

ARCHIVIERUNGSEXEMPLAR



UFZ-Bericht

UFZ-Bericht • UFZ-Bericht • UFZ-Bericht • UFZ-Bericht

UFZ - Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH

Nr. 24/1998

Dissertation

**Herkunft der balneologisch
wertbestimmenden Eigenschaften
in sächsischen Mineral- und
Thermalwässern**

Kurt von Storch

ISSN 0948-9452

Herkunft der balneologisch wertbestimmenden Eigenschaften in sächsischen Mineral- und Thermalwässern

Von der Fakultät für Physik und Geowissenschaften

der Universität Leipzig

genehmigte

D I S S E R T A T I O N

zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium

(Dr. rer.nat.)

Archiv

von Diplom-Geologe Kurt von Storch

Leipzig, den 30.06.1998

Gutachter

Prof. Dr. W. Gläßer, UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH

Prof. Dr. G. Michel, Universität Hannover

Prof. Dr. H. Jordan, HGC Hydro-Geo-Consult GmbH, Freiberg

Zusammenfassung

Es wurden geochemische Untersuchungen zur Herkunft und Genese von sächsischen Mineral- oder Thermalwässern durchgeführt, um die wesentlichen Prozesse (natürlich und anthropogen) zusammenzufassen, die in Sachsen zur Bildung dieser wertvollen Ressourcen beitragen. Dieses betrifft die Herkunft von Chloridanomalien sowie den vom DEUTSCHEN BÄDERVERBAND E.V. et al. (1991) festgelegten balneologisch relevanten Eisen-, Radon-, Fluorid- und CO₂-Gehalten und der natürlichen Temperatur von $\geq 20^{\circ}\text{C}$ am Austrittsort.

Hierzu wurden durch eine historische Recherche eine Vielzahl von Einzelinformationen über die Mineral- und Thermalwässer systematisch zusammengetragen und von 57 Standorten Daten zur chemischen und isotopischen Beschaffenheit sowie zur hydrogeologischen und geologischen Situation ausgewertet. Von 37 Vorkommen konnten weitgehend einheitlich neben einer umfangreichen chemischen Analyse Isotopenanalysen von $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$, sowie der Tritiumgehalt und das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis und von einem Teil der Wässer ^{14}C -Altersbestimmungen mit einbezogen werden.

Der Hauptteil der Arbeit ist die Interpretation der chemischen und isotopischen Signaturen der Wässer und der konsequente genetische Vergleich aller Vorkommen untereinander. Durch den überregionalen Vergleich konnten die Vorkommen zu genetischen Modellen zusammengefaßt und eine Regionalisierung der Bildungsbedingungen vorgenommen werden.

Es zeigte sich, daß besonders die jungpaläozoischen Granite in Zusammenhang mit deren tektonischer Position und den daran gebundenen postintrusiven Prozessen wichtig für die Bildung balneologisch relevanter spezifischer Eigenschaften sind.

Weiterhin zeigte sich, daß bei kleinräumiger Betrachtung von Quellsystemen in Kluftgrundwasserleitern die Einbindung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in die Komplexinterpretation der chemischen und isotopischen Beschaffenheit in Kombination mit den übrigen Isotopendaten ($\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$, ^3H , ^{14}C) besonders deutlich genetische Differenzierungen ermöglicht. Dieses ist insbesondere bei den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Variationen in den Mineralwässern des südlichen Vogtlandes erkennbar, die sich gut der regionalen geologischen und hydrodynamischen Situation zuordnen ließen.

In einzelnen konnten zu den jeweiligen balneologisch relevanten Eigenschaften folgende Schlußfolgerungen bezüglich deren regionalen und genetischen Spezifikationen getroffen werden:

Bei der Herkunft der **Chloridanomalien** konnte regional differenziert werden. Die hohen Cl-Gehalte in den Mineral- und Thermalwässern im *nördlichen Vogtland*, dem *Erzgebirgischen Becken* und der *Bornaer Mulde* sind auf den Einfluß von residualen hochsalinaren Lösungen („Mutterlaugen“) und die hochsalinaren Salzwasserzutritte in den Gruben im *Zwickauer Steinkohlerevier* auf den Einfluß konnater Wässer zurückzuführen. Im *südlichen Vogtland* resultieren die leicht erhöhten Cl⁻-Gehalte aus der Lösung von Salzablagerungen des Tertiärs und dem Einfluß von Mutterlaugen.

Bezüglich der **Eisengehalte (Fe²⁺) ≥ 20 mg/l** lassen sich zwei Bildungstypen bei den Mineral- und Thermalwässern unterscheiden. Der Typ „Pyritverwitterung“ ist insbesondere an den Randbereichen der tertiären Braunkohleablagerungen in Gebieten ehemaligen untertägigen Bergbaus verbreitet. Der Typ „Lösung Fe-Mineralen“ ist in erster Linie an die kontaktmetamorph überprägten Randbereiche granitischer Intrusionen gebunden.

Radonaktivitäten ≥ 666 Bq/l sind in Mineral- und Thermalwässern im wesentlichen im Bereich jungpaläozoischer Granite zu erwarten. Besonders hohe Radonaktivitäten wie im Wasser der *Radonquelle* in *Bad Brambach* sind die Folge einer Akkumulation von ausgefallenen Radonmutternukliden und Eisenhydroxyden im Bereich der Vermischung von Lösungen unterschiedlichen Redoxpotentials.

Fluoridgehalte ≥ 1 mg/l sind im wesentlichen auf Mineral- und Thermalwässer des kristallinen Grundgebirges beschränkt und dort an Zonen mit erhöhter Tiefengrundwasserführung in Verbindung mit einem erhöhten Angebot an fluoridhaltigen Mineralen gebunden.

Säuerlinge treten in vier Regionen auf: *südliches Vogtland*, *nordwestlicher Elbtalgraben* (Region Meissen-Dresden-Briesnitz), *südöstlicher Elbtalgraben* (Region Königstein-Bad Gottleuba) und *Zittauer Becken*. Die CO₂-Zutritte im *südlichen Vogtland* und im *südöstlichen Elbtalgraben* sind auf einen von STRAUCH et al. 1997 vermuteten Karbonatit (ähnlich dem Karbonatit von Roztocky, Egergraben) zurückzuführen. Die CO₂-Anomalien im Zittauer Becken sind die Folge postmagmatischer Entgasungsprozesse eines in relativ geringer Tiefe vorhandenen Magmenherdes.

Bei den **Thermalwässern**, die alle aus dem kristallinen Grundgebirge stammen, ist ein genetischer Zusammenhang zu den jungpaläozoischen Graniten besonders deutlich zu erkennen. Durch die tektonischen und hydrodynamischen Vorgänge, die durch die Intrusion erfolgten (Lösungsabscheidung an Klüften, Alteration des Gesteins und Einflüsse auf die Geomorphologie) wurde in Nachhinein der Aufstieg der Thermalwässer begünstigt.

Abstract

The objective of the study was to derive the origin of the balneological significant properties of 57 mineral and thermal waters in Saxony (Germany). In particular the origin of anomalous chloride and the balneological relevant contents of ferrous iron, fluoride, carbon dioxide in the waters as well as the natural temperatures at the outlet were investigated to distinguish genetic models and to depict prospective regions in Saxony where additional mineral and thermal waters could be found. The research was focused on the origin of anomalous chloride contents and on balneologically relevant parameters such as ferrous iron, radon, fluoride, carbon dioxide and an increased temperature of $\geq 20^\circ\text{C}$.

The German definition for mineral and thermal waters is given in the „Definitions for health resorts, spas and companies producing mineral water for medical treatment“, published by the German association of spas (Deutscher Bäderverband e.V.) and the German tourism agency (Deutscher Fremdenverkehrsverband e.V.).

The present study is based on a previous survey to set up a data base about mineral and thermal waters in Saxony, carried out in 1994 and 1995 on behalf of the Saxonian Department for the Environment and Geology (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie) by the Centre for Environmental Research Leipzig-Halle Ltd. (Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH) and HGC HydroGeoConsult Ltd. in Freiberg. This data base contains all available knowledge about mineral and thermal water wells in Saxony, and compiles data on their geology, hydrogeology and hydrochemistry.

Apart from the data base the present study includes additional data on further mineral and thermal water occurrences and supplementary isotope analyses collected until 1997.

Conclusions:

Chloride-anomalies in mineral and thermal waters are attributed to the influence of residual brines on the waters in the *Northern Vogtland*, the *Erzgebirgisches Becken* and the *Bornaer Mulde* and to the influence from connate waters in the mines in the *hard coal-mining area of Zwickau*. In the *Southern Vogtland* the high contents of chloride are resulting from the leaching of salt-layers and the influence of residual brines.

Referring to the **ferrous-contents (Fe^{2+}) ≥ 20 mg/l** two genetic types can be distinguished. The type „pyrite-weathering“ is especially spread at the marginal zones of the Tertiary coal-seams in areas of former underground mining. The type „leaching Fe-minerals“ is mainly bound to contact belts of granitic intrusions.

Radon-activities ≥ 666 Bq/l in the mineral and thermal waters are expected in the area of young Palaeozoic granites. Particularly high activities such as in the water of the *Radonquelle* in *Bad Brambach* are the result of an accumulation of precipitated parent-nuclides and iron hydroxides by mixing of two fluids with a different redox-potential.

Fluoride-contents ≥ 1 mg/l in the mineral and thermal waters in the cristalline basement are bound to zones with above-average circulation of deep-water in addition with an increased supply of fluorite.

Acidulous springs are appearing in three regions: *southern Vogtland*, *northwestern margin of the Elbtalgraben (the region of Meissen-Dresden-Briesitz)*, *southeastern margin of the Elbtalgraben (the region of Königstein-Bad Gottleuba)* and the *Basin of Zittau*. The anomalies of CO_2 in the *Basin of Zittau* are the result of postmagmatic exhalation processes of a shallow magma-body. The CO_2 -flow in the *Southern Vogtland* and in the *southeastern margin of the Elbtalgraben* are attributed to a carbonatite complex as supposed by STRAUCH et al. (1997).

The majority of the **thermal waters** in the cristalline basement complex show an indirect relation to young Palaeozoic granites: the rise of the thermal waters was favoured by postintrusive processes (forming of „pipe-systems“ by precipitation of minerals along joints, alteration of the rocks and influences to geomorphology).

Vorwort und Dank

Die vorliegende Arbeit baut auf einer vom Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie in Auftrag gegebenen Studie über die Mineral- und Thermalwässer in Sachsen auf, die im wesentlichen aus einer Datenerfassung und einer allgemeinen Auswertung bestand. Hierbei wurden erstmals an allen zugänglichen Vorkommen umfangreiche Analysen zur chemischen und isotopischen Beschaffenheit angefertigt. Der hiermit geschaffene einheitliche Kenntnisstand macht die Wässer vergleichbar und erlaubt über die Studie (UFZ/HGC 1996) hinaus, die eine Beschreibung der jeweiligen Einzelvorkommen enthielt, eine regional übergreifende Auswertung.

An erster Stelle möchte ich mich bei den Urhebern dieses Projektes, Professor Gläßer (UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Sektion Hydrogeologie) und Professor Jordan (HGC-HydroGeoConsult GmbH, Freiberg) bedanken. Ohne deren Initiative zur Schaffung eines Katasters über die Mineral- und Thermalwässer Sachsens hätte auch die hierauf aufbauende Forschungsarbeit nicht zustande kommen können.

Besonders wichtig für die Erstellung dieser Arbeit war auch die Unterstützung durch Dr. Flötgen und Herrn Duteloff (Referat Boden und Geologie, LfUG Sachsen). Hierdurch wurden manche Probenahmen und der Zugang zu einigen Archiven erst möglich.

Meine „engsten Mitarbeiter“ bei dem Ingenieurbüro HGC-HydroGeoConsult GmbH waren Dr. Abraham und Herr Dipl.-Geol. Grimm, denen ich für die gute Zusammenarbeit danke.

Weiterhin möchte ich die freundliche Art und ausgesprochene Hilfsbereitschaft von Professor Michel hervorheben und mich für dessen fachliche Unterstützung bedanken.

Ein besonderer Dank geht auch an Dr. Wieser für seine Hilfe bei der Kartenerstellung, die ich ohne ihn in dieser Form nicht hätte fertigstellen können.

Meiner Ehefrau Isabel und meinen Töchtern Katharina und Lilian danke ich für die Geduld mit mir und für das Verständnis für „die langen Arbeitstage“.

Mein Dank gilt weiterhin den folgenden Personen:

- Dr. Christoph, Herrn Gläßer, Herrn Kowski, Dr. Richter, Dr. Schreck, Dr. Strauch, Dr. Trettin und meinem Schwiegervater, die das kritische Lesen von Manuskriptteilen übernahmen.
- Meinen Mitarbeitern der Sektion Hydrogeologie für die technisch-logistische Unterstützung, bei der Probenahme und der Analytik, insbesondere Frau Blümel, Dr. Dermietzel, Dr. Haendel, Frau Hanschmann, Frau Kautz, Frau Leider, Frau Neuber, Herrn Riedel, Herrn Russ, Frau Sawallisch, Frau Schneider, Frau Stams, Frau Strenge, Herrn Thürkow und Frau Zorn.
- Frau Geyler (UFZ, Öffentlichkeitsarbeit) für die Erstellung von Farbabbildungen.
- Herrn Dr. Stefan Weise (GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, Neuherberg) für die Helium-Isotopenbestimmung am Wasser der *Hechtquelle* in der Grube Königstein.

