachtungen und Untersuchungen zum Bergschadensgebiet an der SW-Flanke des Stassfurter Sattels. 1999. Auftraggeber: Bergamt Stassfurt. Bericht K-UTEC. Ref Type: Unpublished Work
- Seifert, G. & Schwandt, A. (1998): Zur Bergschadensentwicklung im Kaliabbaugebiet des südöstlichen Subherzynen Beckens. *Schriftenreihe für angewandte Geowissenschaften*, 3, 35-47.
- Seifert, G., Schwandt, A., Wagner, J., Grau, H.-J. & Philipps, R. (1992): Expertise zum Bergschadensgebiet der Südwestflanke des Staßfurter Sattels im Bereich der Kali- und Steinsalzgruben Leopoldshall 1/2, v. d. Heydt / v. Manteuffel, Achenbach. Auftraggeber: Bergamt Staßfurt.-66
- Seifert, H. (1934): Geochemische Tarnung in anomalen Mischkristallen. *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie*, 45(2-3), 191-208.
- Siemann, M. G. (1995): Geochemische Untersuchungen zur Entstehung der salinaren Lösungen im Bereich „Bunte First“ der Grube Marie im Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben. Thesis/Dissertation, Technische Universität Clausthal.-134
- Siemon, B. & Kerner, T. (2010): Möglichkeiten der Aerogeophysik zur hydrogeologischen Erkundung der Umgebung des Staßfurt-Egelter Sattels. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 244.
- Smith, H. J., Spivack, A. J., Staudigel, H. & Hart, S. R. (1995): The boron isotopic composition of altered oceanic crust. *Chemical Geology*, 126(2), 119-135.
- Spackeler, G. (1957): Lehrbuch des Kali- und Steinsalzbergbaues (Berg- und Aufbereitungstechnik, Band II/9B). VEB Wilhelm Knapp Verl, Halle.-598
- Spencer, R. J., Moller, N. & Weare, J. H. (1990): The Prediction of Mineral Solubilities in Natural-Waters - A Chemical-Equilibrium Model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-So₄-H₂O System at Temperatures Below 25-Degrees-C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3), 575-590.
- Stackebrandt, W. (1986): Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter Bruchzonen der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete (Aufrichtungszone, Flechtinger Scholle)Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam, Akademie der Wissenschaft der DDR, -81.
- Stadler, S., Bohn, A. & Jahnke, Ch. (2010a): Isotope hydrological fingerprints, hydro-chemistry and groundwater dynamics in the potash and rock-salt mining town of Stassfurt, Germany. *Geophysical Research Abstracts*, -1868.
- Stadler, S., Holländer, H., Sültenfuß, J., Jahnke, Ch. & Bohn, A. (2011): A Multi-Isotope Study for Identifying Groundwater Movement Near Disturbed Salt Domes: Case Study Stassfurt, Germany. *Mineralogical Magazine*, -1927.

- Stadler, S., Jahnke, Ch. & Bohn, A. (2009): Hydrogeologie des Staßfurter Raumes - Teil 2 Hydrochemie und Isotopenhydrologie. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, Forschungsverbundvorhaben "Dynamik abgesoffener oder gefluteter Salzbergwerke und ihres Deckgebirgsstockwerkes"(242), 81-84.
- Stadler, S., Jahnke, Ch. & Bohn, A. (2010b): Grundwasser in abgesoffenen oder gefluteten Salzlagerstätten: Hydrochemische und isotopenhydrologische Charakterisierung der Grundwässer verschiedener Aquifereinheiten unter der von Senkungserscheinungen betroffenen Stadt Staßfurt. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Hannover, -182.
- Stadler, S., Sültenfuß, J., Holländer, H., Bohn, A., Jahnke, C. & Suckow, A. (2012): Isotopic and geochemical indicators for groundwater flow and multi-component mixing near disturbed salt anticlines. *Chemical Geology*, 294 - 295, 226-242.
- Steiner, I., Leisner, H., Washüttel, J., Winker, N., Thomanek, K. & Krenn, K. (1982): Bestimmung von Bromid und Lithium in Sole-, Mutterlaugen- und Laistproben. *Kali und Steinsalz*, 8(7), 247-249.
- Stewart, F. H. (1963): Marine evaporites. *Data of geochemistry*, M. Fleischer, ed., United States Government Printing Office, Washington, -52.
- Takeno, N. (2005): Atlas of Eh-pH diagrams: Intercomparison of thermodynamic databases. *Rep. No. 49*.-285
- Thomas, L. G. (1994): 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, Geologie und Paläontologie*, 165, Berlin, Fachbereich Geowiss., FU, -167.
- Thormeier, H. D. (2001): Strukturgeologische Analyse des für die Gefahrenabwehr relevanten Gebietes.
Teil 1: Aktualisierung des Kenntnisstandes Strukturgeologie. Bericht des Teilvorhabens V zum BMBF-Verbundprojekt "Maßnahmen der nachhaltigen Gefahrenabwehr für Altlasten in Gebieten mit bergbaubedingten Destabilisierungsvorgängen am Beispiel der Stadt Staßfurt" BMBF-FKZ: 02C0770. Stendal.1-23
- Thormeier, H.-D. (2009): Ergebnisse der Forschungsbohrungen GWE STF 1 und GWE STF 2. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 242, 58-62.
- Trusheim, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 109(1), 111-158.
- Tsunogai, S. & Sase, T. (1969): Formation of iodide-iodine in the ocean. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 16(5), 489-496.

- Usdowski, E. (1973): Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat und Ca-Sulfat-Mineralen. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 38(3), 177-195.
- Usdowski, E. & Herrmann, A. G. (2002): Die Hydrolyse von Kationen in Evaporit-Lösungen und bei der MgSO₄-Verarmung von Meerwasser. *Kali und Steinsalz*, 3(H 4), 24-31.
- Usdowski, E. & Herrmann, A. G. (2003): Eisen und Mangan in konzentrierten Evaporit-Lösungen. *Kali und Steinsalz*, 2(H 3), 6-11.
- Van't Hoff, J. H. (1909): Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. Vieweg Verlag, Braunschweig.-90
- Voigt, H.-J. (1972): Genese und Hydrogeochemie mineralisierter Grundwässer. Zentrales Geologisches Institut, Berlin.-150
- Voigt, H.-J. (1977): Zur Geochemie der Spurenelemente Brom, Jod, Bor, Strontium und Lithium in den Mineralwässern des Nordteils der DDR. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 23(8).
- Voigt, H.-J. (1990): Hydrogeochemie: Eine Einführung in die Beschaffenheitsentwicklung des Grundwassers. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.-310
- Voigt, W., Voigt, H. & Jockel, A. (2001): Lösungsprozesse im carnallitischen Salzgebirge - Geochemische Modellierung und praktische Bedeutung. *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der GGW*, 6-23.
- Voland, B. (1986): Zur Geochemie des Jods. *Germed-Sonderdruck*, Berlin, 74-86.
- Wächter, K. (1999): Staßfurt - Wiege des Kalibergbaus. *Beiträge zur Mineralogie und Geologie von Sachsen-Anhalt; Aufschluss, Sonderband zur VFMG-Sommertagung 1999 in Halle*, Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e.V.Heidelberg (Hrsg.), ed., Druckhaus Göttingen, Heidelberg, 97-102.
- Wächter, K., Engelmann, D. (1989): Nachtrag zur Kurzdokumentation der Ergebnisse der bergschadenkundlichen Einschätzung und der geologischen Erkundung im Stadtgebiet Staßfurt vom 21.05.1984. Bergsicherung Elbingerode.
- Wackwitz, F., Thormeier, H.-D. & Stahl, U. (2010): Zusammenfassung der Ergebnisse des Tief- und Flachbohrprogrammes. *EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 244, 32-45.
- Waljaschko, M. G. (1959): Die wichtigsten geochemischen Parameter für die Bildung der Kalisalzlagerstätten. *Freiberger Forschungshefte*, A 123, 197-235.
- Waljaschko, M. G. & Petrova, E. M. (1956): Geochemistry of bromine in the processes of salt deposition and the use of the bromine content as a genetic and prospecting criterion. *Geochemistry*, 6, 570-589.

- Wardlaw, N. C. (1970): Effects of fusion, rates of crystallization and leaching on bromide and rubidium solid solutions in halite, sylvite and carnallite. The Northern Ohio Geological Society, Inc., Cleveland, Ohio, 223-231.
- Warren, J. K. (2006a): Ancient basins and stratigraphic evolution. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 287-373.
- Warren, J. K. (2006b): Evaporites as exploited mineral resources. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 791-891.
- Warren, J. K. (2010): Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98(3-4), 217-268.
- Wattenberg, H. (1938): Zur Chemie des Meerwassers - Über die in Spuren vorkommenden Elemente. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 236(1), 339-360.
- Wattenberg, H. (1943): Ergänzung zu der Mitteilung. Zur Chemie des Meerwassers. Über die in Spuren vorkommenden Elemente. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 251(1), 86-91.
- Wedepohl, K. H. (1995): Stoffbestand und Entwicklung des Meerwassers. *Kali und Steinsalz*, 11(10), 311-315.
- Weiß, H. M. (1980): Möglichkeiten der Entstehung sowie Art, Umfang und tektonische Stellung von Rissen und Klüften im Salzgebirge. GSF Bericht T-200, 95 S.
- Wendling, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft*, (85), 602-604.
- Wenzel, J., Rösler, H.-J. & Pilot, J. (1987): Genese und Verteilung von Sulfatmineralen im Kaliflöz "Staßfurt" des Südharz-Reviers. *Freiberger Forschungshefte*, C 425(0), 124-135.
- Wernicke, R. S. (1996): Vergleich geochemischer Rechencodes aus der Literatur und Anwendung des Programms PHREEQE an ausgewählten Fallbeispielen. *Rep. No. BMU 1996 471, SR 2206*, grm, Merkel, Dossenheim.-53
- Winkler, L. W. (1916a): Der Bromid-Iongehalt des Meerwassers. *Zeitschrift für angewandte Chemie*, 29(15), 68.
- Winkler, L. W. (1916b): Über den Jodgehalt des Staßfurter Sylvins und Carnallits. *Zeitschrift für angewandte Chemie*, 29(71), 342-343.
- Winkler, L. W. (1917): Über den Bromgehalt der deutschen Kalisalze, Urtaugen und Endtaugen. *Angewandte Chemie*, 30(27), 95-96.
- Wirth, J. (2008): Stein- und Kalisalze. *Geologie von Sachsen-Anhalt*, G. H. Bachmann, B.-C. Ehling, R. Eichner, and M. Schwab, eds., Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägle u. Obermiller), Stuttgart, 506-519.