- Herrn Dr. Witzke und Herrn Dr. Klöck (Institut für Mineralogie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) für die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen an zwei Salzstalaktiten aus dem ehemaligen Zwickauer Steinkohlebergwerk.
- Herrn Haase und Dr. Gerstenberger (GeoForschungsZentrum Potsdam, PB „Stoffliche Eigenschaften und Prozesse“) für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Analytik an einem Großteil der Mineral- und Thermalwässer.
- Herrn Stumm (Institut für Geologie, TU Bergakademie Freiberg) für die gute informelle Zusammenarbeit und für die Unterstützung bei einigen Probenahmen.
- Frau Fischer (Staatliche Umweltbetriebsgesellschaft Neusörnewitz mbH) für die SiO_2 -Analytik.
- Den Mitarbeitern aus den Staatlichen Umweltfachämtern, der Gebietsgeologie, den Regierungspräsidien, den Wasserbehörden und dem Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie in Radebeul für die fachliche und administrative Unterstützung bei der Recherche.
- Herrn Bergmann und Dr. Jolas (MIBRAG) für die Unterstützung bei der Recherche im Bereich der Bornaer Mulde.
- Den Nutzern von Mineral- und Thermalwasservorkommen, die mir Probenahmen ermöglicht und Informationsmaterial zur Verfügung gestellt haben.
- Frau K. Bierling und Frau K. Schulze (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) für die Digitalisierung der abgedeckten geologischen Grundkarte Sachsens.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einführung	1
2.	Geologie des Untersuchungsgebietes	3
2.1	Grundgliederung	3
2.2	Geologische und hydrogeologische Übersicht	4
2.2.1	Erzgebirge	4
2.2.2	Vogtländisches Schiefergebirge	6
2.2.3	Erzgebirgisches Becken	7
2.2.4	Granulitgebirge	8
2.2.5	Nordwestsächsische Senkungszonen	8
2.2.5.1	Bornaer Mulde und dort befindliche känozoische Ablagerungen	8
2.2.6	Nordsächsisches Vulkanitbecken	10
2.2.7	Elbtalgraben	11
2.2.8	Döhlener Becken	11
2.2.9	Niederlausitzer Antiklinalbereich und Lausitzer Granodioritkomplex	12
2.2.10	Görlitzer Synklorium	13
2.2.11	Nordsudetische Senke	13
2.2.12	Leipziger Tieflandsbucht	14
2.2.13	Känozoische Ablagerungen in der Oberlausitz	15
2.2.13.1	Sächsischer Teil des Niederlausitzer Kohlerevieres und Lausitzer Urstomtal	15
2.2.13.2	Zittauer und Berzdorfer Becken	15
2.3	Erzlagerstätten des Erzgebirges und des Vogtlandes	17
3.	Kenntnisstand zur Verbreitung von Mineral- und Thermalwässern in Sachsen	19
3.1	Allgemeines	19
3.2	Hydrogencarbonat- und sulfatdominierte Mineralwässer $\geq 1000\text{mg/l}$	20
3.3	Chloridanomalien	26
3.4	Eisenhaltige Wässer	32
3.5	Radonhaltige Wässer	37
3.6	Fluoridhaltige Wässer	43
3.7	Säuerlinge	47
3.8	Thermalwässer	53
4.	Methodik	62
4.1	Datenrecherche	63
4.2	Probenahme	64
4.3	Hydrochemische Untersuchungen	64
4.4	Parameter, die außerhalb des UFZ bestimmt wurden	64
4.5	Milieuparameter und Carbonatfraktion	64
4.6	Vorbereitung der Proben am Ort der Probenahme	64
4.7	Bestimmung der anorganischen und organischen Komponenten im Labor	65
4.8	Isotopenbestimmungen	66
4.9	Präparation der Probe zur Bestimmung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses	68
4.10	^{222}Rn -Messung	68
4.11	Kartendarstellung	69

5.	Herkunft und Charakteristik der chemischen Komponenten	70
5.1	Erläuterung	70
5.2	Hauptkomponenten	72
5.3	Nebenkomponten	80
5.4	Spurenelemente	91
5.5	Gasbestimmungen	96
5.6	Organische Verbindungen	97
6.	Isotopenbestimmungen	98
6.1	Deuterium/Sauerstoff 18	98
6.2	Kohlenstoff 13	100
6.3	Schwefel 34	102
6.4	Tritium	104
6.5	Kohlenstoff 14	106
6.6	Strontium 87/Strontium 86	107
7.	Diskussion	109
7.1	Charakterisierung der beprobten Mineralwässer (wesentliche chemische und isotopische Merkmale)	109
7.1.1	Bad Brambach	109
7.1.2	Schönberger Sauerling	110
7.1.3	Bad Elster/Sohl	111
7.1.4	Oberbrambach, Henry-Klinkert-Brunnen	112
7.1.5	Grube Schönbrunn/Neumühle, Thermalquellen	112
7.1.6	Pausa, Albertquelle	113
7.1.7	Schlema, Gleesbergquelle	113
7.1.8	Obercrinitz, Radiumquelle	113
7.1.9	Bad Reiboldsgrün, Christian-Eberhardinen-Quelle	113
7.1.10	Crottenlaide, Brunnen TBr 60/I	114
7.1.11	St. Egidien, Brunnen B 109/84	114
7.1.12	Tagebau Schleenhain, Liegendwasserdurchbruch	114
7.1.13	Wolkenstein/ Wiesenbad, Thermalquellen	115
7.1.14	Berggießhübel, Brunnen Hy Bg 1/94	115
7.1.15	Naundorf, Brunnen Hy Fr 101/89	115
7.1.16	Bad Lausick, Albert- und Matthesbrunnen	116
7.1.17	Bad Muskau, Bergquelle	116
7.1.18	Dresden-Briesnitz, "Alter Brunnen" und Brunnen Hy D 504/90	117
7.1.19	Königstein, Hechtquelle	117
7.1.20	Tagebau Berzdorf, Liegendwasserdurchbruch	118
7.2	Herkunft der balneologisch wertbestimmenden Eigenschaften	119
7.2.1	Chloridanomalien in den Mineral- und Thermalwässern	119
7.2.2	Eisengehalt ≥ 20 mg/l in den Mineral- und Thermalwässern	125
7.2.3	Radonaktivität ≥ 666 Bq/l in den Mineral- und Thermalwässern	126
7.2.4	Fluoridgehalt ≥ 1 mg/l in den Mineral- und Thermalwässern	130
7.2.5	Sauerlinge	133
7.2.6	Thermalwässer	139

8.	Schlußfolgerungen	141
8.1	Herkunft balneologisch wertbestimmender Eigenschaften in den Mineral- und Thermalwässern	141
9.	Ausblick	145
9.1	Vorkommen, die sich zur Erschließung als besonders interessant erweisen	145
10.	Literaturverzeichnis	147
10.1	Publikationen	147
10.2	Unveröffentlichte Gutachten, Berichte und Bedienungsanweisungen	156
10.3	Weiterführende Literatur	160
Anhang		

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Übersicht über die geologischen Einheiten in Sachsen	5
Abb. 2	Übersicht von geogen hochmineralisierten Wässern aus dem Zechstein der Bornaer Mulde	21
Abb. 3	Mineralwässer im Dresdener Becken	25
Abb. 4	Soleaustritte im Zwickauer und Oelsnitzer Kohlerevier (SCHRÄBER 1968)	29
Abb. 5	Beispiel für ein Prädominanzfeld-Diagramm von Fe ²⁺ - und Fe ³⁺ -Spezies für Aktivitäten entsprechend 0,01 mg/l gelöstes Eisen und 100 mg/l HCO ₃ sowie 10 mg/l SO ₄ (durchgezogene Grenzen) oder 100 mg/l SO ₄ (gestrichelte Grenzen) aus MATTHESS (1994)	32
Abb. 6	Chloridanomalien in Grundwässern - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen	33
Abb. 7	Eisenhaltige Mineralwässer - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen	33
Abb. 8	Bildungsschema der Fe-haltigen Wässer in Bad Lausick (verändert nach MÜLLER 1964, graphische Bearbeitung: K. Geyler, UFZ)	36
Abb. 9	Summe der spezifischen ²³⁸ U- und ²²⁶ Ra-Aktivitäten in Böden Sachsens (BORS DORF et al. 1995)	39
Abb. 10	Radonhaltige Mineralwässer - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen	40
Abb. 11	Geologischer Überblick Raum Bad Brambach (SCHIFFNER & WEIDIG 1912)	41
Abb. 12	Lokalität des "Radiumortes" in Schlema (SCHIFFNER & WEIDIG 1912)	43
Abb. 13	Fluoridgehalte in Fließgewässern - südliches Sachsen	46
Abb. 14	Übersicht von Gaszusammensetzungen in Mineralwässern im Erzgebirge und im Vogtland (WEINLICH 1989)	47
Abb. 15	CO ₂ -reiche Mineralwässer - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen	52
Abb. 16	Thermalwässer - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen	52
Abb. 17	Längsschnitt durch die Fluoritlagerstätte Schönbrunn mit der von KUSCHKA (1994) angenommenen Zirkulation von Thermalwässern und einer möglichen Beziehung zum Thermalwasser von Neumühle (KUSCHKA 1994)	54
Abb. 18	Störungen und Gänge im Gebiet zwischen Marienberg und Wiesenbad mit den bekannten Thermal- und fluoridhaltigen Tiefenwässern (Störungs- und Gangmuster nach KUSCHKA 1994)	55
Abb. 19	Prinzip der Wasserzirkulation zur Entstehung der Thermalquelle in Warmbad Wolkenstein, unmaßstäblich (verändert nach KUSCHKA 1962)	56
Abb. 20	Mineral- und Thermalwässer im Zittauer Becken (nach TRETTIN et al. 1987)	59
Abb. 21	Übersicht über das Berzdorfer Becken mit Lage der mittlerweile verkippten Thermalwasseraustrittsstellen (Unterlagen der LMBV)	60
Abb. 22	Methodischer Aufbau zur Untersuchung der Herkunft balneologisch wertbestimmender Eigenschaften in den Mineral- und Thermalwässern Sachsens	62
Abb. 23	Natriumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	73
Abb. 24	Kaliumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	73
Abb. 25	Calciumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	74
Abb. 26	Magnesiumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	74
Abb. 27	Ca/Mg-Verhältnisse in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	75
Abb. 28	Sulfatgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	76

Abb. 29	Chloridgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	77
Abb. 30	Anteile der gelösten CO ₂ -Spezies, abhängig vom pH-Wert - berechnet für Ionenstärke I = 0 mmol/l und 25 °C (ROHMANN 1989)	79
Abb. 31	Hydrogencarbonatgehalte in den Mineral- und Thermalwässern	79
Abb. 32	Lithiumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	80
Abb. 33	Strontiumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	82
Abb. 34	Bariumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	82
Abb. 35	Fe _(ges) -Gehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	83
Abb. 36	Mn _(ges) -Gehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	83
Abb. 37	Fluoridgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	84
Abb. 38	Bromidgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	84
Abb. 39	Nitratgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	86
Abb. 40	Ammonium- in Verbindung mit den Tritiumgehalten in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	86
Abb. 41	Chalzedon- und Quarzsättigungskurven nach HENLEY et al. (1984) und Kieselsäuregehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	88
Abb. 42	Orthoborsäuregehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	90
Abb. 43	Aluminiumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	94
Abb. 44	CO ₂ -Gehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	97
Abb. 45	Radonaktivitäten in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	97
Abb. 46	δ ² H/δ ¹⁸ O-Verhältnisse in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	99
Abb. 47	Positionen von Schönbrunn, Berzdorf, Dresden-Briesnitz und Königstein außerhalb des δ ¹⁸ O- Anstiegs mit der topographischen Höhe	100
Abb. 48	δ ¹³ C (DIC) -Werte sächsischer Mineralwässer mit den zugehörigen Tritiumgehalten	101
Abb. 49	δ ³⁴ S -Verteilung in natürlichen Systemen (THODE 1991)	102
Abb. 50	δ ³⁴ S - Werte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern	104
Abb. 51	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr-Verhältnisse in den Mineralwässern	108
Abb. 52	Li/SO ₄ und Li/Na-Verhältnisse in den Mineralwässern des südlichen Vogtlandes	110
Abb. 53	Radonhaltige Mineralwässer in Bad Brambach (KOCH & TAUCHERT 1986, verändert und ergänzt mit den ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr-Verhältnissen und den δ ¹³ C-DIC-Werten)	127
Abb. 54	Linien gleicher Radonkonzentration in der Bodenluft (in Bq/l) in der Umgebung der Radonquelle, Bad Brambach (KOCH et al. 1984).	128
Abb. 55	F ⁻ /Na ⁺ - Verhältnisse in den Mineral- und Thermalwässern	131
Abb. 56	F ⁻ /Ca ²⁺ - Verhältnisse in den Mineral- und Thermalwässern	131
Abb. 57	F ⁻ /pH - Diagram, Mineral- und Thermalwässer	131
Abb. 58	Verteilung von CO ₂ -Gehalten in Mineralwässern im südlichen Vogtland und im benachbarten Böhmen, verändert nach WEINLICH (in STRAUCH et al. 1997)	134
Abb. 59	Verteilung der gemessenen CO ₂ -Gehalte und δ ¹³ C-Werte in den CO ₂ -reichen Mineralwässern im südlichen Vogtland	135
Abb. 60	CO ₂ -reiche Mineralwässer und Sauerlinge im Elbtalgraben	136
Abb. 61	δ ¹³ C (DIC)-Werte und freie CO ₂ -Gehalte in den CO ₂ -reichen Mineralwässern und Sauerlingen	137
Abb. 62	Skizze zur Charakterisierung tertiärer Blockbewegungen (BRAUSE 1990). Entstehung der Becken von Zittau und Berzdorf durch tektonische Scherbewegungen.	138

Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Dresdener Becken: Grundwässer mit erhöhtem HCO ₃ -Gehalt mit Einfluß von Schichten des Cenoman (Zusammengefaßt aus KIONKA 1932, MIBUS & SZYMCAK 1994, PRÄGER 1981, SACHSE & BOHNWAGNER 1991)	26
Tab. 2	historische Vorkommen von salzhaltigen Wässern in Sachsen aus FREIESLEBEN (1839), Auszug	27
Tab. 3	Übersicht von Soleaustritten im Oelsnitzer Steinkohlerevier, zusammengestellt aus SCHRÄBER (1968) und SIEGERT (1881)	30
Tab. 4	Übersicht von Soleaustritten im Zwickauer Steinkohlerevier, nach PIETZSCH (1962), SCHRÄBER (1968) ergänzt durch Angaben von Herrn Kaulfuß, mündl.	30
Tab. 5	weitere eisenhaltige Mineralwässer in Sachsen	35
Tab. 6	Radonaktivitäten in Mineralwässern Bad Brambachs (WATZNAUER & KOCH 1989)	42
Tab. 7	Radonaktivitäten in Mineralwässern des Radiumortes in Oberschlema (CARLÉ 1975)	42
Tab. 8	Zunahme der Rn-Aktivitäten mit der Tiefe, Tiefbohrung Wolkenstein (SCHIRNER 1995)	43
Tab. 9	Erhöhte F ⁻ -Gehalte (ab 0,7 mg/l) in Grundwässern Sachsens, zusammengefaßt aus BERNSTEIN (1962), DUSCHEK (1990a), DUSCHEK (1990b), KÜNZEL et al. (1972), KUSCHKA (1962), KUSCHKA & HAHN (1996), MELIOR GMBH (1992), UFZ/HGC (1996)	45
Tab. 10	Austrittsstellen von Thermalwasser in der Grube Palmbaum (OESER & MEYER 1991)	56
Tab. 11	Thermalwasserzutritte in der Grube Lauta (OESER & MEYER 1991)	57
Tab. 12	Chemische Beschaffenheit und Temperatur der Thermalwässer des Zittauer Beckens (TRETTIN et al. 1987)	60
Tab. 13	Auflistung der untersuchten anorganischen und organischen Parameter	66
Tab. 14	Mineral- und Thermalwässer des Typs "Granite/Granodiorite"	70
Tab. 15	Mineral- und Thermalwässer des Typs "Metamorphite"	71
Tab. 16	Mineralwässer des Typs "Sedimente Karbon - Kreide"	71
Tab. 17	Mineralwässer des Typs "Tertiär/Quartär"	72
Tab. 18	Anhand des SiO ₂ -Gehaltes nach FOURNIER (1981) bzw. HENLEY et al. (1984) für Chalcedon und für Quarz berechnete Reservoirtemperaturen	89
Tab. 19	¹⁴ C-Gehalte in ausgewählten Mineral- und Thermalwässern Sachsens	106

Abkürzungsverzeichnis

AAS	Atom-Absorptions-Spektrometer
AOX	Adsorbierbare Organische Halogenverbindungen
ARNR	Archivnummer
AS	Außenstelle
Az	Aktenzeichen
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BKK	Braunkohlenkombinat (Begriff z.Zt. der früheren DDR)
BT	Betriebsteil
BuS	Bohrungen und Schachtbau
CDT	Internationaler Standard für $\delta^{34}\text{S}$ (Canyon Diabolo meteorite) einer FeS-Phase (Troilit)
CO2	Säuerling (in den Tabellen 14 bis 17)
cpm	counts per minute
DIC	Dissolved Inorganic Carbon
DVWK	Deutscher Verband für Wasser- und Kulturbau
F	Fluoridhaltig (in den Tabellen 14 bis 17)
FDGB	Freier Deutscher Gewerkschaftsbund (Begriff z.Zt. der früheren DDR)
Fe	Eisenhaltig (in den Tabellen 14 bis 17)
G	Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l (in den Tabellen 14 bis 17)
GMWL	Global Meteoric Water Line
GFE	Geologische Forschung und Erkundung
GSF	Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit mbH, Neuherberg
IC	Ionenchromatograph
ICP-AES	Inductively Coupled Plasma - Atom Emission Spectroscopy
IRMS	Isotope Ratio Mass Spectrometer
ISE	Ionenselektive Elektrode
M.E.	Mache-Einheiten (1 M.E. $\approx 13,32$ Bq/l)
MORB	Mid Ocean Ridge Basalt (Basalt aus dem Bereich des Oberen Erdmantels)
MWL	Meteoric Water Line
HDPE	High-Density-Polyethylen
IAEA	International Atomic Energy Agency
KTB	Kontinentales Tiefbohrprogramm
KTB-VB	Kontinentales Tiefbohrprogramm - Vorbohrung
Lf	elektrische Leitfähigkeit
LfUG	Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
LMBV	Lausitzer und Mitteldeutsche Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH
LSC	Liquid Scintillation Counting
MAOW	Middle Atlantic Ocean Water
MIBRAG	Mitteldeutsche Braunkohlengesellschaft mbH
MULTIS	Computerprogramm zur Auswertung isopenhydrogeologischer Daten (^3H , ^{14}C)
NE, NO	Nordost

(Fortsetzung)

NW	Nordwest
PB	Projektbereich
PDB	Internationaler Standard für $\delta^{13}\text{C}$ (Pee Dee Belemnite)
pMC	prozent Modern Carbon
PN	Probenahme
Rn	Radonhaltig (in den Tabellen 14 bis 17)
RSE	zusammengefaßt: Radon-, Schiller- und Eisenquelle
SDAG	Sowjetisch-deutsche Aktiengesellschaft (Begriff z.Zt. der früheren DDR)
SE, SO	Südost
SMOW	Internationaler Standard für $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ (Standard Mean Ocean Water)
SW	Südwest
T	Thermalwasser (in den Tabellen 14 bis 17)
TBr.	Tiefbrunnen
TU	Tritium Units
TVO	Trinkwasserverordnung
u.Gel.	unter Gelände
UFZ	Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH
VEB	Volkseigener Betrieb (Begriff z.Zt. der früheren DDR)
ZGI Berlin	Zentrales Geologisches Institut Berlin (Begriff z.Zt. der früheren DDR)
ZV	Zentralverband (Begriff z.Zt. der früheren DDR)

1. Einführung

Mineral- und Thermalwässer unterscheiden sich von Trinkwässern dadurch, daß ihr Wert in ihrer besonderen chemischen oder physikalischen Beschaffenheit liegt (MTVO), während Trinkwässer zur Grundversorgung dienen und somit Qualitätsstandards nach der Trinkwasserverordnung (TVO) erfüllen müssen.

Die in Sachsen für heiltherapeutische Anwendungen genutzten Vorkommen wurden in der Vergangenheit eher zufällig entdeckt. Eine systematische Bestandsaufnahme aller Mineral- und Thermalwässer lag bislang nicht vor. Aus diesem Grunde wurde mit Förderung durch das Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie vom Verfasser in Zusammenarbeit mit der Firma HGC-Hydro-Geo-Consult von 1994 bis 1996 die bislang vollständigste Zusammenstellung von Daten über Mineral- und Thermalwässer in Sachsen erstellt (UFZ/HGC 1996). Hierbei konnten erstmals auch die seit der politischen Wende 1989 öffentlich zugänglichen Archive von Bergbauunternehmen in die Recherche einbezogen werden.

Auf dieser Studie aufbauend, ist das Ziel der vorliegenden Arbeit, die wesentlichen balneologisch relevanten geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Prozesse in Sachsen zusammenzufassen. Die Kenntnis zur Herkunft und Genese der bereits bekannten Vorkommen sowie deren besonderen lithologischen und tektonischen Rahmenbedingungen ist hierfür die Voraussetzung.

Hierzu wurden weiterhin von einem Großteil der Vorkommen umfangreiche chemische Analysen einheitlich in einem Labor (Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH) durchgeführt und die Isotopenparameter $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$; ^3H , ^{14}C sowie das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis bestimmt.

Bestandsaufnahmen von Mineral- und Thermalwässern in Sachsen wurden zu unterschiedlichen Zwecken auch in früherer Zeit durchgeführt. JOHANN CHRISTIAN LEHMANN, Professor an der Universität Leipzig, führte 1717 eine Recherche aller chloridreichen Mineralwässer in Sachsen durch (FREIESLEBEN 1839). Der Hintergrund dieser Untersuchungen war vor allem das Auffinden neuer Salzlagerstätten. LAMPADIUS publizierte 1835 chemische Analysen über einen großen Teil der damals bekannten Mineralwässer in Sachsen. Eine umfassende Zusammenstellung aller Mineralwässer in Sachsen erstellte FREIESLEBEN 1839 (Bergakademie Freiberg).

Die erste systematische Studie zur gezielten Erschließung von Mineralwässern für Kurzwecke wurde von C. SCHIFFNER und M. WEIDIG (Bergakademie Freiberg) in den Jahren von 1908 bis 1912 erstellt. Hierbei wurde eine umfangreiche Meßkampagne zur Auffindung neuer radonhaltiger Wässer durchgeführt, wodurch auch erstmals die besonders hohen Radonemanationen der Radonquelle in Bad Brambach beschrieben wurden (PIETZSCH 1922).

R. HOHL (Martin Luther Universität Halle) faßte die Bildungsprozesse von Mineral- und Thermalwässern in den Ländern Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Sachsen und Thüringen in JORDAN (1967) zusammen.

Mehrere Arbeiten über die Erschließung neuer sowie eine Übersicht über balneologisch noch ungenutzter Heilwässer publizierten W. MICHLER und H.G. EGERTER (Forschungsinstitut für Balneologie und Kurortwissenschaften Bad Elster) in den Jahren von 1971 bis 1985.

S. LIEBSCHER (Bergakademie Freiberg) führte 1992 in ihrer Diplomarbeit eine Literaturstudie zur Verbreitung der Mineral- und Thermalwässer in Sachsen durch.

T. SCHIRNER (Bergakademie Freiberg) erstellte 1995, basierend auf Untersuchungen zur Genese ausgewählter Mineral- und Thermalwässer und deren geologischer Situation, Prognosen zur Auffindung neuer Vorkommen in Sachsen. T. SCHIRNER beschränkte sich auf

das Gebiet des mittleren Erzgebirges bis westlicher Oberlausitz und sah dort neben größeren Störungssystemen, wie z.B. dem Elbtalgraben und das Warmbad-Chomutov-Störungssystem als besonders interessant die postkinematischen topasführenden Granite für fluoridhaltige Mineralwässer sowie die tertiären Basaltoide für CO₂-reiche Mineralwässer an.

Im Folgenden wird die Definition aus den *Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen*, herausgegeben vom DEUTSCHEN BÄDERVERBAND E.V. und vom DEUTSCHEN FREMDENVERKEHRSVERBAND E.V., zu Grunde gelegt:

1. Wässer, die einen Mindestgehalt von 1000 mg/l gelöste Mineralstoffe besitzen
2. Wässer, die besondere wertbestimmende Einzelbestandteile enthalten:
 - Eisenhaltige Wässer: mind. 20 mg/l zweiwertiges Eisen
 - Radonhaltige Wässer: mind. 666 Bq/l Radon (entsp. mind. 18 nCurie/l)
 - Säuerlinge: mind. 1000 mg/l freies gelöstes Kohlenstoffdioxid
 - Fluoridhaltige Wässer: mind. 1 mg/l Fluorid
3. Thermalwässer: Wässer mit einer natürlichen Temperatur von mind. 20 °C am Austrittsort

Neben den Säuerlingen werden auch die Wässer erfaßt, deren CO₂-Gehalt aufgrund des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes einen Einfluß magmatogener Gaszumischung erkennen läßt.

Neben den „klassischen“ Mineral- und Thermalwässern, die der oben angegebenen Definition genügen müssen, werden europaweit Wässer in den Handel gebracht, die als „Natürliches Mineralwasser“ bezeichnet werden und den Qualitätsanforderungen der *Verordnung über Natürliches Mineralwasser, Quellwasser und Tafelwasser* (herausgegeben vom VERBAND DEUTSCHER MINERALBRUNNEN E.V.) entsprechen. Diese Wässer, deren besonderer Wert u.a. in deren ernährungsphysiologischen Eigenschaften liegt und die hohe Qualitätsstandards erfüllen müssen, lassen sich im naturwissenschaftlichen Sinne nicht ausreichend von Grundwässern zu Trinkwasserzwecken abgrenzen. Aus diesem Grunde werden diese Wässer in diese Arbeit nur dann einbezogen, wenn sie auch den Anforderungen der *Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen* entsprechen.

2. Geologie des Untersuchungsgebietes

2.1 Grundgliederung

Innerhalb Sachsens werden in dieser Arbeit folgende strukturgeologische Einheiten unterschieden:

1. Grundgebirgsstockwerk: Riphäum bis Unterkarbon
2. Übergangsstockwerk und Unteres Deckgebirgsstockwerk: Oberkarbon bis Kreide
3. Oberes Deckgebirgsstockwerk: Tertiär bis Quartär

Bezüglich des prävaristischen Unterbaus liegt das Gebiet am Nordwestrand der Böhmisches Masse. Strukturgeologisch ist Sachsen Bestandteil der **Sächsisch-Thüringischen Großscholle** und der **Lausitz-Riesengebirgsscholle**, einer NW-SE-streichenden Hebungsstruktur im Westteil der **Sudeten-Scholle** (KATZUNG & EHMKE 1993).

Auf sächsischem Gebiet wird die **Sächsisch-Thüringische Großscholle** begrenzt durch die Westlausitzer Störung (im NW), die Lausitzer Überschiebung (im SE) und dem Erzgebirgsabbruch (im SE, Tschechien). Das Grundgebirge, Übergangsstockwerk und Unteres Deckgebirgsstockwerk sowie Oberes Deckgebirgsstockwerk ist von Süden nach Norden in folgende Einheiten gegliedert:

Grundgebirge

- **Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone**
- **Vogtländisch-Mittelsächsische Synklinalzone**
- **Ostthüringisch-Mittelsächsische Antiklinalzone**
- **Ostthüringisch-Nordsächsische Synklinalzone**
- **Südthüringisch-Nordsächsische Antiklinalzone**
- **Südthüringisch-Niederlausitzer Synklinalzone**
- **Mitteldeutsche Kristallinzone**

Übergangsstockwerk und Unteres Deckgebirgsstockwerk

- **Erzgebirgisches Becken**
- **Nordwestsächsisches Vulkanitbecken**
- **Nordwestsächsische Senkungszonen (Bitterfelder Graben, Düben-Torgauer Mulde, Mühlberger Mulde, Mügeln Mulde, Bornaer Mulde, Ausläufer der Zeit-Schmöllner Mulde)**
- **Döhlener Becken**
- **Meißener, Tharandter und Osterzgebirgische Eruptivkomplexe**
- **Elbtalgraben**

Oberes Deckgebirgsstockwerk

- **Leipziger Bucht mit Weißelsterbecken**

Auf sächsischem Gebiet wird die **Lausitz-Riesengebirgsscholle** begrenzt durch die Westlausitzer Störung (im SW), der Lausitzer Überschiebung (im SE), im Norden der Lausitzer Monoklinale und im Nordosten durch den Lausitzer Abbruch.

Das Grundgebirge und das Übergangsstockwerk ist in folgende Einheiten gegliedert:

Grundgebirge

- **Lausitzer Antiklinalzone (Niederlausitzer Antiklinalbereich und Lausitzer Granodioritkomplex)**
- **Südthüringisch-Niederlausitzer Synklinalzone**
- **Görlitzer Synklinorium**
- **Niederlausitzer Synklinorium**

Übergangsstockwerk und unteres Deckgebirgsstockwerk

- **Niederlausitzer Senke (Nordsudetische Senke)**

Oberes Deckgebirgsstockwerk

- **Lausitzer Urstromtal**
- **Berzdorfer Becken**
- **Zittauer Becken**

2.2 Geologische und hydrogeologische Übersicht

2.2.1 Erzgebirge

Im wesentlichen sind im Bereich des Erzgebirges Gesteine des Präkambrium und Paläozoikum verbreitet. Der Komplex wird nach SW durch den *Kirchberger* und *Eigenstocker Granit*, nach SE durch den *Erzgebirgsabbruch*, im NE durch den *Elbtalgraben* und das *Döhlener Becken* und im NW durch das *Erzgebirgische Becken* und die *Riechberger Störung* begrenzt (KATZUNG & EHMKE 1993). LORENZ & HOTH (1990) entwickelten aus petrologischen und gefügeanalytischen Untersuchungen eine lithostratigraphische Gliederung des Erzgebirgskristallins. Die ältesten Bildungen sind teilweise anatektische Gneise innerhalb der *Erzgebirgs-Antiklinalzone* und im *Ost erzgebirgischen Antiklinalbereich*. Nach NW, W und SW wird der kristalline Kern des Präkambriums mit einer kambroordovizischen Glimmerschiefer- und Phyllithülle mit nach außen hin abnehmender epi- bis katazonaler Metamorphose umgeben (WALTER 1995). Innerhalb des *Erzgebirges* werden Granite eines älteren Intrusivkomplexes und eines jüngeren unterschieden, die entweder obertägig anstehen oder in geringer Tiefe die Schichten unterlagern. Besondere Bedeutung für den Bergbau erlangten die vielfältigen Erzmineralisationen in dieser Region. Im *Ost erzgebirge* existieren einzelne Vorkommen von Kreideablagerungen, z. B. nördlich von Dippoldiswalde und westlich von Tharandt.