- Wisotzky, F. (2011): Angewandte Grundwasserchemie, Hydrogeologie und hydrogeochemische Modellierung. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.-449
- Witzke, T. (1999): Mineralerstbeschreibungen aus Sachsen-Anhalt. *Beiträge zur Mineralogie und Geologie von Sachsen-Anhalt; Aufschluss, Sonderband zur VFMG-Sommertagung 1999 in Halle*, Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e.V.Heidelberg (Hrsg.), ed., Druckhaus Göttingen, Heidelberg, 223-249.
- Wolery, T.J. (1992): EQ3/6, A Software Package for Geochemical Modeling of Aqueous Systems: Package Overview and Installation Guide (Version 7.0). UCRL-MA-110662 PT I, Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, Livermore, California, -66
- Wolf, M. (2011): Visualisierung und Quantifizierung der Fluidodynamik in Bohrkernen aus dem Salinar und Deckgebirge des Raumes Staßfurt mittels Positronen-Emissionstomographie. Thesis/Dissertation, Fakultät für Physik und Geowissenschaften der Universität Leipzig.-115
- Zhang, L. (2011): Experimentelle Untersuchungen zur Bildung von Boraten im Mg-reichen Milieu der marinen Evaporite. Thesis/Dissertation, Fakultät für Energie- und Wirtschaftswissenschaften der Technischen Universität Clausthal.-71
- Zincken, C. (1865a): Mitteilung an Prof. H.B. Geinitz vom 18.März 1865 [Über ein neues Mineral, Kainit]. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 310.
- Zincken, C. (1865b): Ueber die Zusammensetzung des Kainits von Leopoldshall bei Stassfurth. *Berg- und Hüttenmännische Zeitung*, 24(288).

11 Anlagen

Anlage 1 Messstellennetz im GWK 1, Lockergestein in Staßfurt (Karte Format A2)

Anlage 2 Messstellennetz im GWK 2, Deckgebirge (Buntsandstein und Caprock/Gipshut) in Staßfurt (Karte Format A3)

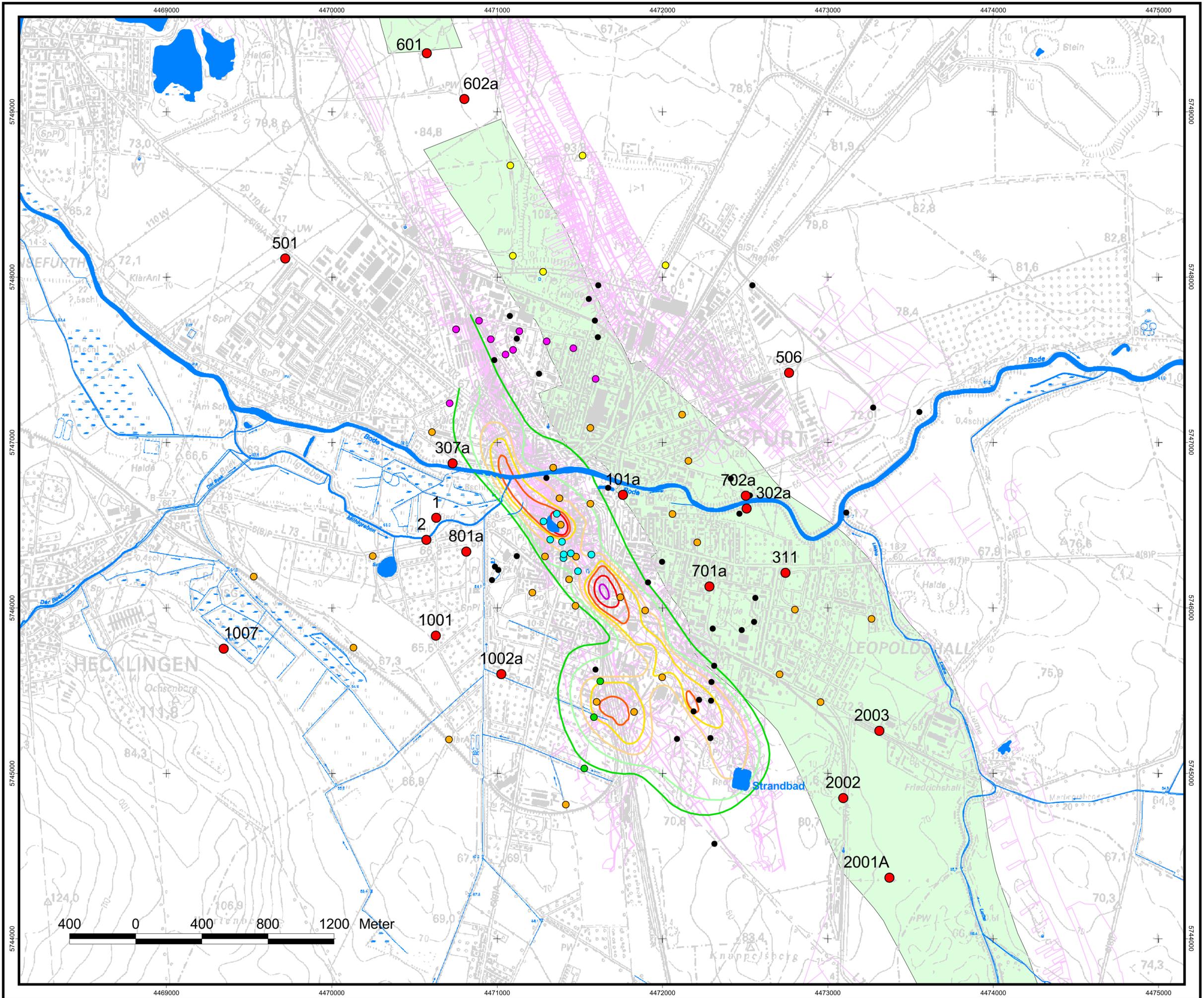
Anlage 3 Messstellen im GWK 3, Grubenbaue und Salinargebirge in Staßfurt (Karte Format A3)

Anlage 4 Grundwasserisohypsen im GWK 1, Lockergestein in Staßfurt (Stichtagsmessung 09.-12..07.2008) (Karte Format A2)

Anlage 5 Probenahmepunkte hydrochemische Beprobungen Grundwasser und Oberflächenwasser in Staßfurt (Karte Format A2)

Anlage 6 Dokumentation der beprobten Grundwassermessstellen und der hydrochemischen Analysen

Anlage 7 Chloridverteilung im GWK 1

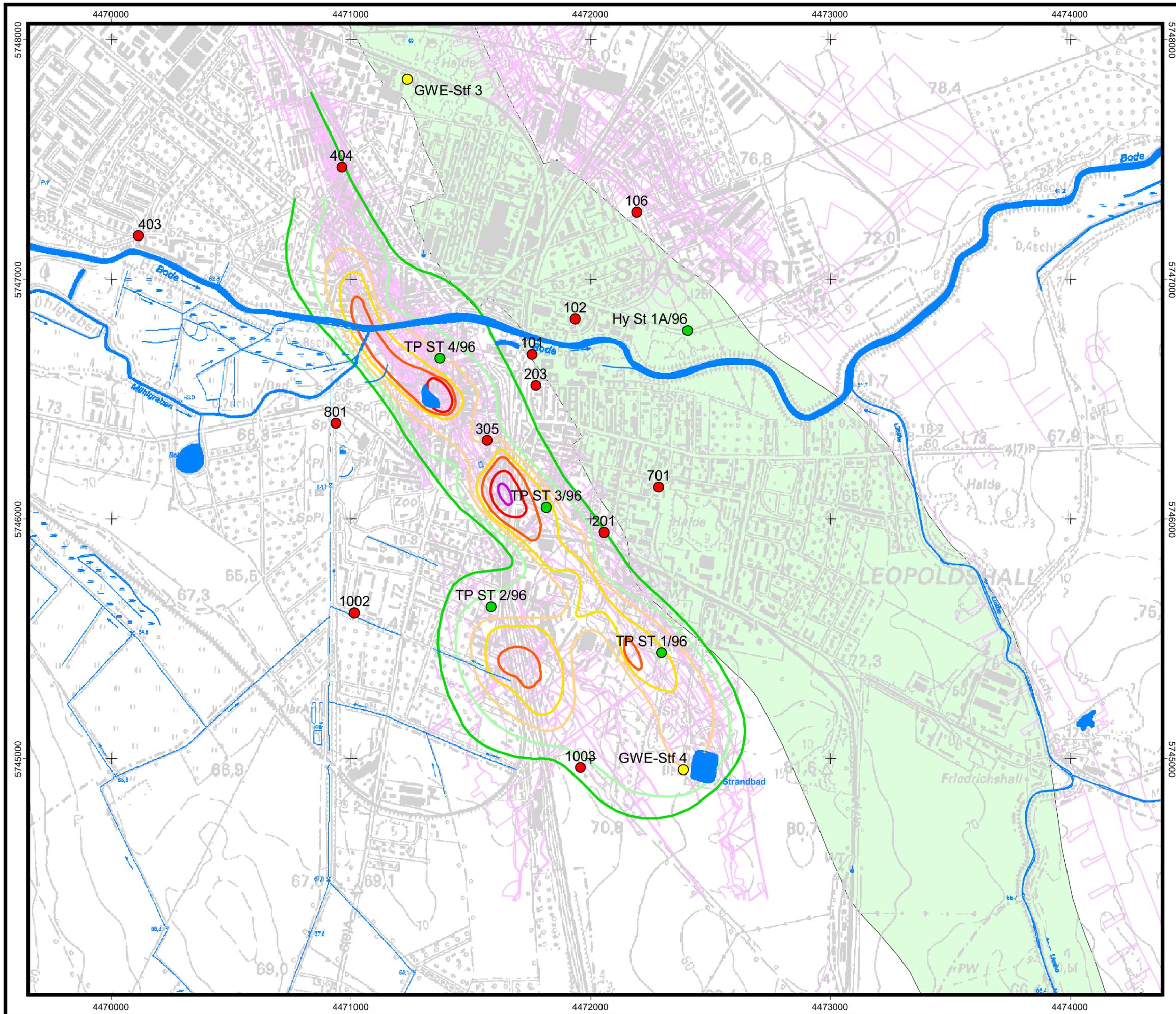


- errichtete GW-Messstellen GWK 1 Lockergestein TV2, 2007-2009
- vorhandene Grundwassermessstellen und Messnetze in Staßfurt
- Sondermeßnetz Stadt Staßfurt
- Untergrundstrecke Achenbach
- Dezentrale Wasserhaltung
- Wasserhaltung "Im Moore"
- Messstellen Sodahalde
- sonstige Messstellen (inaktive Altmessstellen, Deponien und Altlasten u.a.)