Der unverhüllte Festgesteinsbereich ist von einer geringmächtigen Verwitterungsschicht bedeckt. Die Wasserführung im Festgesteinsbereich beschränkt sich auf das Trennflächengefüge (Störungszonen, Klüfte, Gänge) mit k_f -Werten von 10^{-6} bis 10^{-16} m/s für das relativ ungestörte metamorphe Grundgebirge und k_f -Werten von 10^{-1} bis 10^{-6} m/s in Störungszonen und Gängen (KUSCHKA 1994). Im Bereich des Verwitterungsmaterials der Gneise, Glimmerschiefer und paläozoischen Schiefer erfolgt wegen dessen ausgesprochenen Feinkörnigkeit ein geringfügiger hypodermischer Abfluß. Günstigere Wasserwegsamkeiten existieren in der grusigen Verwitterungszone von Graniten (NOBST & SCHRÄBER 1969). In den ehemaligen Gruben der Bergbaureviere hat sich das Grundwasser in den Einzelstollen angesammelt. Diese können teilweise von wasserwirtschaftlicher Bedeutung sein. Zwischen Halsbrücke und Langenau erstreckt sich beispielsweise das ca. 65 km² große *Bergbaurevier von Freiberg* und *Brand-Erbisdorf*, dessen Grubenwasser zu einem großen Teil über den *Rotschönberger Stollen* abgeleitet wird. Für die allgemeine Grundwasserbeschaffenheit im Erzgebirge geben JORDAN & WEDER (1995) folgende (geogene) hydrochemische Eigenschaften an:

- geringe Mineralisation (in der Regel < 100 bis 150 mg/l Gesamtlösungsinhalt); Wassertyp: Ca-Mg-SO₄
- pH-Werte um 6, in Anmoorbereichen < 4
- Gesamthärte < 4 °dH, Carbonathärte 1-2 °dH (Ausnahme: Carbonatgesteine)
- hohe Anteile an aggressivem CO₂
- Einfluß von Vererzungen (Auflistung in Kap. 2.3), im Bereich von Störungszonen oft erhöhte Fe- und Mn-Gehalte, höhere Konzentration von Schwermetallen und anderer leicht löslicher Inhaltsstoffe (F, As) im Bereich der Erzlagerstättenreviere

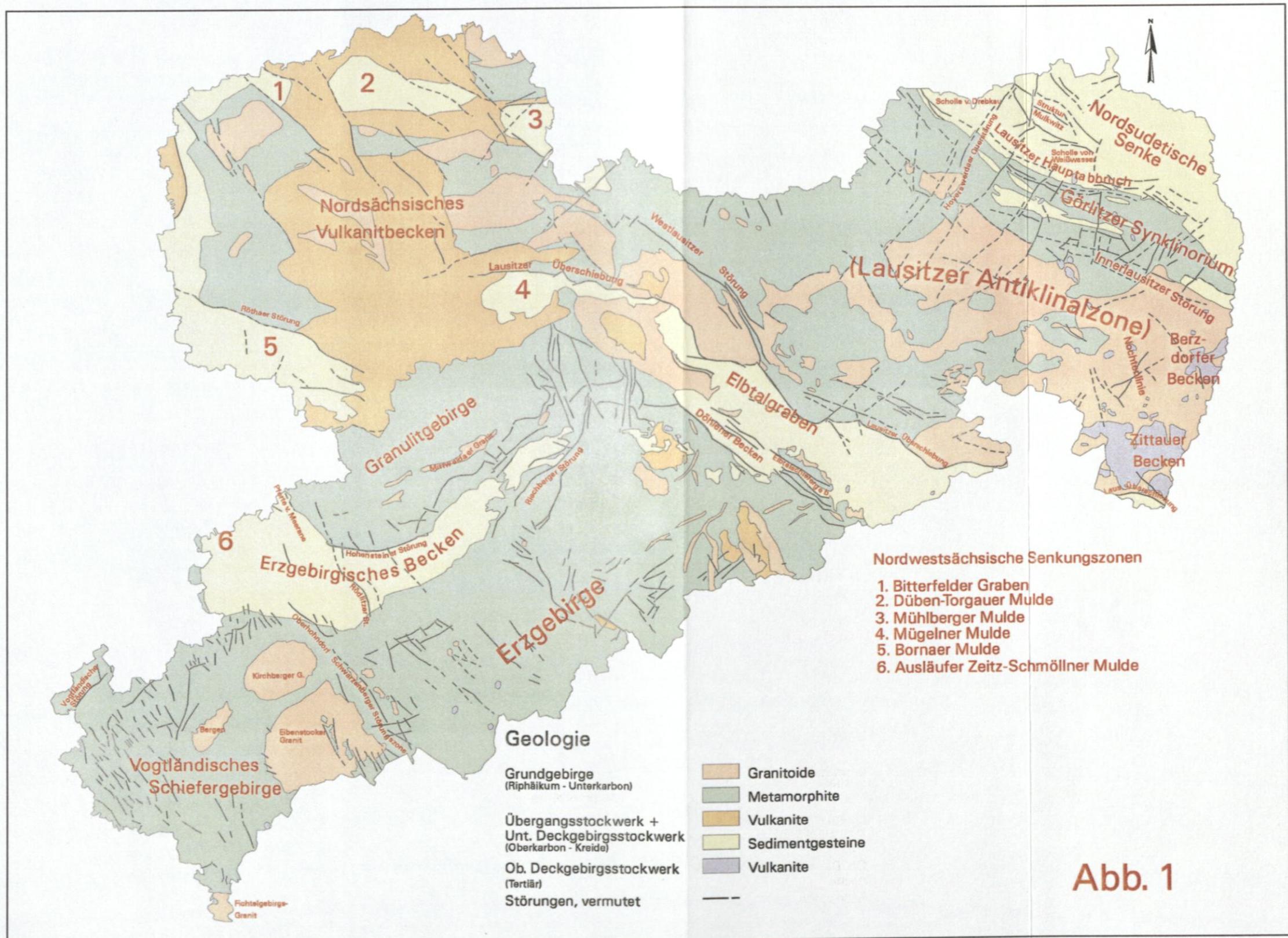


Abb. 1

Trotz der allgemein geringlöslichen Gesteine ist das *Erzgebirge* für die Nutzung von Mineral- und Thermalwässern interessant. Zu den bekannten Vorkommen gehören vor allem die Thermalwässer im Raum Marienberg bis Wiesenbad, sowie einzelne Zutritte in ehemaligen Gruben, wie z.B. in Freiberg, Brand, Aue und im *Pöhla-Tellerhäuser Bergbaurevier* (Kap. 3.8). In Schlema und Aue sowie in Berggießhübel sind radonhaltige Mineralwässer erschlossen wurden (Kap. 3.5). Weiterhin existieren besonders im Bereich granitischer Intrusionen zahlreiche Grundwässer mit Fluoridgehalten ≥ 1 mg/l (Kap. 3.6).

2.2.2 Vogtländisches Schiefergebirge (zusammen mit Thüringisch-Fränkischem Schiefergebirge auch Thüringisch-Fränkisch-Vogtländisches Schiefergebirge; KATZUNG & EHMKE 1993)

Das *Vogtländische Schiefergebirge* ist aus anchi- bis epimetamorphen Schiefergebirgskomplexen des Ordovizium bis Unterkarbon aufgebaut, die im Osten von den varistischen Graniten von *Bergen*, *Kirchberg* und *Eibenstock* sowie im Süden von dem *Fichtelgebirgsgranit* durchbrochen wurden. Nach NW wird dieser Bereich durch die *Vogtländische Störung* begrenzt. Die östliche Grenze bildet die Westflanke des *Eibenstocker Granitmassivs* sowie der W- und N-Rand des *Kichberger Granitmassivs*. Nach Osten ist die Begrenzung zum *Fichtelgebirge* unscharf (KATZUNG & EHMKE 1993). Charakteristisch ist eine Schiefergebirgstektonik mit engem Falten- und Schuppenbau (WALTER 1995).

Das Paläozoikum besitzt einen zonalen Aufbau. Ausgehend vom *Fichtelgebirgsgranit* folgt in nördlicher bzw. nordwestlicher Richtung mit abnehmenden regionalen Metamorphosegrad Glimmerschiefer, phyllitische Schiefer bis zu Tonschiefern und Grauwacken mit Einschaltungen von Diabasen, Tuffen und Kalksteinen (JORDAN & WEDER 1995).

Für die Wassergewinnung sind die hydrogeologischen Verhältnisse im *Vogtländischen Schiefergebirge* ähnlich wie im *Erzgebirge* ungünstig. Die aus klastischen Komponenten bestehenden Tonschiefer, Phyllite und Grauwacken besitzen generell eine geringe Klüftung und entsprechend eine geringe bis fehlende Grundwasserführung. Eine generell günstigere Grundwasserführung besteht in Abhängigkeit vom tektonischen Zerüttungsgrad in Diabasen, Tuffen und Kalken. Bevorzugte Bahnen der Grundwasserbewegung sind die Kreuzungsbereiche von hercynisch mit erzgebirgisch streichenden Störungen (JORDAN & WEDER 1995).

Im Bereich der relativ geringlöslichen Tonschiefer, Phyllite und Grauwacken existieren ähnlich geringmineralisierte kalkaggressive Wässer wie im *Erzgebirge*. Bei den paläozoischen Sedimenten und Vulkaniten mit einem höheren Carbonatanteil (Kalksteine, Knotenkalke, Diabase) schwankt die Gesamthärte der Wässer zwischen 4 und 18°dH (SCHRÄBER 1969). Hohe Sulfatgehalte über 300 mg/l können in Grundwässern im Bereich des Ausstrichs der silurischen Alaunschiefer vorkommen (SCHRÄBER 1969).

Zum Vogtland gehören mit den Kurorten Bad Elster und Bad Brambach die bedeutendsten Heilbäder Sachsens. Die Mineralwässer von Bad Elster besitzen einen hohen Hydrogencarbonat-, CO₂- und Chloridgehalt. Die Mineralwässer von Bad Brambach besitzen neben hohem Hydrogencarbonat- und CO₂- außerdem teilweise hohe Radon- und Fluoridgehalte. Zu den Thermalwässern gehören die Vorkommen Schönbrunn und früher auch Neumühle (Kap. 3.8). Außergewöhnlich sind die Chloridgehalte oberhalb von 600 mg/l in einem Teil der Mineral- und Thermalwässer des Vogtlandes die bis über 7000 mg/l in der ehemaligen *Heilquelle Altensalz* reichen.

2.2.3 Erzgebirgisches Becken

Die Molassebildungen, Karbonate und Evaporite des Übergangsstockwerks (Oberes Unterkarbon bis Zechstein) wurden zwischen den Hochlagen des *Erzgebirges* und des *Granulitgebirges* abgelagert. Entsprechend besitzt die Senkungszone eine SW-NE-Ausrichtung. Nach Nordwesten erfolgt ein Übergang in die *Zeitz-Schmöllner Mulde*. Dieser Bereich ist tektonisch durch das NW-SE-verlaufende *Gera-Jachymov-Lineament* geprägt. Hierzu gehören die *Crimmitschauer Störung* und die im Bereich des *Zwickauer* und *Oelsnitzer Beckens* bis in das südwestliche Erzgebirge nordöstlich des *Eibenstocker Granitmassivs* verlaufende *Oberhohendorf-Schwarzenberger Störungszone* (KATZUNG & EHMKE 1993). Weitere bedeutsame Störungen sind die östlich hiervon befindliche *Rödlitzer Störung* (NW-SE) und die das Granulitgebirge nach Süden begrenzende *Hohensteiner Störung*.

Das *Erzgebirgische Becken* setzt sich aus mehreren Teilbecken zusammen. Die Basis besteht aus Vulkaniten des Unteren Karbon. Darüber folgen klastische Sedimente mit Steinkohleflözen (FISCHER 1990, PIETZSCH 1962).

Der Sedimentationsraum von Zwickau und Lugau-Oelsnitz bildete sich im Westfal D als einheitliches großes Becken mit einer Länge von 30 km und einer Breite von 5-7 km heraus. Im Westen erfolgte die Eintiefung schneller als im Osten, wodurch die Gesamtmächtigkeit der Kohleablagerungen bei Zwickau etwa 300 m und bei Lugau-Oelsnitz nur 170 m beträgt. Neben den Steinkohleflözen kam es in beiden Becken zur Ablagerung von beckenotypischen klastischen Sedimenten, den heute verfestigten Konglomeraten, Sandsteinen bis hin zu Tonschiefern. Darauf folgen Gesteine des Unterrotliegenden, eine Wechsellagerung aus Arkosesandsteinen, Tuffen, vereinzelt Steinkohleflözen und Sandsteinen. Die aufgrund der Saalischen Diskordanz nicht überall vorhandenen Schichten des Oberrotliegenden und Zechsteins bestehen aus dolomitischen oder kalkigen Sedimenten. Eine Trennung beider Becken erfolgte möglicherweise in der Zeit der kimmerischen Gebirgsbildung (PIETZSCH 1962). Es entstand ein ca. 5 km breites Zwischengebiet, der heutige Mülsengrund, als dessen Begrenzung etwa der 1. Pöhlauer Sprung im Westen und der Rödlitzer Sprung im Osten anzusehen ist (siehe Abb. 4, gestrichelte Linie). Dort tauchen die steinkohleführenden Schichten entlang von grabentypischen Staffelbrüchen in größere, nicht mehr abbauwürdige Tiefen ab.

Insgesamt ist im Erzgebirgischen Becken die permokarbone Molasse mit Ausnahme der Schiefertone generell gut geklüftet und läßt eine entsprechend gute Grundwasserführung zu. Von besonderer wasserwirtschaftlicher Bedeutung sind die hercynischen und erzgebirgischen Störungszonen, besonders im Bereich der *Mülsen-Schichten* (JORDAN & WEDER 1995, SCHRÄBER 1983), wo sich zahlreiche Tiefbrunnen mit teilweise hoher Ergiebigkeit befinden. Die höchsten beobachteten Wassermengen pro Aufschluß lagen nach BEIER & SCHRÄBER (1970) zwischen 20 und 40 l/s. Ebenfalls große hydrogeologische Bedeutung besitzen die dolomitischen Sandsteine im nordwestlichen Bereich des Beckens (BEIER & SCHRÄBER 1970). Die chemische Beschaffenheit der Grundwässer aus den permokarbonen Grundwasserleitern ist gekennzeichnet durch Gesamthärten (GH) zwischen 8 und 12 °dH und Kalkhärten (KH) zwischen 6 bis 8 °dH. Es handelt sich generell um Wässer des Ca-Mg-HCO₃-Typs mit erhöhten Fe- und Mn-Gehalten (JORDAN & WEDER 1995). Lokal verbreitete evaporitische Sedimente können zu hohen NaCl- und Sulfatkonzentrationen in Grundwässern führen (BLÜHER 1960, BRINSCHWITZ 1992, FISCHER 1990). Diese werden u.a. von diesen Autoren bezüglich der Herkunft des Solezutritts im *Zwickauer* und *Oelsnitzer Becken* sowie der Chloridanomalien in *St. Egidien* diskutiert (Kap. 3.3). Im NW-Teil des *Erzgebirgischen Beckens* kann das Grundwasser in den dolomitischen Grundwasserleitern Feststoffgehalte über 1000 mg/l besitzen, wie z.B. in Crottenlaide (Kap. 3.2).

2.2.4 Granulitgebirge

Der kristalline Kern des *Granulitgebirges* besteht aus mittel- bis oberproterozoischen Gesteinen (leukokrate Granulite sowie Orthoklas- oder Plagioklas-Pyroxen-Granulite, serpentinierte Ultrabasite und Gabbros; WALTER 1995). Der externe Saum wird aus dem Gneis-Glimmerschieferkomplex mit partieller dynamometamorpher Anatexis („Lagergranite“) des Jungproterozoikums bis Jungpaläozoikums gebildet. Im Bereich des *Granulitgebirges* befinden sich kleinere Granite, die teilweise postorogen intrudiert sind. Hierzu gehört der postvaristische *Mittweidaer Granit*, der den Granulitgebirgskern durchsetzt. Das *Granulitgebirge* wird weitgehend durch eine 2 - 4 m mächtige Lößlehmdecke bedeckt (JORDAN & WEDER 1995).

Die kristallinen Gesteine enthalten generell wenig Grundwasser. Hydrogeologisch bedeutsam sind die Störungszonen, wo der Granulit eine stärkere Klüftung und entsprechend eine größere Grundwasserführung besitzt sowie fluviatile Sande und Kiese des Tertiärs und Pleistozäns. Die Grundwasserneubildung ist jedoch wegen der generell lehmig verwitternden kristallinen und schiefrigen Gesteine und der grundwasserhemmenden Lößdecke gering (BEIER & SCHRÄBER 1970). Die Hauptfließprozesse finden als Oberflächenabfluß und als hypodermischer Abfluß (Zwischenabfluß) im Bereich der Auflockerungszone und der Lockergesteinsdecke statt (JORDAN & WEDER 1995). Das Grundwasser enthält kalkaggressive Kohlensäure und ist generell gering mineralisiert mit Gesamthärten (GH) < 4 °dH und Kalkhärten von 1 -2 °dH (JORDAN & WEDER 1995). Aus dem Bereich des *Granulitgebirges* sind keine Mineral- und Thermalwässer bekannt.

2.2.5 Nordwestsächsische Senkungszone

In Sachsen gehören zu den *Nordwestsächsischen Senkungszone* folgende Strukturen:

- *Bitterfelder Graben*
- *Düben-Torgauer Mulde*
- *Mühlberger Mulde*
- *Mügelner Mulde*
- *Bornaer Mulde*
- *Zeitz-Schmöllner Mulde*

Die Senkungszone entstanden im Zuge der kimmerischen Faltungsphase. Sie bestehen aus Schichten des Zechsteins bis Buntsandsteins. Die an der Basis dokumentierten evaporitischen Sedimente der Zechsteinrandfazies können zu erhöhten Hydrogencarbonat-, Sulfat- und Chlorid-Gehalten im Grundwasser führen. Das gilt besonders für den weiträumig verbreiteten Plattendolomit (und dort vorkommende Anhydritlinsen, Werra-Folge), der wegen seiner Klüftung ein guter Grundwasserleiter ist (SEELIGER et al. 1994, SPELTER 1959). Zu den geologisch besser erkundeten Strukturen gehört die *Bornaer Mulde*.

2.2.5.1 Bornaer Mulde und dort befindliche känozoische Ablagerungen

Die *Bornaer Mulde* ist ein von ENGERT (1957) geprägter Begriff für eine Muldenstruktur, die in ihrer NW-SE-Erstreckung etwa von Pegau bis Geithain eine Länge von ca. 40 km und einer Breite von ca. 15 km besitzt. Die Beckenbasis besteht aus varistisch gefaltetem proterozoischen und paläozoischen Unterbau des *Nordsächsischen Sattels* im NW und der *Nordsächsischen Mulde* im SE. Die hierin enthaltenen Schichten bestehen aus einer Abfolge von Sedimenten des Unteren Rotliegenden bis Mittleren Buntsandstein, die vom *Altenburger Vorsprung* aus flach nach N bzw. NE einfallen und entlang der *Röthaer Störung* gegen die Leipziger Grauwacke (Jungproterozoikum) im NE etwa im Zentrum der Mulde begrenzt werden. Nach SW erfolgt ein Übergang in die *Zeitz-Schmöllner Mulde* bzw. den *Altenburger*

Das Tertiär besteht aus einer Wechselfolge von Braunkohlenflözen, Tonen und Sanden, die im *Weißelsterbecken* zur Ablagerung kamen. Diese im Bereich der *Bornaer Mulde* etwa 100 bis 140 m mächtige Wechselfolge von Grundwasserleitern und -hemmern gestaltet ein sehr komplexes hydraulisches System. Das Quartär ist nur vereinzelt mit wenigen Vorkommen von Geschiebemergel, Löß und fluvioglazialen Schottern vertreten.

Im Südwestteil der Mulde kam es als Folge der teilweisen Subrosion des Oberen Werraanhydrits zur gestörten Lagerung der Hangendschichten und zu deren teilweisem Einsturz („Einsturzgebirge“). Dieser Prozeß, der bereits im Tertiär erfolgte, führte auch zur syngenetischen Deformation der tertiären Ablagerungen bis hin zum lokalen Anwachsen der Braunkohlemächtigkeiten (z.B. „*Profen- Pegauer Kessel*“).

Das hydrogeologische System der *Bornaer Mulde* läßt sich zu drei Teilsystemen zusammenfassen, die aufgrund der in allen Bereichen enthaltenden Stauhohizonte wenig miteinander kommunizieren:

1. quartäre Grundwasserleiter (prä- und frühglaziale Schotterterrassen, EISSMANN & LITT 1994, MICHEL 1960)
2. tertiäre Grundwasserleiter (schluffige bis kiesige Sedimentablagerungen innerhalb der Braunkohleformationen des *Weißelsterbeckens*)
3. prätertiäre (Kluft-) Grundwasserleiter (Vulkanite des Rotliegenden, marine und kontinentale Fazies des Zechstein sowie Sedimente des unteren und mittleren Buntsandstein).

Die altpaläozoischen Gesteine der Beckenbasis (Tonschiefer, Grauwacken, Quarzite) sind grundwasserfrei bzw. nur gering ergiebig. Sie sind allgemein als Grundwasserstauhohizont anzusehen. Geogen erhöht mineralisierte Wässer existieren in den Grundwasserleitern des Zechstein (Plattendolomit, Werraanhydrit, Einsturzgebirge) und in dem Basisgrundwasserleiter des Tertiärs. In den tertiären Schichten nimmt der Gehalt an gelösten Inhaltsstoffen in den Grundwässern der Liegendgrundwasserleiter zu.

Die Wässer des tertiären Basisgrundwasserleiters und die Grundwasserleiter im Zechstein (Plattendolomit, Werraanhydrit, Einsturzgebirge) zeichnen sich durch eine hohe Gesamthärte ($> 30^{\circ}\text{dH}$) aus, wobei das Ca^{2+} -Ion dominierend ist. Typisch für diese Wässer sind hohe Werte von: SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , sowie Ca^{2+} und Na^+ . Der hohe Mineralgehalt wird in erster Linie durch die Auslaugung des Anhydrits und der salinaren Gesteine der Werra-Folge verursacht (SCHNEIDER 1976). Innerhalb der Schichten des Buntsandstein (Unterer und Mittlerer Buntsandstein) ist das Grundwasser geringmineralisiert (SPELTER 1959).

Die Mächtigkeit und die Lagerungsverhältnisse der tertiären Ablagerungen sind entsprechend der Oberflächenmorphologie des Prätertiärs unterschiedlich. So wird z.B. die Ausbildung der Schichten durch subrosionsbedingte Deformation und Staffelbrüche beeinflusst. Die mittleren Mächtigkeiten des tertiären Basisgrundwasserleiters liegen zwischen 5 und 10 m. Im Bereich von tertiären Senkungszonen können nach SEELIGER et al. (1994) diese auf 50 m ansteigen. Das Grundwasser ist gespannt und steht teilweise unter einem erheblichen hydrostatischen Druck. JORDAN & WEDER (1995) geben für den tertiären Basisgrundwasserleiter k_f -Werte von ≈ 1 bis $10 \cdot 10^{-4}$ m/s an, der für die in diesem Gebiet angesiedelten Wasserwerke zu einem wichtigen Wasserspeicher geworden ist, da die Hangend-Grundwasserleiter als Folge der Bergbauaktivitäten nur noch eingeschränkt nutzbar sind. Der hohe Mineralgehalt des Wassers, besonders die gegenwärtig steigende SO_4 -Konzentration (in einigen Brunnen schon > 800 mg/l) erschweren jedoch zunehmend eine Aufbereitung zu Trinkwasser für die betroffenen Zweckverbände. Dieses betrifft z.B. das Wasserwerk *Hagenest* (Kap. 3.2).

Wegen der Bedeutung der Faziesentwicklung des Zechsteins für den Mineralgehalt der tieferen Grundwässer, die balneologisch relevante Feststoffgehalte > 1000 mg/l erreichen können, soll im Folgenden eine Beschreibung des Zechsteins im Südraum von Leipzig erfolgen:

Entwicklung der Zechsteinrandfazies im Südraum von Leipzig

Die Schichten des Zechstein bestehen aus einer Wechsellagerung von kontinentalen klastischen Sedimenten und relativ leicht löslichen evaporitischen Gesteinen (Anhydrit, Plattendolomit), die im Süden und Südosten u.a. bei Geithain und Frohburg an der Oberfläche ausstreichen (TONNDORF 1994). Sie repräsentieren das zyklische Vordringen des Zechsteinmeeres von Westen nach Osten bzw. Südosten, welche in mehreren Transgressionsphasen erfolgte (insgesamt drei Meeresvorstöße; TONNDORF 1965) und enthalten alle Übergänge von marin beeinflusster terrestrischer Fazies bis zur marinen Fazies (EISSMANN 1970).

Die Werra- und Staßfurt-Serie ist westlich der Weißen Elster als Kalkstein, Dolomit und Anhydrit ausgebildet. In Bohrungen wurden Linsen vom sogenannten „Ältesten Steinsalz“ beschrieben (EISSMANN 1970). Im Schwellenbereich und östlich hiervon werden diese Schichten durch Karbonate (biogen, abiogen) und Anhydrit ersetzt (WAGENBRETH 1958, EISSMANN 1970). Auf der Linie Borna-Lucka-Schmölln erfolgt ein Übergang in eine marin-terrestrische Fazies: rötlich-dolomitische Sedimente und terrestrisches Abtragungsmaterial.

Die Leine-Serie ist westlich der Weißen Elster mit bis zu 38 m mächtigem Hauptanhydrit (verzahnt mit Plattendolomit) und nach Osten hin bis in den Bereich Altenburg-Geithain durchgängig als Plattendolomit vertreten, der in seiner durchschnittlichen Mächtigkeit von Pegau bis Geithain von 20 m auf 5 m abnimmt (EISSMANN 1970).

Heiltherapeutisch genutzte Mineral- und Thermalwässer existieren im Bereich der *Bornaer Mulde* nicht. Jedoch sind an mehreren Stellen Grundwässer aus dem Zechstein und Tertiär mit Feststoffgehalten über ≥ 1000 mg/l angetroffen worden (Kap. 3.2).

2.2.6 Nordsächsisches Vulkanitbecken

Das *Nordsächsische Vulkanitbecken* bedeckt auf sächsischem Gebiet weite Bereiche der *Ostthüringisch-Nordsächsischen Synklinalzone* und *Südthüringisch-Nordsächsischen Antiklinalzone*. Eine zusammenhängende Fläche von über 2000 km² wird von verschiedenen Vulkanitkörpern und Tuffen mit einer Gesamtmächtigkeit von über 1000 m bedeckt (WALTER 1995). Diese vulkanoklastischen Ablagerungen sind im Zuge eines Calderenvulkanismus im Unteren Rotliegenden entstanden (FISCHER 1990, GLÄSSER 1983). Der gesamte Bereich ist von känozoischem Material bedeckt, deren Mächtigkeit nach Süden abnimmt. Hierbei handelt es sich um lokale Reste tertiärer sowie pleistozäner und holozäner Ablagerungen, von denen die pleistozänen Schotterterrassen nach HOHL & EISSMANN (1960) gute Grundwasserleiter sind. Wasserwirtschaftliche Bedeutung besitzen im Bereich der Vulkanite vor allem die tiefgründig verwitterten Gesteine des „*Leisniger Quarzporphyrs*“ (Transmissivitäten von $4,3 \cdot 10^{-5}$ bis $1,5 \cdot 10^{-3}$ m²/s; JORDAN & WEDER 1995), sowie der *Altenburger Glimmerporphyrit* und in Teilbereichen (Vergrusungsbereiche) der „*Rochlitzer Quarzporphyr*“. In diesen geklüfteten Vulkaniten bestehen wegen der geringen Löslichkeit der Gesteine ungünstige Bedingungen zur Bildung von Mineralwässern (HOHL & EISSMANN 1960).

Nach JORDAN & WEDER (1995) sind die Grundwässer im Bereich der Vulkanite gekennzeichnet durch einen geringen Feststoffgehalt mit einem erhöhten Gehalt an Eisen und Mangan (bis zu 10 mg/l), einer Gesamthärte (GH) um 8 °dH, einem erhöhten Gehalt an kalkagressiver Kohlensäure (z.B. „*Rochlitzer Quarzporphyr*“: 22 - 58 mg/l) und einem pH-Wert von 6,5 bis 7. In der Nähe von terrestrischen Zechsteinablagerungen, wie z.B. in

Teilbereichen des „*Altenburger Glimmerporphyrits*“ kann die Gesamthärte (GH) Werte bis zu 47 °dH erreichen.

In Bad Lausick, dessen tertiäre Ablagerungen zum Randbereich des *Weißelsterbeckens* gehören, werden eisenhaltige Mineralwässer für Kurzzwecke eingesetzt (Kap. 3.4).

2.2.7 Elbtalgraben

Der *Elbtalgraben* ist eine an der Wende Kreide/ Tertiär entstandene Senkungszone und Teil des varistisch angelegten Elbtallineaments. Es handelt sich um einen mehrere Kilometer breiten Streifen paralleler oder sich kreuzender Bruchstrukturen.

Die Basis des *Elbtalgrabens* bildet das *Elbtalschiefergebirge*, sowie präkambrische und karbonische Granitoide. Bereits vor der Bildung des heutigen *Elbtalgrabens* kam es auf diesem Gebiet vom Unterperm bis zur Oberkreide zu mehrfachen Absenkungen. Während der Oberkreide (Cenoman bis Turon) erfolgte eine zunehmende Meerestransgression. Es bildeten sich entlang des Elbtallineamentes mehrere asymmetrische Senken (BEEGER & QUELLMALZ 1994), in denen Sedimente des Rotliegenden bis Turon zur Ablagerung kamen.

Die Einsenkung des *Elbtalgrabens* entstand durch eine nach NE erfolgte Schollenverkipfung entlang der *Lausitzer Überschiebung*. Hierbei wurde das Kristallin der Lausitz auf die Elbtalkreide aufgeschoben. Diese Struktur ist bis in die Gegenwart tektonisch aktiv. Nach MÜLLER & WÄCHTER (1970) fanden in den vergangenen 10000 Jahren Schollenneigungen von 10 - 15 m statt. Die Senkungstendenz im Elbtal besteht bis in die Gegenwart. In den Jahren 1961, 1964 und 1971 konnten in diesem Gebiet mehrere schwache Erdbeben registriert werden, die in Verbindung mit dieser Schwächezone gebracht werden. Die rezente und subrezente tektonische Aktivität wird durch die CO₂-reichen Grundwässer im Bereich von Dresden-Kemnitz und Dresden-Briesnitz belegt.

Im *Dresdener Becken* wurden durch Tiefbrunnen Wässer mit einem hohen Gehalt an Hydrogenkarbonat erschlossen. Es handelt sich hierbei um Grundwässer aus cenomanen und turonen Schichten. Diese Schichten besitzen im Nordwesten des *Elbtalgrabens* einen erhöhten Gehalt an karbonatischem Material, der nach Südosten in Richtung Elbsandsteingebirge abnimmt (BEEGER & QUELLMALZ 1994, PIETZSCH 1962, SCHWANTNER 1990).