- Verbreitung des Gipshtutes (Thormeier 2008, IHU GmbH)
- Salzbergwerke in Staßfurt (K-UTEC 2002)
- Senkungsfeld Staßfurt
Senkungsraten 1994-96 [mm/a] (K-UTEC 1999)
- ↗ 1
- ↗ 2.5
- ↗ 5
- ↗ 7.5
- ↗ 10
- ↗ 12.5
- ↗ 15

Topographische Grundlage:
DTK25 des LVermGeo Sachsen-Anhalt
LVermD/R/077/2001

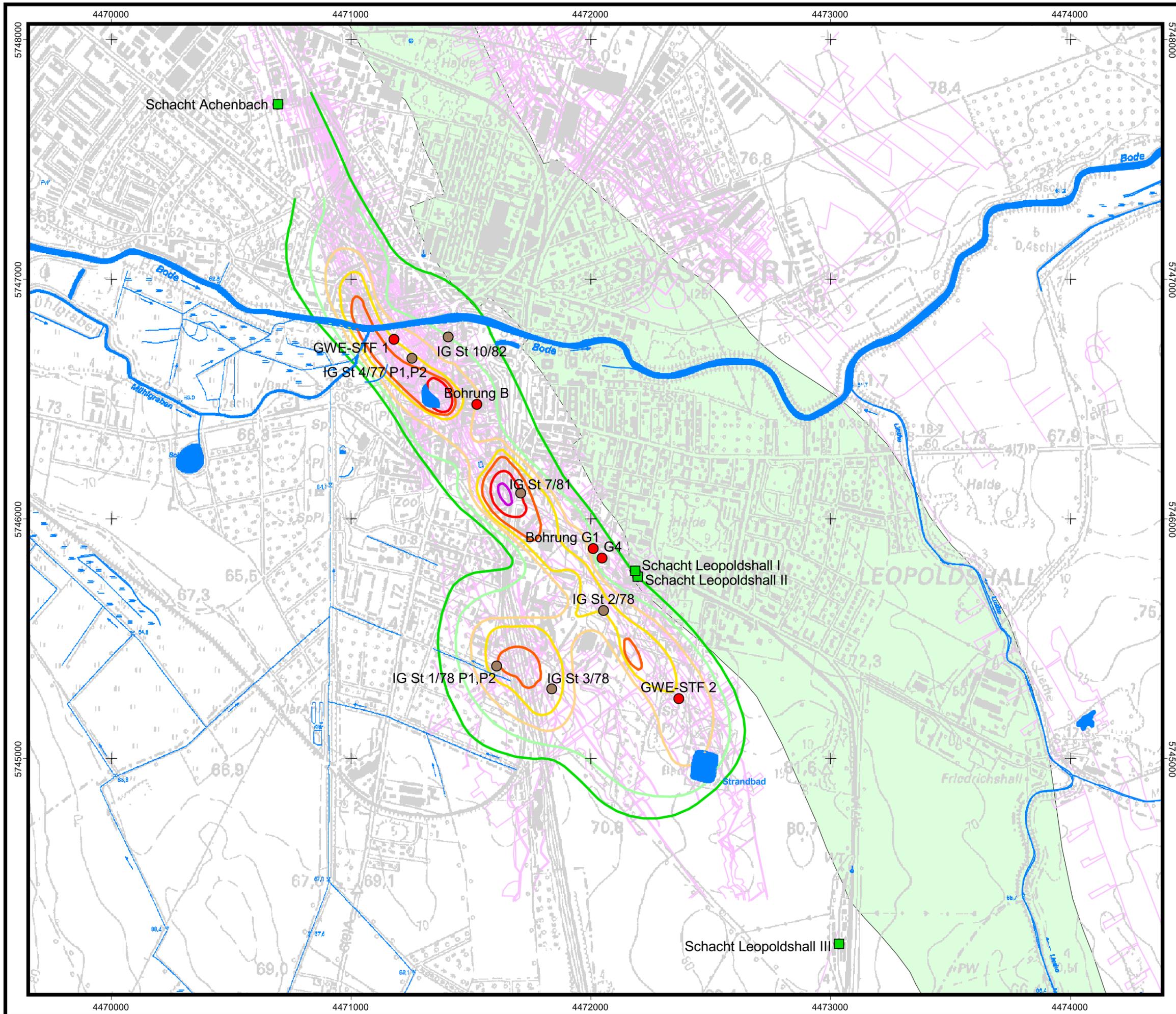
Anlage 1
Grundwassermessstellen
im GWK 1 Lockergestein
in Staßfurt und Umfeld



- Messstellen 1996
 - Messstellen BTU Cottbus 2007-2008
 - Messstellen BGR 2009-2010
-
- Verbreitung des Gipshutes (Thormeier 2008, IHU GmbH)
 - Salzbergwerke in Staßfurt (K-UTEC 2002)
- Senkungsfeld Staßfurt
Senkungsraten 1994-96 [mm/a] (K-UTEC 1999)
- ↗ 1
 - ↗ 2.5
 - ↗ 5
 - ↗ 7.5
 - ↗ 10
 - ↗ 12.5
 - ↗ 15

Maßstab: 1:15.000
 Lagestatus: 110 (GK, RD83)
 Topographische Grundlage:
 DTK10 des LVerGeo Sachsen-Anhalt
 Stand 2005/2006
 A7-4809-2008

Anlage 2
 Grundwassermessstellen
 im GWK 2 Deckgebirge
 (Buntsandstein/caprock)



- Messstellen 1977-1981 (IG-Messstellen)
- Bohrungen und Messstellen 2006-2009:
LAGB (2006-2007):
Bohrung G1, Bohrung B
Messstelle G4
BGR (2008-2009):
GWE Stf 1, GWE Stf 2
- Schächte

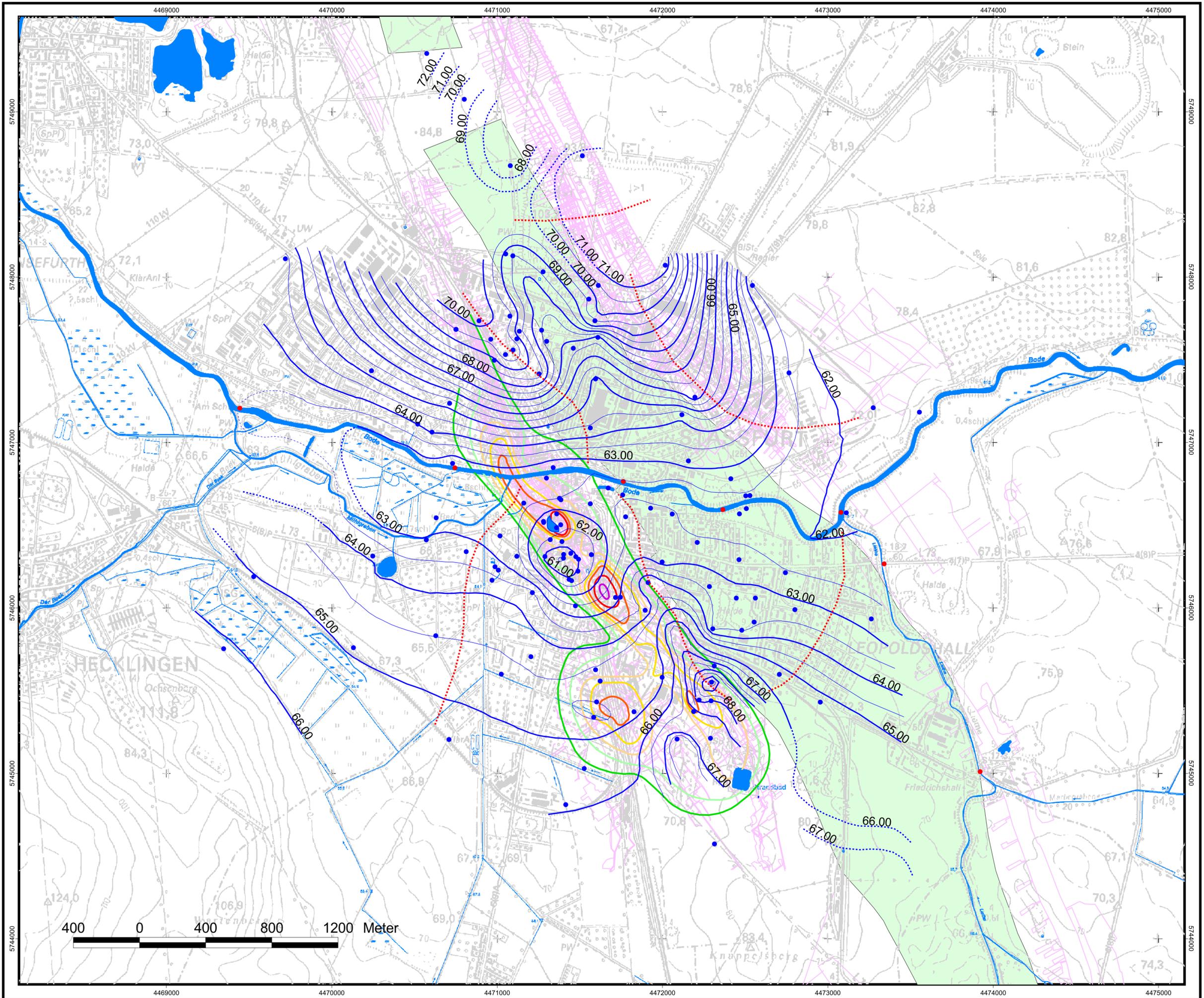
- Verbreitung des Gipshtutes (Thormeier 2008, IHU GmbH)
- Salzbergwerke in Staßfurt (K-UTEC 2002)

Senkungsfeld Staßfurt
Senkungsraten 1994-96 [mm/a] (K-UTEC 1999)

- 1
- 2,5
- 5
- 7,5
- 10
- 12,5
- 15

Maßstab: 1:15.000
Lagestatus: 110 (GK, RD83)
Topographische Grundlage:
DTK10 des LVermGeo Sachsen-Anhalt
Stand 2005/2006
A7-4809-2008