Innerhalb des *Dresdener Beckens* ist das Grundwasser der Oberkreide generell gespannt. Der Grund hierfür liegt in der Beckenstruktur verbunden mit den gering hydraulisch leitfähigen Deckgesteinen des Turon (Pläner, Mergel). Die Wasserleitfähigkeit innerhalb des Cenoman ist auf die Partien mit erhöhter Gesteinsporosität und auf Störungszonen (intensive Klüftung) beschränkt. Innerhalb der Plenuszone können Wässer nur noch entlang von Kluff- und Störungszonen (SSW-NNE und SW-NE) migrieren. Die Mächtigkeit und Ausbildung beider Grundwasserleiterkomplexe wird durch das Basisrelief der Kreide und durch Störungen beeinflusst. Somit sind diese Grundwasserleiter nicht flächig homogen ausgebildet.

Die Vorkommen von hydrogencarbonatdominierten Mineralwässern treten gehäuft im Weißeritztal und am südwestlichen Beckenrand auf. Dort existieren faziesbedingt (Rifffazies) erhöhte Kalkgehalte in den Sedimenten (siehe Abb. 3 und Tab. 1). Das bekannteste, aus diesen Schichten geförderte und ehemals als Mineralwasser in den Handel gebrachte Vorkommen ist der sogenannte Falkenbrunnen (Kap. 3.2).

Neben den Sauerlingen in den Stadtteilen Dresden-Briesnitz und -Kemnitz ist ein CO₂-reiches Wasser aus der Nähe von Meissen bekannt sowie mehrere Sauerlinge in der Region Königstein bis Bad Gottleuba (Kap. 3.7).

2.2.8 Döhlener Becken

Das *Döhlener Becken* befindet sich bei einer durchschnittlichen Breite von ca. 5 km (NE-SW) und einer Länge von ca. 22 km (NW-SE) zwischen dem Osterzgebirge und der Elbtalzone im Bereich des Elbelineaments. Innerhalb des Beckens befinden sich über 700 m mächtige

Ablagerungen des Unteren Rotliegenden (Vulkanite und Sedimente), zu denen auch uranhaltige Steinkohlenflöze gehören. In Längsrichtung verlaufen mehrere Verwerfungen, von denen die Störung „*Roter Ochse*“ mit einer maximalen Sprunghöhe von ca. 380 m die bedeutendste ist (JORDAN & WEDER 1995, REICHEL 1970). Die Steinkohlenflöze besitzen aufgrund ihres Urangeltes eine erhöhte Radioaktivität. In diesem Bereich sowie in den uranführenden *Döhleener Schichten* wurde Bergbau (Steinkohle, Uran) betrieben, wodurch die Grundwasserführung in den Grubenbauen zugenommen hat und neue Strömungsverhältnisse geschaffen wurden (JORDAN & WEDER 1995). Durch den *Tiefen Elbstollen* werden die Grubenwässer aus dem Grubengebiet *Freital-Zauckerode* in die Elbe abgeleitet. NOBST & SCHRÄBER (1969) geben folgende hydrochemische Werte an, die auf zwei Bohrungen (in den Ortschaften Raublitz und Jessen im Jahr 1963) in Konglomerate und Brekzientuffe des Unteren Rotliegenden basieren: Cl⁻-Gehalte um 50 mg/l, kalkaggressive Kohlensäure 12 bis 28 mg/l und eine Gesamthärte (GH) um 12 °dH. Mineral- und Thermalwässer sind aus dem Bereich des *Döhlender Beckens* nicht bekannt.

2.2.9 Niederlausitzer Antiklinalbereich und Lausitzer Granodioritkomplex

Der *Niederlausitzer Antiklinalbereich* besteht hauptsächlich aus monotonen hochgradig metamorphen bis migmatitischen Para- und Granodioritgneisen, an die nach NW geringmetamorphe, proterozoische flyschartige Komplexe grenzen (WALTER 1995). Nach Süden folgt der *Lausitzer Granodioritkomplex* mit gering metamorphen flyschartigen Gesteinen im Nordosten sowie Anatexiten und überwiegend Biotit-Granodioriten (*Westlausitzer* und *Ostlausitzer Granodiorit*). Der im Grenzgebiet zu Tschechien und Polen verbreitete *Granit von Rumburk* gehört zu den jüngsten Intrusionsereignissen. Das *Görlitzer Synklinorium* mit geringmetamorphen Gesteinen des Ordoviziums bis Karbons grenzt im NE (entlang des *Lausitzer Hauptabbruchs*) an. Im östlichen Bereich sind die Gesteine durch Vulkanite des Tertiärs (Basalte, Phonolithe) vor allem entlang der etwa NNW-SSE-verlaufenden *Nochtenlinie* (BRAUSE 1990) sowie im Raum Zittau und Berzdorf durchsetzt.

Der Granodiorit und der Granit sind im kompakten Zustand als Grundwasserstauer anzusehen. Eine Grundwasserführung besteht nur im Bereich der in der Regel nur wenige Meter mächtigen Verwitterungsschicht, die aus einem sandig-lehmigen Grus besteht. Im Bereich von Störungszonen werden wegen der besseren Klüftigkeit und der Tiefenverwitterung des Gesteins wasserwirtschaftlich interessante Wassermengen gewonnen (MIBUS 1970). In Oppach wird aus diesen Gesteinen ein geringmineralisiertes Grundwasser gefördert und als amtlich anerkanntes „natürliches Mineralwasser“ in den Handel gebracht. Wasserwirtschaftlich interessant sind in der Region um Oppach glazigene fluviatile Schotter, deren Ergiebigkeit bei mehreren Litern pro Sekunde liegt (MIBUS 1970). Die tertiären Basalte und Phonolithe besitzen nach MIBUS (1970) wegen der tonigen bis schluffigen Verwitterungsprodukte nur eine sehr geringe Grundwasserführung.

Die Grundwässer im Festgesteinsbereich (Granite, Granodiorite, Gneise, Basalte, Phonolithe) sind entsprechend der geringen Löslichkeit der Gesteine allgemein gering mineralisiert und enthalten einen mit einem erhöhten Gehalt an kalkaggressiver Kohlensäure (Werte zwischen 20 und 50 mg/l; MIBUS 1970) sowie lokal leicht erhöhte Eisen- und Mangankonzentrationen. Das sogenannte „Heilwasser“ des Stadtbades von Löbau ist durch das Zusammentreffen von Grundwässern unterschiedlichen Redoxpotentials entstanden, wobei der erhöhte Fe²⁺-Gehalt nach Oxidation als dreiwertiges Eisen in Form von Eisenhydroxydschlämmen ausfiel (UFZ/HGC 1996).

Die Oberlausitz bietet für die Bildung von Mineralwässern in ihrem Zentralbereich wegen der weitestgehend geringlöslichen Gesteine ungünstige Bedingungen. Thermalwässer sind aus Neustadt in Sachsen sowie aus dem Zittauer- und Berzdorfer Kohlebecken bekannt.

2.2.10 Görlitzer Synklinorium

Das *Görlitzer Synklinorium* wird durch die *Innerlausitzer Störung* im SW und den *Lausitzer Hauptabbruch* im NE begrenzt. Die ältesten Schichten sind gefaltete Grauwacken der jungpräkambrischen *Görlitz-Formation*. In dem Sedimentationstrog des Prävaristikums ist das Unterkambrium nördlich von Görlitz in karbonatisch-toniger Ausbildung und mit Diabaseinschaltungen sowie das untere Ordovizium lokal (*Dubrau-Quarzit*) westlich von Nieski verbreitet (WALTER 1995). Darüber folgt diskordant eine vollständige und lückenlose Schichtenfolge beginnend mit dem oberen Ordovizium (*Eichberg-Sandstein*) bis in das Unterkarbon mit Alaun- und Kieselschiefern (Silur), Graptolithenschiefer und tonig-quarzitische Serien mit Geröllhorizonten, die teilweise durch eine vulkanisch-karbonatische Fazies mit Diabasen und deren Tuffen vertreten werden (Devon) und flyschartigen Folgen des Unterkarbons (Tonschiefer, Grauwacken Konglomerate, kleinere Kalkbänke). Durch die sudetische Faltung wurden die paläozoischen Schichten intensiv gefaltet und verschuppt (WALTER 1995). Die Faltenachsen verlaufen NW-SE. Tertiäre Sedimente bestehen aus geringmächtigen Schichten des Oberoligozäns mit feinkiesigen Sanden, Tonen, Schluffen und einem bis zu 2,5 m mächtigen Braunkohlenflöz, dem Miozän mit einem bis zu 4,5 m mächtigen Braunkohlenflöz sowie dem Pliozän (tonige Sande und Feinkiese; SCHUBERT 1963). Das Gebiet wird weitgehend von Ablagerungen des Quartärs bedeckt. Die Festgesteine des Paläozoikums besitzen wasserwirtschaftlich keine Bedeutung, da dort wegen der geringen Klüftigkeit und der tonigen Verwitterung nur eine sehr geringe Grundwasserführung möglich ist (MIBUS 1970). Hydrogeologisch bedeutend sind in dieser Region vor allem die Sedimente des Quartärs und des Tertiärs (Kap. 2.2.13.1).

Das Grundwasser ist im allgemeinen geringmineralisiert. Erhöhte HCO_3^- -Gehalte können durch die kambrischen Karbonate und erhöhte SO_4^{2-} -Gehalte außerhalb der tertiären Ablagerungen durch den Einfluß silurischer Alaunschiefer verursacht werden (BEIER in MIBUS 1970). Mineral- und Thermalwässer sind aus dem Bereich des *Görlitzer Synklinorium*s nicht bekannt. SCHUBERT (1963) erwähnt Cl^- -Gehalte bis zu 470 mg/l in Brunnen im **Raum Rothenburg** (Oberlausitz), die jedoch nicht mehr genau lokalisiert werden können. Salinare Tiefenwässer können entlang des *Lausitzer Hauptabbruches* angetroffen werden (BRAUSE, mündl.).

2.2.11 Nordsudetische Senke

Das Prätertiär der *Nordsudetischen Senke* besteht auf sächsischen Gebiet oberhalb der altpaläozoischen Basis aus über 1000 m mächtigen Abfolgen des Perm (Kupferschiefer, Zechsteinsalze und -karbonate der Werra bis Allerserie), des Buntsandsteins (kalkhaltige, sandige Sedimentite, Tone, Anhydrit), des Muschelkalkes und des Keupers (Kalke, Mergel, Letten, Anhydrite) sowie der Oberkreide (Kalke, Mergel). Die prätertiäre Basis im Raum Hoyerswerda, Weißwasser und Bad Muskau besteht aus einem kompliziert gebauten Schollenmosaik. Die zwei übergeordneten Struktureinheiten sind die *Scholle von Weißwasser* im Südosten und die *Scholle von Drebkau* im Nordwesten, deren Grenze die *Hoyerswerdaer Querstörung* bildet. Beide Einheiten werden nach S und SW durch den *Lausitzer Hauptabbruch* begrenzt. Innerhalb der *Scholle von Weißwasser* existiert seit dem Präkambrium ein Hochgebiet („Struktur Mulchwitz“), welches zur Zeit des Zechsteins als relatives Schwellengebiet zu vorwiegend karbonatischen und anhydritischen Ablagerungen führte. Im Gegensatz hierzu befand sich innerhalb der *Scholle von Drebkau* ein Sedimentationstrog, in dem sich im Zechstein mächtige Steinsalzablagerungen bildeten (BRAUSE et al. 1989). Die regionalen Hauptstörungen sind die *Hoyerswerdaer Querstörung* (NE-SW) und der *Lausitzer Hauptabbruch* (NW-SE). Hinzu kommen Störungszonen mit etwas geringerer regionaler Rangordnung, wie die *Störungszone von Gosda-Stradow* (NW-SE) und die *Störungs- bzw. Grabenzonen Spremberg-Weißwasser* (NE-SW). Entlang dieser Störungszonen können salinare Tiefenwässer migrieren.

Die Verbreitung mineralisierter chloridischer Tiefenwässer ist an die fazielle Entwicklung des Zechsteins im Untergrund gebunden. Im SE im Raum Weißwasser - Bad Muskau besitzen die Zechsteinabfolgen generell niedrige Salzgehalte. Nach NW nimmt der Salzgehalt dieser Schichten in Richtung Spremberg zu. Hochmineralisierte chloridische Tiefenwässer sind generell nordwestlich der *Hoyerswerdaer Querstörung* anzutreffen (UFZ/HGC 1996).

Die Grundwässer in allen Stockwerken der prätertiären Festgesteinskomplexe besitzen allgemein eine höhere Mineralisation. In der Nähe zu salinarem Zechstein können die Feststoffgehalte $> 100\ 000\ \text{mg/l}$ betragen (UFZ/HGC 1996). Die Versalzung des Grundwassers kann sich im Bereich von hydraulisch aktiven Störungszonen bis in den untersten tertiären Grundwasserleiter, der *Cottbuser Folge*, auswirken. Dort beschreiben BRAUSE et al. (1989) und KLUGE (1991) noch Feststoffgehalte bis max. $4000\ \text{mg/l}$.

2.2.12 Leipziger Tieflandsbucht

Eine großräumige Sedimentation im Tertiär begann zunächst im Eozän mit der Bildung des *Weißelsterbeckens* mit den wirtschaftlich bedeutenden Braunkohlenflözen (*Sächsisch-Thüringisches Unterflöz*, *Bornaer* und *Thüringisches Hauptflöz*, *Böhlener Oberflöz*) und dem Binnensenkegebiet zwischen Lützen - Landsberg und Schkeuditz und der Brehna-Zörbiger-Binnensenke (EISSMANN in EISSMANN & LITT 1994). Mit der unteroligozänen Meerestransgression (Rupelfolge) bildete sich auf diesem Gebiet die *Leipziger Tieflandsbucht* als Ausläufer der *Norddeutschen Tertiärsenke*. Das Gebiet wird von einer Schichtenfolge des Quartärs bedeckt, die von Süden nach Norden an Mächtigkeit zunimmt.

Auf die allgemeine Sedimentation im Bereich des *Weißelsterbeckens* insbesondere dem tertiären Basisgrundwasserleiter wurde in Zusammenhang mit den prätertiären Ablagerungen im Bereich der *Bornaer Mulde*, in Kap. 2.2.5.1 hingewiesen.

Nördlich von Leipzig im Raum Leipzig - Bitterfeld beginnt die Sedimentationsabfolge des Tertiärs im Oligozän mit der Rupelfolge, einer ca. 8 m mächtigen Wechsellagerung von pyrithaltigen marinen Schluffen, Sanden und dem nicht (durchgehend verbreiteten) *Flöz Gröbers*. Darüber folgen die ca. 30 m mächtigen *Bitterfelder Glimmersande* (Oberoligozän), aus denen in Eilenburg ein geringmineralisiertes Grundwasser gefördert und als amtlich anerkanntes „natürliches Mineralwasser“ in den Handel gebracht wird. Das Miozän besteht aus dem *Bitterfelder Flözhorizont* (*Bitterfelder Ober- und Unterflöz* mit sandig-schluffigen Zwischenlagen) und dem überwiegend aus Tonen und Feinsanden bestehenden 15 - 30 m mächtigen grundwasserstauenden *Bitterfelder Decktonkomplex* mit zwei darin enthaltenen Grundwasserleitern. Das Quartär mit einer Mächtigkeit von ca. 30 m besteht aus Geschiebemergeln und glazigenen fluviatilen Sanden des Elster-, Saale- und Weichselzyklus. Durch die Tagebauentwässerung ist die hydrogeologische Bedeutung der Hangendgrundwasserleiter stark vermindert (JORDAN & WEDER 1995). In Krostitz ist ein amtlich anerkanntes Mineralwasser des Typs $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$ mit einem Feststoffgehalt $> 1000\ \text{mg/l}$ im Bereich einer elsterkaltzeitlichen Erosionsrinne erschlossen (Kap. 3.2).