Anlage 3
Grundwassermessstellen im
GWK 3
Grubenbaue/Salinargebirge

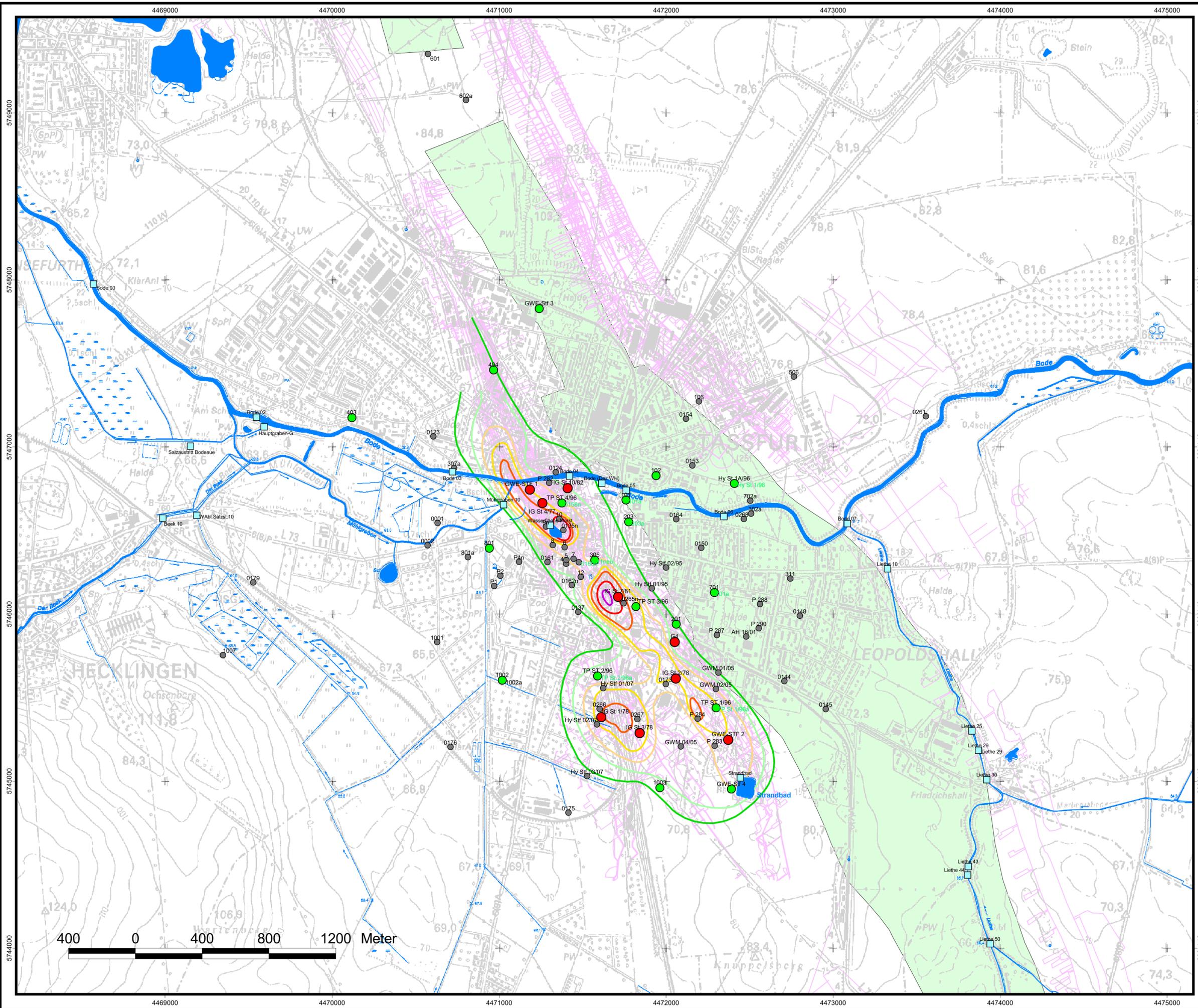


- Grundwasserisohypsen GWK 1
Stichtagsmessung Juni 2008
- Grundwasserisohypsen (sicher)
 - ⋯ Grundwasserisohypsen (vermutet)
 - ⋯ Grundwasserscheiden
 - Messpunkt Grundwasser
 - Messpunkt Oberflächenwasser

- Verbreitung des Gipsutes (Thormeier 2008, IHU GmbH)
 - Salzbergwerke in Staßfurt (K-UTEC 2002)
- Senkungsfeld Staßfurt
Senkungsraten 1994-96 [mm/a] (K-UTEC 1999)
- 1
 - 2.5
 - 5
 - 7.5
 - 10
 - 12.5
 - 15

Topographische Grundlage:
DTK25 des LVermGeo Sachsen-Anhalt
LVermDR/077/2001

Anlage 4
Grundwasserisohypsenplan
GWK 1 Lockergestein
Stichtagsmessung April 2009



- Beprobte Grundwassermessstellen
2007-2010
- GWK 1 Lockergestein
 - GWK 2 Buntsandstein/caprock
 - GWK 3 Grubenbaue/Sainar
- Beprobung von Oberflächenwasser
2007-2010
- Oberflächenwasser

- Verbreitung des Gipshutes
(Thormeier 2008, IHU GmbH)
 - Salzbergwerke in Staßfurt
(K-UTEC 2002)
- Senkungsfeld Staßfurt
Senkungsraten 1994-96
[mm/a] (K-UTEC 1999)
- 1
 - 2.5
 - 5
 - 7.5
 - 10
 - 12.5
 - 15

Topographische Grundlage:
DTK25 des LVermGeo Sachsen-Anhalt
LVermD/R/077/2001

Anlage 5
Probenahmepunkte
hydrochemische Analytik
Grund- und Oberflächenwasser
2007-2010

Anlage 6

Dokumentation der hydrochemischen Analysen

Anlage 6.1: Stammdaten der beprobten Grundwassermessstellen

Anlage 6.2: Analysedaten der beprobten Grundwassermessstellen

Zur Lage der Grundwassermessstellen siehe Anlage 5.

GWK	Stratigraphie Filter	Messstellen- bezeichnung	XCOORD	YCOORD	Geländehöhe m NN	Rohroberk. mNN	Filteroberk. m uGOK	Filterunterk. m uGOK
1	q	0123	4470605,60	5747061,90	66,81	66,71	3,00	5,00
1	q	0124	4471338,30	5746847,90	64,25	64,79	1,70	3,70
1	q	0135n	4471384,00	5746502,30	66,41	67,39	4,20	5,20
1	q	0137	4471472,30	5746012,00	66,13	66,13	3,00	5,00
1	q	0144	4472706,60	5745597,70	72,26	73,06	7,80	9,80
1	q	0145	4472954,40	5745430,70	72,13	72,68	5,30	7,30
1	q	0148	4472800,40	5745989,20	70,76	71,56	7,90	9,90
1	q	0150	4472209,90	5746395,30	66,80	67,60	5,50	7,50
1	q	0153	4472155,90	5746888,80	68,70	69,50	9,00	11,00
1	q	0154	4472117,40	5747168,00	70,50	70,68	7,20	9,20
1	q	0158n	4471376,60	5746662,80	66,22	67,23	6,40	8,40
1	q	0160n	4471475,80	5746309,00	63,88	63,74	3,00	5,00
1	q	0161	4471289,00	5746310,50	65,97	66,38	5,95	7,95
1	q	0162n	4471434,30	5746171,80	65,29	66,24	4,30	6,30
1	q	0164	4472058,80	5746566,90	64,64	65,36	7,25	9,25
1	q	0173	4471996,90	5745580,00	67,61	68,51	2,50	4,50
1	q	0175	4471414,00	5744810,30	67,86	68,76	3,60	5,60
1	q	0176	4470708,30	5745204,30	66,50	67,30	1,00	3,00
1	q	0179	4469526,90	5746188,50	65,17	67,30	1,20	3,20
1	q	0261	4473553,90	5747183,10	63,99	64,79	2,40	5,40
1	q	0265n	4471744,80	5746063,50	64,21	65,25	3,40	5,40
1	q	0266	4471601,50	5745431,70	64,06	65,28	5,20	6,10
1	q	0267	4471826,60	5745371,00	65,60	66,60	3,00	4,00
1	q	0268	4472465,00	5746567,80	63,61	64,47	9,20	12,20
1	q	10	4471359,30	5746568,70	67,47	68,47	6,50	8,50
1	q	11	4471569,20	5746321,70	67,22	68,21	5,40	7,40
1	q	11neu	4471569,20	5746321,70	67,20	67,20	5,40	7,40
1	q	12	4471488,10	5746221,00	62,85	63,29	4,60	5,60
1	q	4	4471399,90	5746300,70	62,88	62,88	4,00	6,00
1	q	5	4471401,00	5746323,20	62,99	62,99	4,00	6,00
1	q	6	4471391,90	5746400,00	63,29	63,29	6,00	8,00
1	q	7	4471444,80	5746329,70	64,58	64,57	6,00	8,00
1	q	8	4471320,00	5746411,50	64,16	64,16	4,00	6,00
1	q	9n	4471279,10	5746522,70	63,29	64,24	5,00	7,00
1	q	AH 16/01	4472478,30	5745865,10	71,04	70,79	3,50	29,50
1	q	1	4470630,90	5746543,70	65,05	64,90	2,20	10,20
1	q	2	4470571,20	5746410,50	66,85	66,70	2,70	12,70
1	q	1001	4470628,10	5745831,70	65,56	66,51	3,55	5,55
1	q	1002a	4471024,10	5745599,50	66,56	66,41	2,20	5,20
1	q	1007	4469344,80	5745753,30	70,88	70,88	2,55	5,55
1	q	101a	4471759,00	5746682,80	65,54	65,39	3,20	5,20
1	q	302a	4472507,30	5746600,60	63,36	64,28	1,50	9,50
1	q	307a	4470729,60	5746873,00	65,60	65,45	1,50	7,50
1	q	311	4472742,70	5746212,00	66,94	66,70	1,75	31,75
1	q	506	4472764,60	5747420,20	76,53	77,36	1,90	17,90
1	q	601	4470573,50	5749351,80	84,42	85,24	10,50	24,50
1	q	602a	4470801,30	5749075,00	82,73	82,58	10,20	20,20
1	q	701a	4472283,10	5746128,50	68,73	68,58	4,70	6,70
1	q	702a	4472502,90	5746677,90	63,47	64,37	1,65	15,65
1	q	801a	4470811,60	5746340,20	65,90	65,75	2,70	5,70
1	su-q	106	4472195,00	5747271,90	69,81	70,71	6,00	12,00
1	q	203a	4471777,00	5746550,90	66,38	66,22	3,00	5,00
1	q	GWM 01/05	4472312,00	5745649,20	72,06	71,91	6,00	8,00
1	q	GWM 02/05	4472296,40	5745550,40	73,11	72,96	6,00	8,00
1	q	GWM 04/05	4472087,40	5745207,00	71,64	72,96	7,00	9,00
1	q	Hy St 1/96	4472412,20	5746780,70	67,28	67,03	25,00	29,00
1	q	Hy Stf 01/95	4471912,80	5746152,50	68,81	68,62	3,50	5,50
1	q	Hy Stf 01/07	4471622,90	5745556,60	65,37	66,32	2,75	3,75
1	q	Hy Stf 02/95	4471998,00	5746277,00	68,56	68,46	5,60	7,60
1	q	Hy Stf 02/07	4471583,90	5745338,70	65,21	65,91	2,00	3,00
1	q	Hy Stf 03/07	4471526,10	5745028,70	67,12	67,99	3,00	4,00
1	q	P1	4470969,00	5746166,50	64,56	65,06	2,00	4,00
1	q	P2	4471006,80	5746228,10	64,24	64,74	2,00	4,00
1	q	P4	4471118,10	5746311,70	65,01	65,51	2,00	4,00
1	q	P 282	4471298,00	5746784,00	67,00	68,00	5,10	6,10
1	q	P 283	4472289,60	5745211,00	68,49	69,31	5,00	6,00
1	q	P 284	4472187,70	5745372,50	70,16	71,24	5,00	6,00
1	q	P 287	4472303,00	5745874,00	70,83	70,73	9,30	10,30
1	q	P 288	4472561,00	5746059,00	71,21	71,98	9,30	10,30
1	q	P 290	4472553,80	5745914,20	71,32	72,02	9,30	10,30
1	q	TP St 1/96a	4472293,50	5745437,30	72,15	73,10	6,00	8,00

GWK	Stratigraphie Filter	Messstellen- bezeichnung	XCOORD	YCOORD	Geländehöhe m NN	Rohroberk. mNN	Filteroberk. m uGOK	Filterunterk. m uGOK
1	q	TP St 2/96a	4471594,10	5745625,40	67,38	68,24	4,00	5,00
2	su	1002	4471018,20	5745603,50	66,81	66,66	51,00	57,00
2	su	1003	4471961,00	5744959,20	68,41	69,31	28,00	34,00
2	su	201	4472059,50	5745938,10	69,63	69,48	37,00	43,00
2	su	203	4471774,90	5746550,90	66,37	66,22	14,00	18,00
2	su	305	4471572,00	5746322,10	67,10	67,36	64,00	70,00
							78,26	90,26
2	su	403	4470116,80	5747174,70	66,33	67,23	30,00	34,00
2	su	404	4470965,50	5747460,50	70,00	70,90	22,00	30,00
2	su	801	4470941,00	5746393,40	65,91	65,76	18,00	24,00
2	su	GWE Stf 4	4472390,00	5744951,00	68,40	68,19	20,00	26,00
							40,00	54,00
2	su	TP ST 1/96	4472297,90	5745437,60	72,44	73,38	29,00	49,00
2	su	TP ST 2/96	4471588,60	5745628,90	67,90	68,90	28,00	40,00
2	su	TP ST 3/96	4471818,20	5746043,20	64,97	65,85	34,20	61,20
2	su	TP ST 4/96	4471374,90	5746664,10	66,27	67,11	33,00	43,00
2	z\cr	Hy St 1A/96	4472407,30	5746780,00	67,46	67,21	87,50	107,50
2	z3AN\cr	101	4471758,80	5746680,90	65,65	65,50	49,00	55,00
2	z\cr	102	4471938,60	5746827,80	72,41	73,10	42,00	50,00
2	z\cr	701	4472287,40	5746127,90	68,73	68,58	16,00	20,00
2	z\cr	GWE Stf 3	4471239,00	5747826,70	75,58	75,48	63,00	98,00
3	z3AN	GWE-STF 1	4471182,60	5746743,20	66,16	65,14	218,00	228,00
							253,98	258,98
							280,98	290,98
							297,98	302,98
3	z3AN-z2K	GWE-STF 2	4472371,00	5745246,10	68,70	67,81	244,00	250,00
							176,11	182,11
							211,11	216,11
							259,11	269,11
3	z2K	IG St 1/78 P1	4471611,60	5745382,00	64,86	65,38	283,50	287,50
3	z3AN	IG St 1/78 P2				65,36	375,00	379,00
3	z3AN	IG St 10/82	4471408,80	5746752,60	65,79	65,54	134,50	138,50
3	z2K	IG St 2/78	4472057,00	5745613,60	68,57	69,07	277,00	281,00
3	z2K	IG St 3/78	4471840,60	5745287,20	66,06	66,56	341,00	345,00
3	z2K	IG St 4/77 P1	4471257,50	5746664,10	64,10	63,87	213,47	217,87
3	z3NA\cr	IG St 4/77 P2				63,89	316,00	320,00
3	z2K,z2NAd	IG St 7/81	4471711,00	5746102,00	64,42	64,17	259,30	265,40
3	z3AN	G4	4472050,70	5745832,00	71,04	70,76	188,66	194,66
							200,39	212,40
							224,41	230,42

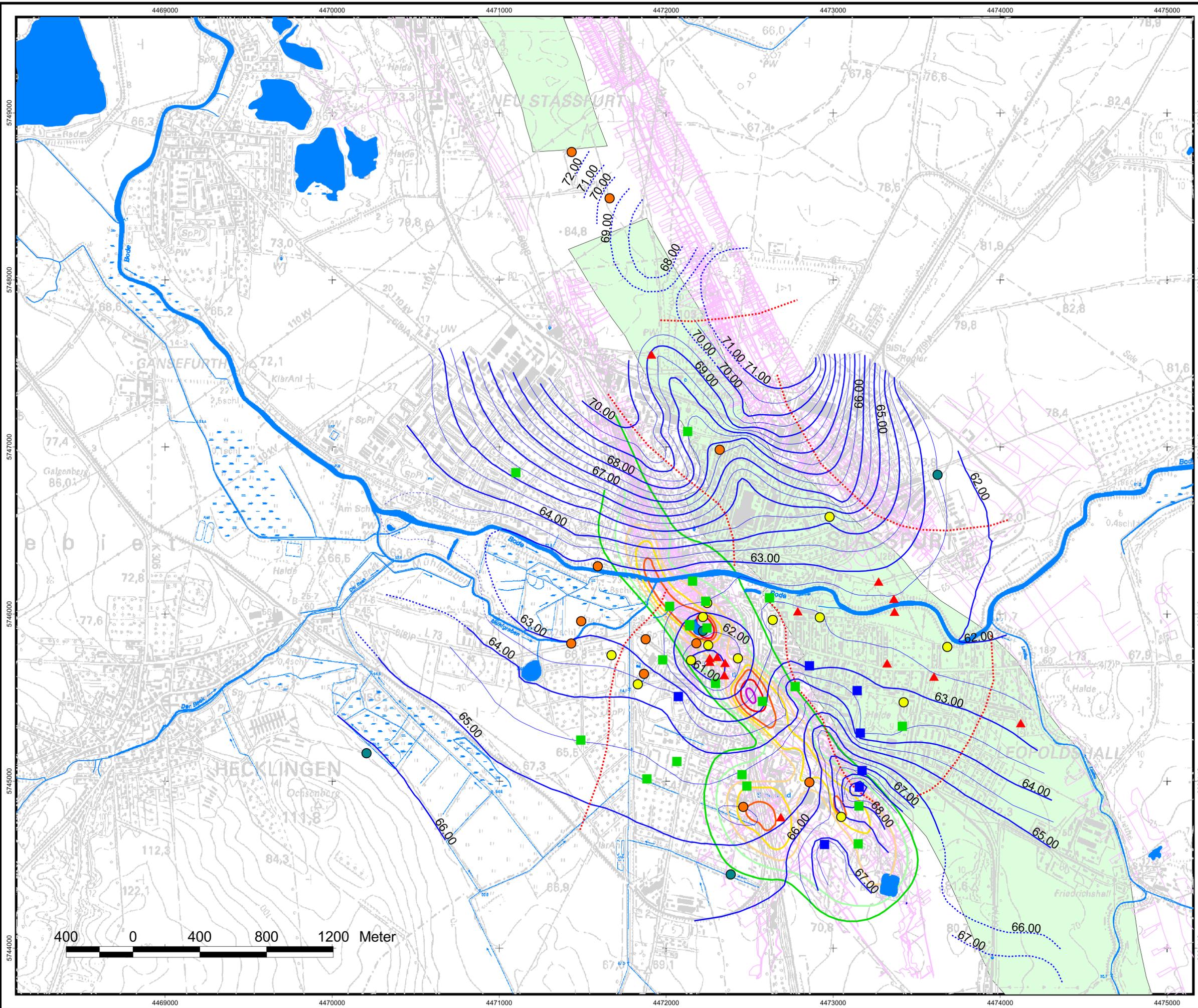
GWK	Stratigraphie	Messstelle	Datum	TW	PH	EH	O2	LEITF	DICHTE	Ca	Mg	Na	K	Li	Fe (ges.)	Fe(2+)	Mn	NH4	Sr	Ba	Al	Cl	SO4	HCO3	F	Br	NO3	SiO2
				°C		mV	mg/l	µS/cm	g/cm³	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	µg/l	µg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1	q	0262	12-Jul-08	11,25																								
1	q	0265n	17-Okt-07	14,5	7,48	-46	1,8	9800	1,004	522	529		292		0,82				3300			1773	3012	528,4		10,4		
1	q	0265n	17-Okt-07	14,5	7,48	-46	1,8	9800		533	504	978	299	0,109		0,552	1,3	0,03	4660	64	0,015	1740	2973	533	0,29	10,3	0,4	14,9
1	q	0265n	09-Jul-08	11,61																								
1	q	0266	23-Okt-08	13,2	7,16	-19	0,27	22000		341	202	4284	52,2	0,126			1,477	0,17	7500	28		6852	1073	322	1,03	3,2	21,8	6,9
1	q	0266	23-Okt-08	13,2	7,16	-19	0,27	22000	1,009	383	222	4270	85		4,2			0,08	6700			7094	1029	361,23		1	38	
1	q	0267	09-Jul-08	10,27																								
1	q	0267	27-Okt-08	11,7	6,22	-3	0,95	132000	1,063	1850	1770	33000	150		1170			1,5	59000			56859	3428	3,05		79,3	24	
1	q	0267	27-Okt-08	11,7	6,22	-3	0,95	132000		1770	1281	32808	176	0,669		864	13	0,13	51600	111		54956	3462		0,05	51	0,8	
1	q	0268	09-Jul-08	10,55																								
1	q	1	10-Jul-08	10,27																								
1	q	1	27-Okt-08	12,1	7,26	128	1,95	29800	1,008	311	125	6270	51		0,63			1,1	6000			9644	104	452,75		5,7	7,2	
1	q	1	27-Okt-08	12,1	7,26	128	1,95	29800	1,008	305	121	6342	43,5	0,183			2,34	0,28	5940	60		9184	1241	442		3,7	5,1	12
1	q	10	11-Jul-08	11,83																								
1	q	10	20-Okt-08	12,7	7,04	33	0,15	9720	1,002	626	220	1280	162		0,1			3,3	5600			2315	1346	835,95		3,3	32	
1	q	10	20-Okt-08	12,7	7,04	33	0,15	9720		601	214	1224	143	0,127			6,493	-0,01	5320	47		2253	1436	803	0,01	1,56	30,6	34,9
1	q	1001	10-Jul-08	10,95																								
1	q	1001	23-Okt-08	12,4	8,32	159	0,91	4040	1	16	8,34	860	6,4	0,063			0,005	-0,01	241	27		731	528	491	0,77	0,23	0,3	8,9
1	q	1001	23-Okt-08	12,4	8,32	159	0,91	4040	1	15	26	877	10		0,49			0,05	200			752	505	496,69		2,7	3	
1	q	1002a	10-Jul-08	12,45																								
1	q	1002a	23-Okt-08	14,8	7,33	181	0,18	6520	1,001	211	111	991	32,5	0,067			0,092	0,03	2680	26		1460	691	464	0,32	0,51	11,1	11,1
1	q	1002a	23-Okt-08	14,8	7,33	181	0,18	6520	1,001	232	125	1065	40		0,13			0,57	2900			1577	730	475,94		2,7	17	
1	q	1007	10-Jul-08	10,67																								
1	q	1007	27-Okt-08	12	7,14	188	3,21	5940	0,998	148	70	371	32		0,67			0,06	1200			440	379	61,02		4,7	130	
1	q	1007	27-Okt-08	12	7,14	188	3,21	5940	0,998	118	57,2	360	26,9	0,039			0,001	-0,01	856	65		428	337	421	0,2	0,4	97,5	10,4
1	q	101a	09-Jul-08	11,75																								
1	q	101a	23-Okt-08	14,1	6,9	63	4,34	6530	1,001	523	162	700	92,9	0,079			3,8	0,02	4210	21		860	1330	1312	0,33	2,22	14	27,2
1	q	101a	23-Okt-08	14,1	6,9	63	4,34	6530	1,001	610	177	800	105		0,61			3,8	4700			710	1473	1354,6		1	4	
1	q	11	10-Jul-08	11,99																								
1	q	11neu	23-Okt-08	13,3	6,91	181	1,89	8900	1,001	264	83	1300	70		0,1			0,08	2500			2171	559	529,03		1	137	
1	q	11neu	23-Okt-08	13,3	6,91	181	1,89	8900		259	79,3	1334	69,8	0,083			0,024	0,01	2300	37		2012	555	521	0,29	2,15	87,1	16
1	q	12	21-Okt-08	14,4	6,81	96	5,71	43500		699	309	8107	186	0,264			1,72	0,08	8660	181		14014	1494	540		6,8	6	19,9
1	q	12	21-Okt-08	14,4	6,81	96	5,71	43500	1,019	782	341	6980	220		1,1			0,31	5400			15509	1531	536,35		7,3	14	
1	q	2	10-Jul-08	11,01																								
1	q	2	23-Okt-08	12,3	7,29	131	0,24	26100	1,009	243	81	5840	70		0,59			0,14	3300			8405	1037	416,14		13	14	
1	q	2	23-Okt-08	12,3	7,29	131	0,24	26100	1,009	225	82,1	5561	46,4	0,199			0,738	0,18	3750	55		8161	1036	411		3,2	7,5	8,2
1	q	203a	09-Jul-08	12,57																								
1	q	203a	23-Okt-08	13,9	6,77	191	3,19	9420	1,003	372	163	1430	108		0,56			2,4	2700			2393	4387	590,65		1	167	
1	q	203a	23-Okt-08	13,9	6,77	191	3,19	9420	1,003	357	152	1442	98,1	0,113			0,536	0,02	2840	21		2387	856	567	0,29	1,27	110	19,9
1	q	302a	09-Jul-08	9,93																								
1	q	302a	27-Okt-08	12	6,52	104	3,74	47100	1,019	3166	1278	5840	350		10			12	33000			17228	1621	366,11		29,3		
1	q	302a	27-Okt-08	12	6,52	104	3,74	47100	1,019	3064	1198	5749	315	0,152			4,2	10,77	25900	125		16621	1754	360		21,4	3,3	17,9
1	q	307a	12-Jul-08	10,95																								
1	q	307a	27-Okt-08	12,4	7,34	173	2,73	38400	1,01	207	73	8550	130		2,1			0,12	3800			9754	1144	622,38		8,7	33	
1	q	307a	27-Okt-08	12,4	7,34	173	2,73	38400	1,01	171	71,7	4883	71,1	0,216			0,1	0,01	2630	47		6826	925	608	0,42	2,8	26,3	10,2
1	q	311	09-Jul-08	11,35																								
1	q	311	24-Okt-08	11,5	6,89	45	4,33	40100	1,019	1008	1864	7584	408	0,163			1,91	0,74	10100	36		13662	7246	477		31,7		11,9
1	q	311	24-Okt-08	11,5	6,89	45	4,33	40100	1,019	935	1721	7340	450		29,1			1,9	8000			11311	6996	513,16		39,6	10	
1	q	4	11-Jul-08	11,93																								
1	q	4	20-Okt-08	13,6	6,72	-16	0,84	100300		888	387	25993	199	0,423			0,816	0,67	16600	84		39324	2847	322		34		12,8
1	q	4	20-Okt-08	13,6	6,72	-16	0,84	100300	1,047	917	410	25800	250		6,1			0,84	8000			40132	2753	328,89		14	50	
1	q	5	11-Jul-08	12,05																								
1	q	5	20-Okt-08	13,9	6,61	-46	1,11	181200		1370	531	55885	348	0,629			1,78	1,56	29200	124		84450	4743	183		27		4,5
1	q	5	20-Okt-08	13,9	6,61	-46	1,11	181200	1,099	1503	486	55400	800		22			1,7	9200			87072	4658	187,33		32	4,4	