Von wasserwirtschaftlich besonderem Interesse sind die *Bitterfelder Glimmersande* mit k_f -Werten um $1 \cdot 10^{-4}\ \text{m/s}$ (JORDAN & WEDER 1995). Die Grundwässer in den känozoischen Ablagerungen besitzen geogen bedingt nur geringe Feststoffgehalte um $200\ \text{mg/l}$. In den unteren Grundwasserstockwerken sowie im Bereich anmooriger Bildungen und Torflinsen innerhalb der quartären Ablagerungen können die Eisengehalte im Grundwasser bis zu $8\ \text{mg/l}$ erreichen.

2.2.13 Känozoische Ablagerungen in der Oberlausitz

2.2.13.1 Sächsischer Teil des Niederlausitzer Kohlerevieres und Lausitzer Urstomtal

Die Basis der tertiären Ablagerungen bilden die ca. 40 bis 50 m mächtigen *Cottbuser Schichten* (marin-brackische Glimmersande). Darüber folgen im Oligozän der 4. *Lausitzer Flözhorizont* (bis 15 m mächtig) und der 3. *Lausitzer Flözhorizont* (bei Großdubrau bis zu 46 m mächtig, KUPETZ 1985) mit den dazwischenliegenden *Spremlinger Schichten* (submarine Schwemmfächer, tonig-schluffig, 10 bis 110 m mächtig). Das Miozän besteht aus den *Unteren Briesker Schichten* (marin-brackische Ablagerungen), dem bis zu 15 m mächtigen 2. *Lausitzer Flözhorizont* (Hauptflöz), den *oberen Briesker Schichten* (Hangendschluff „Alaunton“), dem nur gering verbreiteten 1. *Lausitzer Flözhorizont* und den *Runauer Schichten* (terrestrische Sedimente). Durch die südwärts gerichtete glazigene Kompression wurden braunkohleführende tertiäre Sedimente abgeschert und gestaucht, was zu einem komplizierten schuppenförmigen und unregelmäßig gefalteten bis diapirartigen Schichtenbau führte (GRUNSKÉ & SCHRÄBER 1968).

Die steil verstellten Braunkohlevorkommen (im wesentlichen der 2. *Lausitzer Flözhorizont*) wurden bis ins letzte Jahrhundert z.B. im Bereich von Bad Muskau abgebaut. Die dort entstandenen Kohlenausstriche bilden langgestreckte teilweise mit Wasser gefüllte oder vertorfte Mulden („*Gieser*“ bzw. „*Jeser*“; KUPETZ 1985). Im Bereich von Bad Muskau zeichnen sie in ihrer Anordnung den ehemaligen Verlauf des Gletschervorstoßes nach („*Muskauer Faltenbogen*“), wie bereits auf einer topographischen Karte zu erkennen ist. In Bad Muskau wird ein eisenhaltiges Mineralwasser vom Typ Ca-SO₄ aus dem Bereich des gefluteten Grubengebäudes eines ehemaligen untertägigen Alaun-Bergwerkes gefördert (Kap. 3.4).

Die quartären Ablagerungen besitzen Mächtigkeiten von durchschnittlich 25 bis 50 m (JORDAN & WEDER 1995). Das *Lausitzer Urstomtal* diente bereits in der Saale- und Weichselkaltzeit als Vorfluter der Schmelzwasserabflüsse.

Das Grundwasserregime im *Lausitzer Urstomtal* wird im wesentlichen durch die Wasserhaltung des Braunkohlenbergbaus geprägt, die zu einer weitreichenden Beeinflussung der Grundwasserführung der tertiären und quartären Schichten führte (JORDAN & WEDER 1995, KLUGE 1991). Die Kohlefelder am Südrand des Urstomtals werden von tiefreichenden pleistozänen Auswaschungsrinnen unterbrochen und sind vorwiegend mit gut durchlässigen Sanden und Kiesen gefüllt. Dadurch bestehen hydraulische Wegsamkeiten zwischen tertiären und quartären Grundwasserleitern. Durch die intensiven bergbaulichen Grundwasserentnahmen ist über den Zeitraum eines Jahrhunderts ein ca. 2500 km² großer Grundwasserabsenkungstrichter und ein Grundwasserdefizit von ca. 10 km³ entstanden (JORDAN & WEDER 1995). Die Autoren geben an, daß von dieser Grundwasserabsenkung das gesamte Känozoikum und ein Teil des Mesozoikums nördlich des *Lausitzer Hauptabbruchs* beeinflusst sind.

Das Grundwasser ist in den känozoischen Ablagerungen im allgemeinen geogen gering mineralisiert. GRUNSKÉ & SCHRÄBER (1968) erwähnen geogen hohe Fe-Gehalte bis zu 40 mg/l in tertiären und quartären Sedimenten, deren mögliche Herkunftsquelle nicht näher erläutert wird. In der Nähe von Störungszonen beschreiben die Autoren in Grundwässern quartärer Rinnensedimente hohe, nicht näher quantifizierte Chloridgehalte (siehe auch BRAUSE 1989, KLUGE 1991 in Kap. 2.2.11).

2.2.13.2 Zittauer und Berzdorfer Becken

Diese beiden Senkungszonen entstanden im Kreuzungsbereich der „*Nochtenlinie*“ (NNW-SSE-gerichtet) und der NNE-SSW verlaufenden Störungszone *Blok Karkonizerskie* im Rahmen regionaler Scherbewegungen, die vom alpidischen Tektogen ausgingen (BRAUSE 1990). Das Gebiet von Zittau und Berzdorf ist mit einer für eine „strike-slip“-Tektonik typischen „basin

and range“-Provinz zu vergleichen. Intensive tektonische Bewegungen in der Zeit des Oligozän bis Unteres Miozän führten zur Bildung eines tektonischen Schollenmosaiks, verbunden mit Vulkanismus. Entlang von Blattverschiebungen kam es zum Einbruch und zur Heraushebung von Schollen des Kristallins. In den Gräben (*Berzdorfer* und *Zittauer Becken*) konnten sich limnisch-fluviatile Sedimente mit mächtigen Kohleflözen ablagern.

Das *Becken von Zittau* befindet sich im Kreuzungsbereich zweier Hauptstörungen: der *Lausitzer Überschiebung* (WNW-ESE) und dem *Ohre(Eger-)-Rift* (NE-SW). Auf deutscher Seite besitzt das *Zittauer Becken* eine Erstreckung von 16 km in NE-SW-Richtung und eine Breite von 7 km (PIETZSCH 1962). Die geologische Entwicklung läßt sich in folgenden Etappen zur Übersicht darstellen (aus RAITHEL et al. 1995, hier vereinfacht):

1. Ablagerung von Vulkaniten (Basalte, Tuffe) und einem geringmächtigen „Basalflöz“ im Mitteloligozän bis Untermiozän im Anfangsstadium der Herausbildung der *Gräben* von *Hradek* und *Zittau*.
2. Beginn großflächiger Auffüllung des Beckens mit Tonen, Schluffen, Feinsanden und Ablagerung des bis zu 30 m mächtigen *Zittauer Unterflözes*
3. Ablagerung von fluviatilen Sedimenten (Schüttfächer) und teilweise Erosion des Unterflözes in einer Phase der Unterbrechung der Subsidenz.
4. Nach erneuter Absenkung und Ausweitung des Beckens Sedimentation des 20 - 80 m mächtigen *Zittauer Oberflözes* und darüber der *Hangendtone*

Die Oberflächenmorphologie des obersten Tertiärs (bis *Zittauer Oberflöz*, RAITHEL et al. 1995) wurde durch elsterglaziale Erosions- und Verformungsvorgänge beeinflusst. Die tertiären Sedimente sind weitgehend von quartären Ablagerungen bedeckt (Elsterglaziale Sedimente: Geschiebemergel, Schmelzwassersande sowie fluviatile Ablagerungen der Mandau und Neiße). Die Grundwasserführung in den tertiären Schichten innerhalb des *Zittauer Beckens* ist nach MIBUS (1970) gering. Im Bereich des *Zittauer Beckens* sind an mehreren Stellen Temperaturanomalien im Grundwasser sowie hohe HCO₃- und Cl-Gehalte von TRETIN et al. (1987) festgestellt worden (Kap.3.7 und Kap. 3.8).

Das *Berzdorfer Becken* zeichnet sich gegenüber dem *Zittauer Becken* durch ein erheblich größeres, bis zu 100 m mächtiges Braunkohlenflöz aus, das nach PIETZSCH (1962) das Äquivalent zum 3. *Lausitzer Flözhorizont* ist. Die Basis bilden der *Ostlausitzer Granodiorit* und randlich lokale Vorkommen tertiärer Basalte bzw. Basalttuffe, die in Form von markanten Einzelerhebungen das Landschaftsbild dieser Region mitprägen. Der Granodiorit ist als Folge der Beckenbildung teilweise tiefgreifend kaolinisiert. Dessen Verwitterungsschichten und deren Umlagerungsprodukte bilden die Liegendgrenze zur Braunkohle. Innerhalb des Beckens bestehen komplexe Lagerungsverhältnisse. RAITHEL (1990) unterscheidet sechs Etappen der Entstehung:

1. Kaolinisierung des Granodiorites bereits mit Beginn der Subsidenz in der Kreide
2. Periode des Basaltvulkanismus, wodurch infolge der tektonischen Aktivität ein Basaltrücken entstand, der das Becken weitgehend nach Osten begrenzt. Entlang der dort verlaufenden B 99 besteht diese Basaltschwelle mit einer ca. 400 m breiten Unterbrechung in Höhe der Mündung des Buschbaches in die Neiße, der Verbindung zum *Becken von Radomierzyce* (Polen).
3. Die Hauptkohlebildung wurde von intensiver Bruchtektonik und fortlaufender Eintiefung des Beckens begleitet, die zu erheblichen Mächtigkeiten der Flözbänke führte.
4. und 5. Etappe: junge Bruchtektonik, Versetzung von Flözhorizonten

Die Grundwasserführung in den Schichten des Tertiärs wird von MIBUS (1970) wie im *Zittauer Becken* als gering bezeichnet. Der einzige großflächige quartäre Grundwasserleiter besteht aus bis zu 10 m mächtigen frühpleistozänen Sanden und Kiesen. Insgesamt sind die Lagerungsverhältnisse der tertiären und quartären Deckschichten durch glazigene Stauchung intensiv gestört (MIBUS 1970). An der Basis des Beckens erfolgten mehrere Thermalwasserzutritte (Kap. 3.8).

Nach BRAUSE (1987, in RAITHEL 1990) können aus dem generell an Grundwasser armen Kristallin über Klüfte größere Wassermengen austreten. Die Wässer stehen unter einem hohen hydrostatischen Druck, der u.a. im August 1988 zu einem Liegendwassereinbruch mit einem Zufluß von 3-4 m³/min entlang einer Kluft im Baufeld III führte. Die Klüftigkeit im Granodiorit wird im Raum von Görlitz für die Wassergewinnung genutzt. RAITHEL (1990) vermutet, daß diese Wässer und die beschriebenen Liegendwasserzutritte im *Berzdorfer Becken* gleichen Ursprungs sind.

2.3. Erzlagerstätten des Erzgebirges und des Vogtlandes

Eine anomale Aufmineralisierung von Grundwasser wurde teilweise in gefluteten Grubenbauen festgestellt. Diese resultiert z.B. aus der Lösung oxidiertes, ursprünglich sulfidischer Minerale oder aus dem mineralisierenden Einfluß durch den künstlichen Entwässerungsprozeß in die Grubengebäude zutretender (salinärer) Tiefenwässer. Aktuelle Untersuchungen hierzu wurden z.B. von WOLKERSDORFER (1996) und von HGC (1995) durchgeführt.

Insbesondere das Erzgebirge und das Vogtland haben als Erzlieferant für den mitteleuropäischen Raum seit ca. 800 Jahren eine große Bedeutung. Hierbei sind die Lagerstätten der Elemente Arsen, Blei, Cobalt, Kupfer, Nickel, Uran, Wismut, Wolfram, Zink und Zinn sowie die Minerale Fluorit und Baryt hervorzuheben (BERNSTEIN et al. 1972). Die folgende Aufzählung der hierfür bedeutendsten Erzlagerstätten wurde aus BERNSTEIN et al. (1972) zusammengefaßt.

Es lassen sich ein varistischer und ein postvaristischer Mineralisationszyklus unterscheiden:

Varistischer Mineralisationszyklus

- Skarn-Paragenesen
- Zinn-Wolfram-Molybdän-Paragenesen (Zinn-Wolfram-Formation)
- Polymetallische Quarz-Sulfid-Paragenesen (Kiesig-blendige Bleierzformation)
- Uran-Quarz-Karbonat-Paragenesen (Uran-Quarz-Calcit-Formation)
- Karbonatische Silber-Antimon-Paragenesen (Edle Braunspat-Formation)

Postvaristischer Mineralisationszyklus

- Quarz-Baryt-Hämatit-Paragenesen (Eisen-Baryt-Formation)
- Fluorit-Baryt-Paragenesen (Fluorit-Baryt-Formation)
- Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-Paragenesen (Wismut-Kobalt-Nickel-Formation)
- Quarzige Eisen-Manganoxid-Paragenesen (Eisen-Mangan-Formation)
- Nickel-Verwitterungslagerstätten

Skarn-Lagerstätten: hierzu gehören die Vorkommen in **Pöhla** (Magnetitskarne), **Breitenbrunn** (Magnetit-Sphalerit-Skarn) und **Hämmerlein b. Rittersgrün** (Kassiterit-Sphalerit-Skarn). Die polymetallische Vererzung besteht vor allem aus Chalkopyrit, Hämatit, Kassiterit, Magnetit, Pyrrhotin, Pyrit, Scheelit und Sphalerit.

Zinn-Wolfram-Lagerstätten: die großen, an Granite gebundenen Greisen-Lagerstätten befinden sich in **Altenberg**, sowie in **Gottesberg** und **Hegelshöhe b. Bärenstein**. Weitere Vorkommen geringeren Umfangs sind aus **Zinnwald**, **Geyer**, **Sadisdorf**, **Schenkenhöhe b. Bärenstein** und **Ehrenfriedersdorf** bekannt. Die Erzminerale sind Kassiterit, Wolframit, Hämatit, Arsenopyrit und Molybdänit. Zu den Nichterzen gehört unter anderem Fluorit. In den Lagerstätten **Pechtelsgrün** und **Tirpersdorf** wurden Quarz-Wolframit-Gänge abgebaut.