GWK	Stratigraphie	Messtelle	Datum	TW	PH	EH	O2	LEITF	DICHTE	Ca	Mg	Na	K	Li	Fe (ges.)	Fe(2+)	Mn	NH4	Sr	Ba	Al	Cl	SO4	HCO3	F	Br	NO3	SiO2	
				°C		mV	mg/l	µS/cm	g/cm³	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	µg/l	µg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1	q	501	11-Jul-08	10,93																									
1	q	506	12-Jul-08	11,19																									
1	q	506	27-Okt-08	11,1	7,24	204	1,35	3050	0,997	193	130	263	22		0,12			0,13	2900				333	686	478,99		3	3,2	
1	q	506	27-Okt-08	11,1	7,24	204	1,35	3050	0,997	184	118	248	18,7	0,034			0,001	0,04	1070	30			352	664	459	0,75	0,21	1,1	11,2
1	q	6	20-Okt-08	13,1	6,97	-5	0,18	15930		440	157	2859	57,3	0,09			0,06	-0,01	4610	36			4487	1185	634		3,1	15,3	
1	q	6	20-Okt-08	13,1	6,97	-5	0,18	15930	1,004	501	146	2910	70		0,1			1,4	5100				4732	1189	665,1		1	2,5	
1	q	601	11-Jul-08	11,01																									
1	q	601	24-Okt-08	11,5	6,82	174	3,78	11760	1,006	743	492	2398	21,2	0,103			0,588	0,11	2450	33			5289	1196	423		1,5	19,1	18
1	q	601	24-Okt-08	11,5	6,82	174	3,78	11760	1,006										2500				5654	1128	431,4		3,7	35	
1	q	602a	11-Jul-08	11,23																									
1	q	602a	24-Okt-08	11,6	7,19	103	6,66	17270	1,004	553	193	3085	36		8,7			0,36	2600				5522	823	273,97		5,3	57	
1	q	602a	24-Okt-08	11,6	7,19	103	6,66	17270	1,004	510	175	2991	24,2	0,1			0,469	0,14	2650	41			5236	883	257	0,66	0,89	29,7	13,8
1	q	7	11-Jul-08	12,27																									
1	q	7	27-Okt-08	13,7	6,9	174	0,33	43900		607	249	9242	124	0,153			0,189	0,07	7260	27			14607	1365	344		8,7	29,7	17,3
1	q	7	27-Okt-08	13,7	6,9	174	0,33	43900	1,016	642	267	9180	130		0,1			0,29	6100				15975	1317	347,8		11	52	
1	q	701a	09-Jul-08	11,93																									
1	q	701a	24-Okt-08	12,5	7,37	174	2,42	181	0,997	157	76,2	66,8	68,2	0,021			0,001	0,01	1210	35			180	392	376	0,05	0,14	11,1	10,5
1	q	701a	24-Okt-08	12,5	7,37	174	2,42	181	0,997	172	80	73,5	64,5		0,21			0,11	1500				189	391	382,58		3,7	11	
1	q	702a	12-Jul-08	10,87																									
1	q	702a	27-Okt-08	12,1	6,69	154	4,68	32800	1,014	609	1730	8120	260		2,9			1,6	13000				12809	2210	322,79		30,6	7,7	
1	q	702a	27-Okt-08	12,1	6,69	154	4,68	32800	1,014	1400	732	3881	131	0,111			4,4	0,06	11200	59			9050	2064	308	0,21	19,9	3	12,9
1	q	8	20-Okt-08	13,9	7,04	-6	0,13	24400	1,008	370	149	4925	48		0,1			0,08	6100				7695	1270	508,89		6	1	
1	q	8	20-Okt-08	13,9	7,04	-6	0,13	24400		317	171	4949	42,3	0,166			1,58	0,02	6090	40			7499	1300	505		3,6	0,5	9,4
1	q	801a	10-Jul-08	11,03																									
1	q	801a	23-Okt-08	12,6	7,15	166	0,22	9960	1,003	224	113	1890	25		0,1			0,14	3400				2590	983	511,33		1	59	
1	q	801a	23-Okt-08	12,6	7,15	166	0,22	9960	1,003	200	110	1895	19,6	0,117			0,429	0,02	3290	39			2537	969	503	0,35	1,3	37,8	10,7
1	q	9n	20-Okt-08	15,2	7,32	57	2,36	4130		409	93,4	299	84,4	0,043			0,493	-0,01	2320	59			556	853	677		0,7	21,9	27,2
1	q	9n	20-Okt-08	15,2	7,32	57	2,36	4130	1	451	104	330	94		0,1			0,12	3200				500	893	695,61		1	26	
1	q	Ach 01	11-Jul-08	14,98																									
1	q	Ach 02	11-Jul-08	13,32																									
1	q	Ach 03	11-Jul-08	17,03																									
1	q	Ach 04	11-Jul-08	14,2																									
1	q	Ach 05	11-Jul-08	13,04																									
1	q	Ach 08	11-Jul-08	11,7																									
1	q	Ach 11	11-Jul-08	17,47																									
1	q	Ach 13	09-Jul-08	12,31																									
1	q	Ach 16	11-Jul-08	12,07																									
1	q	Ach 17	11-Jul-08	12,55																									
1	q	Ach 18	11-Jul-08	11,9																									
1	q	Ach 20	11-Jul-08	15,94																									
1	q	GVV 1/96	12-Jul-08	10,43																									
1	q	GWM 01/05	21-Okt-08	13,5	7,14	167	6,53	3180		119	127	204	297	0,04			0,001	0,07	778	32			248	712	560	0,23	0,71	182	9,3
1	q	GWM 01/05	21-Okt-08	13,5	7,14	167	6,53	3180	0,999	126	132	233	285		0,65			0,04	1100				248	716	565,64		2	188	
1	q	GWM 02/05	21-Okt-08	15	7,46	88	4,08	852	0,997	64	28	56,6	38,9		0,48			0,08	500				62	128	269,7		1	2,3	
1	q	GWM 02/05	21-Okt-08	15	7,46	88	4,08	852		62,7	27,7	51,3	35,7	0,014			0	-0,01	280	45			65	124	257	0,28	0,06	4,3	11,4
1	q	GWM 04/05	21-Okt-08	12,3	8,28	131	2,43	2780		11,7	5,57	613	7,6	0,03			0,001	-0,01	118	13			122	503	637		0,28	206	8,9
1	q	GWM 04/05	21-Okt-08	12,3	8,28	131	2,43	2780	0,998	13	7,5	612	15		0,18			0,09	200				129	580	658,99		1	199	
1	q	GWM1 Soda	11-Jul-08	13,1																									
1	q	GWM2 Soda	11-Jul-08	11,53																									
1	q	GWM3 Soda	11-Jul-08	11,45																									
1	q	GWM4 Soda	11-Jul-08	11,35																									
1	q	Hy St 1/96	15-Okt-07	12,8	6,72	79	0,1	78000		6254	3323	13317	768			45,6	5,36	20	46500				41525	2199	181		98		10,5
1	q	Hy St 1/96	15-Okt-07	12,8	6,72	79	0,1	78000	1,047	6012	3517		765		38				46000				40096	1943	264		103		
1	q	Hy St 1/96	02-Apr-08	11,9	6,71	-84,7	0,58	88300		5485	3468	13053	748	0,16		42,4	4,84	18	43700				40150	2128	165		100		8

GWK	Stratigraphie	Messtelle	Datum	TW	PH	EH	O2	LEITF	DICHTE	Ca	Mg	Na	K	Li	Fe (ges.)	Fe(2+)	Mn	NH4	Sr	Ba	Al	Cl	SO4	HCO3	F	Br	NO3	SiO2	
				°C		mV	mg/l	µS/cm	g/cm³	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	µg/l	µg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1	q	Hy St 1/96	02-Apr-08	11,9	6,71	-84,7	0,58	88300	1,044	5812	3402	13300	770		46				86000			39351	1728	162,3			1		
1	q	Hy Stf 01/07	10-Jul-08	14,29																									
1	q	Hy Stf 01/07	23-Okt-08	14,8	7,15	178	0,39	5710	1	220	131	792	52		0,1			0,06	2600			1339	686	453,97		2,7	48		
1	q	Hy Stf 01/07	23-Okt-08	14,8	7,15	178	0,39	5710		195	119	796	41,8	0,08		0,001	0,05	2310	15		1214	627	447	0,54	0,31	30,8	10,2		
1	q	Hy Stf 01/95	21-Okt-08	14,9	7,06	85	3,06	4740	0,999	191	251	312	280		0,4			0,05	1500			612	1045	568,08		2,5	166		
1	q	Hy Stf 01/95	21-Okt-08	14,9	7,06	85	3,06	4740		173	243	298	269	0,054		0,004	-0,01	971	17		577	1013	561	0,57	2,97	111	10,4		
1	q	Hy Stf 02/07	23-Okt-07	11,8	7,25	181	0,19	3620		191	130	393	12,3	0,051		0,011	0,05	1740	14		558	764	385	0,53	0,36	26,1	9,5		
1	q	Hy Stf 02/07	23-Okt-07	11,8	7,25	181	0,19	3620	1	210	139	407	14		0,1			0,05	2500			601	827	395,4		2	38		
1	q	Hy Stf 02/07	10-Jul-08	12,53																									
1	q	Hy Stf 02/95	21-Okt-08	14,2	6,84	101	0,83	4150	1,001	551	275	152	38,5		0,64			16	8700			99	2000	738,32		27,3	17		
1	q	Hy Stf 02/95	21-Okt-08	14,2	6,84	101	0,83	4150		480	257	131	34,7	0,067			1,63	2,8	5740	13		99	1803	645	0,11	0,25	17,7		
1	q	Hy Stf 03/07	10-Jul-08	10,71																									
1	q	Hy Stf 03/07	23-Okt-08	11,9	7,2	218	1,7	2930	1	220	172	203	12		0,1			0,05	1800			374	814	376,48		1,7	95		
1	q	Hy Stf 03/07	23-Okt-08	11,9	7,2	218	1,7	2930		210	165	185	10,7	0,039		0,002	-0,01	1430	25		365	752	371	0,48	0,29	77,2	9,6		
1	q	P 282	21-Okt-08	13,6	10	-24	1,24	8640	1,003	24	3	2240	80		4,7			24	200			545	2580	2257,67		1			
1	q	P 282	21-Okt-08	13,6	10	-24	1,24	8640		22,4	2,21	2194	71,9	0,033			0,149		543	194		560	2249	1207		2,6		21	
1	q	P 283	09-Jul-08	10,47																									
1	q	P 283	21-Okt-08							514	25,1	1946	214	0,287		0,022	0,33	14300	7		1732	3198	122		4,39	2,83	3,2		
1	q	P 284	21-Okt-08	14,5	8,07	46	5,6	23200	1,012	601	651	5150	460		4,2			20	5600			4141	8032	665,1		28	79		
1	q	P 287	21-Okt-08	15	7,19	219	2,34	2340	0,998	230	117	100	73,5		2,7			0,15	3000			233	704			28,6	24		
1	q	P 287	21-Okt-08	15	7,19	219	2,34	2340		219	113	98,2	75,3	0,03		0,007	0,01	2190	21		252	717	283	0,37	0,63	20,4	12,5		
1	q	P 288	24-Okt-08	12,5	6,9	150	0,27	152300	1,008	601	792	2670	420		0,33			0,34	2600			4219	4527	498,52		6	3,2		
1	q	P 288	24-Okt-08	12,5	6,9	150	0,27	152300		596	844	2607	448	0,073		0,525	0,19	2380	15		4299	4403	490	0,13	3,68	1,01	11,2		
1	q	P 290	24-Okt-08							238	231	353	220	0,024		2,28	0,01	2070	53		674	963	798	0,77	2,27	0,42	15,4		
1	q	P 290	24-Okt-08						1,008	212	196	404	265		2,4			0,16	3200			652	590	842,05		1	11		
1	q	P1	10-Jul-08	10,59																									
1	q	P1	27-Okt-08	11,7	7,11	167	0,17	15300	1,003	289	179	3200	50		0,13			0,1	4600			4862	856	447,26		2	32		
1	q	P1	27-Okt-08	11,7	7,11	167	0,17	15300		254	162	2962	28,4	0,123			0,103	-0,01	4380	34		4620	877	440		1,8	17,9	10,1	
1	q	P2	10-Jul-08	9,8																									
1	q	P2	27-Okt-08	12,3	7,29	138	4,79	22500	1,007	332	134	4970	60		8,4			0,24	4200			6895	1909	560,76		5,7	1,9		
1	q	P2	27-Okt-08	12,3	7,29	138	4,79	22500		285	120	4750	28,9	0,093			1,03	0,27	5320	22		6403	1994	558	0,03	3,2	0,69	8,7	
1	q	P4	10-Jul-08	12,83																									
1	q	P4	27-Okt-08	14,2	6,92	170	0,25	8050		240	117	1414	24,7	0,102		0,039	0,02	2750	37		1935	918	549	0,37	0,43		9,7		
1	q	P4	27-Okt-08	14,2	6,92	170	0,25	8050	1	273	125	1400	40		0,77			0,06	3300			1914	926	554,65		7	1		
1	q	TP St 1/96a	09-Jul-08	10,55																									
1	q	TP St 1/96a	21-Okt-08	12,2	7,7	110	2,11	4040	0,998	52	60	548	22		0,36			0,09	500			631	407	407,6		35,3	27		
1	q	TP St 1/96a	21-Okt-08	12,2	7,7	110	2,11	4040		41	54,46	534	19,3	0,043		0,003	-0,01	438	16		554	389	406	0,51	1,4	16,9	9,7		
1	q	TP St 2/96a	17-Okt-07	12,5	7,43	14	0,25	2800		138	106	311	33,6	0,056		0,011	0,003	-0,01	1550	18	0,005	474	405	482	0,255	0,29	71,8	9,2	
1	q	TP St 2/96a	17-Okt-07	12,5	7,43	14	0,25	2800	0,998	151	98		34		0,1				1000			451	407	480,2		0,47			
1	q	TP St 2/96a	01-Jul-08	12,29																									
1	q	TP St 2/96a	23-Okt-08	12,8	7,11	168	0,2	3890	1	201	137	442	41,5		0,1			0,15	2600			712	662	457,64		2,7	11		
1	q	TP St 2/96a	23-Okt-08	12,8	7,11	168	0,2	3890		189	131	429	39,7	0,067		0,001	0,05	2100	24		689	629	450	0,44	0,2	61,9	9,5		
1	suC-q	106	12-Nov-07						1,025	5772	759	5310	139		0,55				46000			20519	917	206		4,38			
1	suC-q	106	28-Mrz-08	11,9	6,67	141,4	0,11	58000	1,027	5951	743	6313	149	0,32		0,04	0,05	0,3	52300			22515	896	217		6		10,1	
1	suC-q	106	28-Mrz-08	11,9	6,67	141,4	0,11	58000	1,027	6313	826	6750	138		0,66				46000			23097	777	216,6				61	
1	suC-q	106	12-Jul-08	11,73																									
2	q-z\cr	Bg. Schubertstr	24-Okt-08	12,5	9,19	74	0,13	4690																					
2	su	201	19-Feb-08						1,086	1020	4945	37200	800		2,2				3300			66755	11880	294					
2	su	201	01-Apr-08	13,5	6,56	-24,3	0,62	150800	1,092	1052	5376	41600	670		5,5				23000			72338	12088	317,9				1	
2	su	201	01-Apr-08	13,5	6,56	-24,3	0,62	150800	1,092	993	5024	40123	646	0,28		6,8	0,4	2,5	22100			70020	12144	1262		158		5,3	
2	su	203	05-Dez-07						1,033	1122	899	14500	228		0,45				4100			25499	2880	343					
2	su	203	01-Apr-08	13,6	6,58	5,5	0,56	76700	1,036	1263	1045	17400	242		0,77				16000			30394	2767	370,4				19	
2	su	305	16-Jan-08						1,114	1530	1330	65000	415		2				5000			98090	5913	163					
2	su	305	30-Jan-08						1,125	1954	948	70200	930		1,7				3600			118294	2016	142					

GWK	Stratigraphie	Messtelle	Datum	TW	PH	EH	O2	LEITF	DICHTE	Ca	Mg	Na	K	Li	Fe (ges.)	Fe(2+)	Mn	NH4	Sr	Ba	Al	Cl	SO4	HCO3	F	Br	NO3	SiO2	
				°C		mV	mg/l	µS/cm	g/cm³	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
2	su	305	30-Jan-08						1,126	1723	863	71300	940		1,1				3400			113745	5580	325					
2	su	305	01-Apr-08	13,3	6,38	-27,8	0,56	202000	1,126	1578	968	69464	522	0,4		2,64	0,62	3	37600			108492	5724	156		47		3,6	
2	su	305	01-Apr-08						1,126	1733	929	75000	530						34000			115601	5730						
2	su	403	26-Mrz-08	11,8	6,75	1,1	0,85	139000	1,072	1453	492	39600	415		4,1				24000			61239	3981	205,6			58		
2	su	403	26-Mrz-08	11,8	6,75	1,1	0,85	139000	1,072	1321	528	38348	377	0,66		4,64	0,55	1,4	29200			59317	4169	206		33		6	
2	su	404	05-Nov-07						1,027	501	699	14300	176		0,8				4000			23749	2110	291		12,6			
2	su	404	26-Mrz-08	12,9	7,2	-26,1	1,5	58400	1,025	370	276	12892	167	0,23		0,55	0,17	0,34	8490			20636	1945	273		12		6,5	
2	su	801	30-Jan-08						1,025	932	85	13600	185		1,6				2500			21979	4527	418					
2	su	801	01-Apr-08	11,6	7,02	39	0,18	69800	1,027	601	231	17500	94		1,9				13000			23633	2274	422,8				1	
2	su	801	01-Apr-08	11,6	7,02	39	0,18	60800	1,027	543	251	15136	98	0,18		1,73	0,38	0,76	12000			23459	2130	423		8		7,4	
2	su	GWE Stf 4	03-Mai-10							35	3000	30500	504		2,09				4,5	7120			44814	17217			107		0,96
2	su	TP ST 1/96	16-Okt-07	11,7	7,28	111	3,1	23000	1,014	391	668		220		0,14				3300			10639	2196	357		27,7			
2	su	TP ST 1/96	16-Okt-07	11,7	7,28	111	3,1	23000	1,014	366	600	6140	224	0,12		0,17	0,368	0,21	4990	40	0,01	10400	2220	365		28,4	0,4	7	
2	su	TP ST 1/96	27-Mrz-08	11,3	7,11	21,8	0,03	28500	1,008	351	554	3990	214		0,1				4600			6773	1646	392,3			11		
2	su	TP ST 1/96	27-Mrz-08	11,3	7,11	21,8	0,03	28500	1,008	305	533	3857	214	0,12		0,6	0,47	0,07	3750			6824	1914	390		24		7,6	
2	su	TP ST 2/96	31-Mrz-08	12,3	6,42	-13,5	2,06	148600	1,084	1854	3542	42300	885		8				34000			71095	6481	212,9			1		
2	su	TP ST 3/96	27-Mrz-08						1,12	1503	8384	57300	1180						24000			105829	8148						
2	su	TP ST 3/96	27-Mrz-08	13	6,33	-19,1	0,08	186600	1,12	1393	8254	51641	1180	0,36		7,3	1,25	8,7	31500			100498	7957	277		382		4,2	
2	su	TP ST 4/96	27-Mrz-08	13	6,46	12,3	0,5	186800	1,105	1613	759,4	63500	1000		5,1				23000			92009	4654	266,6			3		
2	su	TP ST 4/96	27-Mrz-08	13	6,46	12,3	0,5	186800	1,105	1540	737	55711	986	0,37		5,2	0,58	13	36200			91044	4740	269		33		5,1	
2	suBG	1002	06-Feb-08						1,085	1844	529	46600	455		1,2				4500			76570	5971	140					
2	suBG	1002	01-Apr-08	12,6	6,92	57	0,26	166600	1,092	1728	610	64000	225		2,9				40000			81822	4506	134,2			1		
2	suBG	1002	01-Apr-08	12,6	6,92	57	0,26	166600	1,092	1493	651	50435	250	0,37		2,18	0,35	2,8	39100			78833	4715	135		29		4,3	
2	suC	1003	10-Mrz-08						1,06	1764	1646	26700	340		4,8				6600			51600	3959	160					
2	suC	1003	02-Apr-08	11	6,87	-81	0,7	128500	1,063	1736	859	34107	215	0,31		4,76	0,67	1,6	46500			55432	3554	155		23		6,2	
2	suC	1003	02-Apr-08	11	6,87	-81	0,7	128500	1,063	1834	996	35400	350		6,7				6400			51697	3107	157,4			1		
2	zlcr	102	19-Nov-07						1,047	7866	1792		630		11				42000			39600	1274	366		52,2			
2	zlcr	102	28-Mrz-08	14,1	6,21	0	0,1	92700	1,046	6997	2164	13113	672	0,27		10,8	4,39	51	57200			39274	1448	340		60		10,1	
2	zlcr	102	28-Mrz-08	14,1	6,21		0,1	92700	1,046	7335	2351	13700	780		12				47000			40306	1235	345,3			1		
2	zlcr	701	28-Feb-08						1,008	902	614	2560	216		11				4300			5399	2790	342					
2	zlcr	701	02-Apr-08	12,4	6,86	-213,1	0,43	16680	1,006	703	556	2152	190	0,14		5,51	0,47	0,91	6280			4512	2447	368		17		9,4	
2	zlcr	701	02-Apr-08	12,4	6,86	-213,1	0,43	16680	1,006	802	626	2400	215		6,8				6400			4680	2438	361,2			1		
2	zlcr	GWE Stf 3	20-Okt-10							12807	365	15607	235			7,36	4,37	33,8				48368	1272	131			13,3	9	
2	zlcr	GWE Stf 3	20-Okt-10							9465	459	33287	214	0,33		5,55	4,76	24,5				67453	1522	153			22,2	7	
2	zlcr	GWE Stf 3	20-Okt-10							12724	319	11791	288	0,27		1,2	4,67	44,3	90000			41862	1232	136		8,55		8	
2	zlcr	Hy St 1A/96	15-Okt-07	15,4	6,1	150	0,05	220000	1,107	1202	17253		4740		34				15000			188218	8481	347					
2	zlcr	Hy St 1A/96	15-Okt-07	15,4	6,1	150	0,05	220000	1,107	886	16609	88943	4809			43,5	1,8	7,4	19300			188000	8410	366		510		4,6	
2	zlcr	Hy St 1A/96	02-Apr-08	14,3	5,98	-50,5	0,66	228000	1,208	590	19460	82239	5629	0,54		35,4	1,63	9,9	15500			178767	11314	486		626		2,7	
2	zlcr	Hy St 1A/96	02-Apr-08	14,3	5,98	-50,5	0,66	228000	1,208	902	21930	82500	6000		31				19000			191613	11625	502,2			4,8		
2	z3ANlcr	101	05-Dez-07						1,073	1543	4447	29600	1040						4600			55649	7329	345					
2	z3ANlcr	101	28-Mrz-08	13,5	6,52	-33,9	0,38	132500	1,074	1603	4817	30900	1100		12				19000			60274	7629	365,5			1,8		
2	z3ANlcr	101	28-Mrz-08	13,5	6,52	-33,9	0,38	132500	1,074	1603	4684	31538	1131	0,41		15,1	1,03	2,7	23100			60042	7764	372		129		6,5	
3	z2K	GWE Stf 2	09-Dez-09							29	79013	10170	18627	1,6					60	140			241916	32621	611		2914		
3	z2K	GWE Stf 2	21-Mai-10	14,34	4,5					32	79456	10332	19026	1,6		12	3,7	62	60			245709	32860	622		2980		0,7	
3	z2K	IG St 1/78	31-Mrz-08	14	5,59	-325	0,48	123500	1,285	701	84625	10000	20400		56				1300			262247	28640	538,2			5,5		
3	z2K	IG St 1/78	31-Mrz-08	14	5,59	-325	0,48	123500	1,285	48,3	84670	10304	17080	1,45		30,5	4,69	47	296			248190	28206	371		3118		0,6	
3	z2K	IG St 2/78	01-Apr-08	11	6,24	45	0,35	120600	1,283	501	84139	10800	19200		95				2000			258371	28383	582,7			10		
3	z2K	IG St 2/78	01-Apr-08	11,1	6,24	45	0,35	120600	1,283	36	83502	9680	17564	1,32		57,9	4,47	47	397			244450	32989	520		3135		0,4	
3	z2K	IG St 3/78	26-Mrz-08	10,5	6,46	-106	0,9	199400		44	82660	9678	16348	1,59		45,5	7,72	49	46			246837	26719	701		3336		0,1	
3	z2K	IG St 4/77	31-Mrz-08	14,2	5,7	-13	0,48	123800	1,284	701	84625	11200	18400		67				1300			257595	28476	502,2			5,9		
3	z2K	IG St 4/77	31-Mrz-08	14,2	5,7	-13	0,48	123800	1,284	41,4	82960	9720	17171	1,53		51,3	6,51	37	16			252328	27244	490		2744		0,4	
3	z2K,z2NAd	IG St 7/81	28-Mrz-08	14,4	5,7	40	0,8	121700	1,284	902	83896	11300	15800		23				550			262407	29258	452,1			4,9		
3	z2K,z2NAd	IG St 7/81	28-Mrz-08	14,4	5,7	40	0,8	121700	1,284	44,7	85833	10283	17542	1,51		16,7	5,94	46	75			260713	30105	242		2741		0,4	
3	z3AN	G4	13-Feb-09						1,277	177	81938	11990	19665									250720	33308						

GWK	Stratigraphie	Messtelle	Datum	TW	PH	EH	O2	LEITF	DICHTE	Ca	Mg	Na	K	Li	Fe (ges.)	Fe(2+)	Mn	NH4	Sr	Ba	Al	Cl	SO4	HCO3	F	Br	NO3	SiO2
				°C		mV	mg/l	µS/cm	g/cm³	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	µg/l	µg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
3	z3AN	G4	23-Feb-09						1,273	354	82810	11950	17934									255047	28869					
3	z3AN	G4	01-Apr-09						1,276		77897	12463	18302									242021	28249					
3	z3AN	G4	01-Apr-09						1,275		75530	12502	18669									236458	26972					
3	z3AN	GWE Stf 1	20-Mai-10	16,15	4,6					38	78565	10084	18584	1,8		48	6,8	66	40			242332	27039	462		2756		0,6
3	z3AN	GWE Stf 1	20-Mai-10	15,89	5,1					42	78193	10092	18632	1,7		82	7,6	42	60			235846	26174	330		2706		0,4
3	z3AN	GWE Stf 2	09-Dez-09							99	76685	13346	18127	1,4				56	290			240802	24016	371		2821		
3	z3AN	GWE Stf 2	09-Dez-09							47	81791	10669	18666	1,6				62	120			251772	30864	570		3094		
3	z3AN	GWE Stf 2	20-Mai-10	12,63	5					100	73287	12587	17291	1,4			5,1	56	320			230536	22840	369		2743		0,5
3	z3AN	GWE Stf 2	21-Mai-10	13,73	5					41	78495	10362	18046	1,5		45	4,2	62	50			247550	30264	597		2946		0,4
3	z3AN	GWE Stf 2	21-Mai-10	13,23	4,5					50	78260	10262	17282	1,5		20	3,8	56	50			244835	26924	111		2987		0,6
3	z3AN	IG St 10/82	27-Mrz-08	12,3	6,3			162000	1,25	1904	61430	34100	16000		23				2500			222831	14567	502,8			4,8	
3	z3AN	IG St 10/82	27-Mrz-08	12,3	6,3			162000	1,25	170	60507	31932	15966	2,8		21,8	2,83	24	2990			216811	24606	612		1605		1
3	z3NA\cr	GWE Stf 1	09-Dez-09							52	83633	11522	20330	1,8				69	200			262503	27937	450		2892		
3	z3NA\cr	GWE Stf 1	20-Mai-10	15,51	5,2					66	74991	11534	17476	1,4		221	15,4	58	230			230905	27779	128		2759		7,1
3	z3NA\cr	IG St 4/77	01-Apr-08	14,7	5,97	59	0,84	123800	1,287	501	84746	15400	15500		99				1300			258000	30451	546,1			6,9	
3	z3NA\cr	IG St 4/77	01-Apr-08	14,7	5,97	59	0,84	123800	1,287	38,9	88759	10734	18080	1,51		51,3	5,61	38	30			260382	32399	488		2687		0,2



- Grundwasserisohypsen GWK 1
Stichtagsmessung Juni 2008
- Grundwasserisohypsen (sicher)
 - - - Grundwasserisohypsen (vermutet)
 - Grundwasserscheiden
 - Messpunkt Grundwasser
 - Messpunkt Oberflächenwasser

- Chloridgehalt [mg/l]
- 0 - 250
 - 250 - 500
 - 500 - 2000
 - 2000 - 5000
 - 5000 - 10000
 - ▲ 10000 - 85761

- Verbreitung des Gipshutes (Thormeier 2008, IHU GmbH)
- Salzbergwerke in Staßfurt (K-UTEK 2002)
- Senkungsfeld Staßfurt
Senkungsraten 1994-96 [mm/a] (K-UTEK 1999)

 - ▲ 1
 - ▲ 2.5
 - ▲ 5
 - ▲ 7.5
 - ▲ 10
 - ▲ 12.5
 - ▲ 15

Topographische Grundlage:
DTK25 des LVermGeo Sachsen-Anhalt
LVermD/R/077/2001

Anlage 7
Chloridverteilung in mg/l
im GWK 1 Lockergestein

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die Urheberin der vorliegenden Dissertation bin und diese ohne fremde Hilfe und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Quellen und Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus den benutzten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen wurden als solche kenntlich gemacht. Ich habe die Arbeit weder in der vorliegenden Fassung noch in einer anderen an einer anderen Fakultät oder Hochschule eingereicht.

Cottbus, den 25.10.2013