Polymetallische Blei-Zink-Silber-Lagerstätten: das bedeutendste Vorkommen ist das ehemalige **Freiberger Bergbaurevier**, in dem ca. 1000 Gänge, insbesondere der polymetallischen Quarz-Sulfid-Paragenesen bis in 800 m Tiefe abgebaut wurden. Weiterhin gehören hierzu karbonatische Silber-Antimon-Paragenesen (sulfidisch-selenidische- und Silber-Paragenese) im **Brander Revier** und vorwiegend Fluorit-Baryt-Paragenesen im **Halsbrücker Revier**, **Freiberg** und **Brand** („OWO-Spatgang“).

Fluorit- und Barytlagerstätten: Fluorit und Baryt sind fast ausschließlich an hydrothermale, generell Hercynisch streichende Gänge gebunden. Die Gänge der (zum Teil polymetallischen) Fluorit-Baryt-Paragenese sind im gesamten Erzgebirge und Vogtland verbreitet. Die größte Lagerstätte dieses Typs ist **Niederschlag b. Bärenstein**. Der Fluoritanteil nimmt dort auf Kosten des Baryts zur Tiefe hin zu. In der Lagerstätte **Schönbrunn** und **Bösenbrunn** werden (zum Teil polymetallische) Fluoritgänge, assoziiert mit Karbonaten, Quarz und Feldspat abgebaut (siehe auch KUSCHKA & HAHN 1996). In **Schneckenstein-Brunndöbra** wird Baryt aus Gängen einer fluoritfreien Quarz-Baryt-Hämatit-Paragenese gewonnen.

Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-Paragenesen: Diese Paragenesen sind besonders im zentralen und westlichen Erzgebirge in größeren Revieren verbreitet. Die Hauptgebiete dieser, vor allem wegen des Urangehaltes bedeutenden Vorkommen sind **Annaberg**, **Aue**, **Johanngeorgenstadt**, **Marienberg (mit Lauta)**, **Schneeberg-Schlema** und **Zobes**. Die Mineralisation ist vorwiegend an Metamorphite des älteren Paläozoikums im Bereich granitischer Intrusionen und Hercynisch streichender Störungszonen gebunden, von denen die Störungen des *Gera-Jachymov-Lineaments* hervorzuheben sind. Die erzmineralisierten Gänge verlaufen etwa diagonal zu den Hauptbruchzonen. Die westergebirgischen Pechblende-Karbonat-Gänge lassen sich in zwei Paragenesen unterteilen: die Kammquarz-Calcit-Uranpechblende-Paragenese (*Westerzgebirge*) bzw. die Uran-Quarz-Calcit-Paragenese (*Osterzgebirge*) und eine jüngere Dolomit-Selenid-Paragenese, die die ältere uranföhrnde Paragenese überprägt (Dolomitisierung).

Eisen- und Mangan-Paragenese: Die Gänge dieser Paragenese sind fast ausschließlich im Bereich des *Eibenstocker Granites* und benachbarter Granitkörper der *Westerzgebirges* entwickelt und bestehen im wesentlichen aus Hämatit, Mangan-Verbindungen und Quarz.

Nickel-Verwitterungslagerstätten: Durch Verwitterungsvorgänge metasomatischer und hydrothermal überprägter Serpentine entstanden in der Kreide bis unteres Tertiär aus den Serpentinikörpern des *Granulitgebirges* Nickelhydroxilikatlagerstätten. Die wichtigsten Vorkommen befinden sich vor allem im südwestlichen Teil des *Granulitgebirges*. Hierzu gehören unter anderem die Lagerstätten von **Callenberg**, **Kuhschnappel**, **St. Egidien** und **Waldheim**.

3. Kenntnisstand zur Verbreitung von Mineral- und Thermalwässern in Sachsen

3.1 Allgemeines

Die in dieser Arbeit untersuchten balneologisch relevanten Merkmale lassen sich grundsätzlich in zwei Gruppen unterteilen:

unspezifische Merkmale

- Temperatur $\geq 20^{\circ}\text{C}$
- Feststoffgehalt $\geq 1000 \text{ mg/l}$

spezifische Merkmale

- Fluoridgehalt ($\text{F}^- \geq 1 \text{ mg/l}$)
- Radongehalt (Rn-Aktivität $\geq 666 \text{ Bq/l}$)
- Eisengehalt ($\text{Fe}^{2+} \geq 20 \text{ mg/l}$)
- Säuerlinge ($\geq 100 \text{ mg/l}$ freies gelöstes CO_2)

Während für die Gewinnung von Trinkwässern neben der Geschüttheit in erster Linie die Ergiebigkeit des Grundwasserleiters relevant ist und somit dessen hydrogeologische Eigenschaften entscheidend sind, sind für die Entstehung eines Mineral- bzw. Thermalwassers eine ganze Reihe von Aspekten ausschlaggebend, die Einfluß auf deren Inhaltsstoffe bzw. Eigenschaften haben, z.B.:

1. der Mineralbestand des Grundwasserleiters
2. ursprüngliche chemische und physikalische Eigenschaften des Grundwassers
3. regionale Hydrodynamik
4. Einflüsse externer Zumischungen (Gas-/Wasserphase)
5. Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen
6. geologische Verhältnisse an Austrittsort sowie die geologische Situation in angrenzenden Gebieten
7. mögliche anthropogene Einflüsse (z.B. werden erst durch das künstliche Freilegen von Schichten und der damit veränderten Hydrodynamik teilweise bedeutsame Anreicherungen balneologisch relevanter Bestandteile im Wasser oder der Aufstieg hochmineralisierter und warmer Tiefenwässer ermöglicht.)

Diese Zusammenstellung veranschaulicht die vielfältigen Einflußfaktoren und die Komplexität der Bildung von Mineral- und Thermalwässern. UDLUFT (1991) unterschied zwischen folgenden hydrochemischen Bildungstypen:

1. *Grundtypen, unterteilt nach Anionen*: die chemische Beschaffenheit der Wässer ist durch die Lösungseigenschaften des Wassers, die Temperatur und durch den pH-Wert beeinflusst. Ein hoher Feststoffgehalt in den Wässern resultiert aus der Lösung von Chloriden, Sulfaten und Karbonaten
2. *Sekundäre Wassertypen*: eine nachträgliche Veränderung des Chemismus erfolgt durch Wasser-Gesteins-Wechselwirkung (Ionenaustauschprozesse) oder durch Zumischung externer Kohlensäure, die zu einer Einstellung eines neuen Löslichkeitsgleichgewichtes führen.

In Sachsen existieren keine großflächigen „Mineralwasserprovinzen“, wie sie ZIESCHANG (1968) beschrieb. Aus diesem Grunde zählte Sachsen für ZIESCHANG zum „mineralwasserarmen Bereich“. Bezüglich der *unspezifischen Merkmale*, insbesondere der

Wässer mit einem Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l, ist dieser Aussage nichts entgegenzustellen, denn die Ablagerungen großflächiger, gut löslicher Gesteine existieren nur regional begrenzt in Mulden- und Senkungsstrukturen und in großen Tiefen nutzbare Thermalwässer (in Bereichen einer normalen geothermalen Tiefenstufe) sind nach derzeitigem Kenntnisstand in Sachsen nur im Ausläufer der Nordsudetischen Senke zu erwarten (UFZ/HGC 1996).

In Hinblick auf die *spezifischen Merkmale* ist diese Aussage jedoch nicht korrekt. Besonders im Bereich des kristallinen Grundgebirges existieren viele Grundwässer, die wegen ihres Gehaltes an den spezifischen, balneologisch wertbestimmenden Eigenschaften (F^- , ^{222}Rn , Fe^{2+} und CO_2) der Definition des DEUTSCHEN BÄDERVERBANDES E.V. et al. (1991) entsprechen.

Das folgende Kapitel enthält im wesentlichen eine Aufzählung und Beschreibung der in UFZ/HGC (1996) recherchierten Vorkommen.

Die Beschreibung der Mineral- und Thermalwässer erfolgt hierbei „hierarchisch“, angelehnt an die von UDLUFT (1991) gewählte Einteilung:

1. Hoher Feststoffgehalt aus der Subrosion leicht löslicher Gesteine oder als Folge der Zumischung Cl^- -reicher Wässer
2. zusätzlich durch komplexe hydrochemische Prozesse (z.B. Redox-Reaktionen, Lösungs- u. Fällungsreaktionen, Ionenaustauschprozesse) entstandene eisen-, radon- oder fluoridhaltige Mineralwässer
3. zusätzlich durch externe CO_2 -Zumischung entstandene Sauerlinge
4. Thermalwässer

3.2 Hydrogencarbonat- und sulfatdominierte Mineralwässer ≥ 1000 mg/l

Hydrogencarbonatische und sulfatische Wässer mit einem Feststoffgehalt > 1000 mg/l entstehen durch mehrere Mechanismen. In diesem Kapitel sollen die Mineralwässer beschrieben werden, deren Hydrogencarbonat- und Sulfatgehalt aus der Gesteinslösung resultiert. Die Möglichkeiten der Bildung von HCO_3^- -Wässern, die im wesentlichen durch Zumischung von magmatogener Kohlensäure entstanden, wird in Kap. 3.7 beschrieben. Die Bildung von sulfatischen Wässern durch Pyritoxidation wird in Kap. 3.4 behandelt.

In Sachsen sind folgende potentielle Verbreitungsgebiete hervorzuheben (Abb. 1):

- Nordwestsächsische Senkungszone (Beispiel Bornaer Mulde)
- Elbtalgraben
- Nordsudetische Senke.

Bornaer Mulde

Der Kenntnisstand über den geologischen Aufbau innerhalb der Bornaer Mulde ist durch viele Bohrungen, die vor allem im Rahmen des Braunkohlentagebaus und durch die ehemalige SDAG Wismut abgeteuft wurden, besonders detailliert. Dort wurden an mehreren Stellen Tiefenwässer mit einem Feststoffgehalt von mindestens 1000 mg/l in Bohrungen oder Liegendwasserdurchbrüchen dokumentiert.

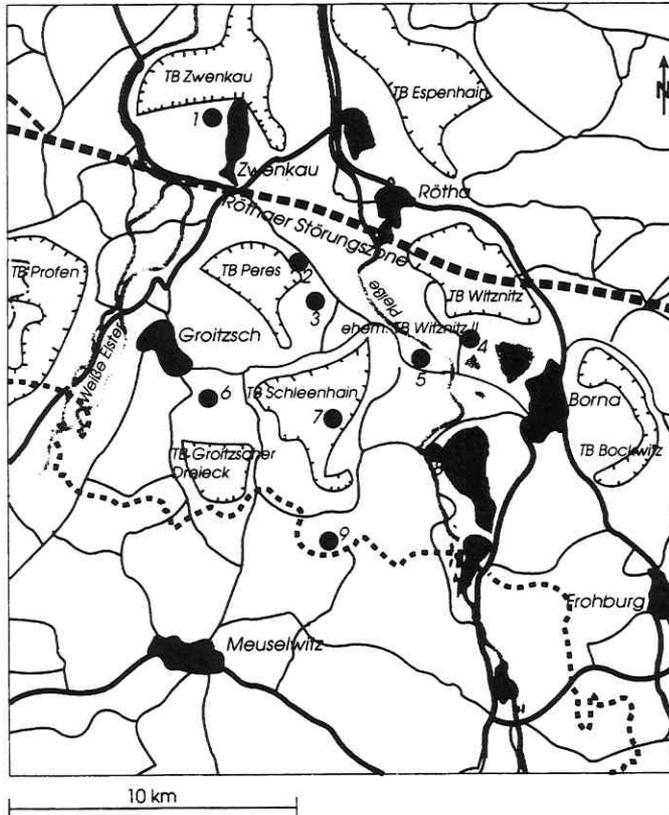


Abb. 2: Übersicht von hochmineralisierten Wässern aus dem Zechstein der Bornaer Mulde (graphische Bearbeitung: K. Geyler, UFZ)

- 1 chloridisches Wasser in Eythra (B 396) (Kap. 3.3)
- 2 sulfatisches Wasser bei B 3656
- 3 sulfatisches Wasser bei B 3773
- 4 sulfatisches Wasser in der Bohrung 1/43 in Großzössen
- 5 sulfatisches Wasser in einem Liegendwassereinbruch im TB Witznitz II
- 6 sulfatisches Wasser in der Bohrung 9024/88 im Groitzscher Dreieck
- 7 sulfatisches Wasser in einem Liegendwassereinbruch im TB Schleenhain
- 8 chloridhaltiges Wasser in Deutzen (Kap. 3.3)
- 9 sulfatisches Wasser im Wasserwerk Hagenest

- In **Hagenest** wurde in der Bohrung 6A/76 nach Vertiefung auf 123 m u. Gel. ein Ca-SO₄-HCO₃- Wasser aus Schichten des Zechsteins (Werra-Anhydrit) mit einem Feststoffgehalt von 1038 mg/l angetroffen (KITTLER & GRÄBER 1995). Dieser ursprünglich für eine Dargebotserweiterung aus Grundwasserleitern des Zechstein von 108 m auf 123 m u. Gel. nachträglich am 01.02.1995 vertiefte Brunnen erschloß ein in wasserwirtschaftlicher Hinsicht nicht nutzbares Grundwasser mit einem Sulfatgehalt von etwa 360 mg/l. Der für den Zechsteingrundwasserleiter ermittelte k_F-Wert beträgt $1,7 \cdot 10^{-6}$ m/s (UFZ/HGC 1996).
- Ein SO₄-reiches Wasser wurde in der Grundwassermeßstelle B 9024/88 bei **Obertitz** beschrieben (Abb. 2, Nr. 6). Die Meßstelle reicht bis in den sogenannten Anhydritrestpfeiler (Werraanhydrit), der für die Mineralisation verantwortlich ist (SCHNEIDER 1976). Die

Subrosion des Werra-Anhydrits führte teilweise zu Kesselbildungen der darüberliegenden Grundwasserleiter und Braunkohlenflöze sowie zu postkinetischen Schichtverbiegungen („Löcher“). Das Wasser stammt aus dem *Einsturzgebirge*, welches den Anhydrit überlagert und ca. 9 m mächtig ist. Dieser Grundwasserleiter besteht aus einem Konglomerat von Ton, Schluff, Gips und Dolomit sowie Fein- bis Grobkieslagen. Nach SCHNEIDER (1976) besteht eine hydraulische Kommunikation zwischen dem tertiären Basisgrundwasserleiter und dem Werraanhydrit über subrosionsbedingte staffelartige Abbrüche.

- Ca-SO₄-HCO₃-Wässer wurden im **Tagebau Peres** an mehreren Stellen nachgewiesen (Unterlagen der MIBRAG). Umfangreichere Analysen existieren von den Wässern der Grundwassermeßstellen B 3656 und B 3773. Die hohen Ca- und SO₄-Gehalte weisen dort ebenfalls auf einen mineralisierenden Einfluß des Werra-Anhydrits hin.

Innerhalb der Bornaer Mulde kam es in Tagebauen an mehreren Stellen zu Liegendwassereinbrüchen mit hohen Lösungsinhalten aus Schichten des Zechsteins (SEELIGER et al. 1994).

- Im **Tagebau Schleenhain** (Abb. 2) erfolgte z.B. im Juni 1976 ein Liegendwasserdurchbruch mit einer Intensität von 10 m³/min. Das Wasser (Typ: Ca-Na-Cl-SO₄-HCO₃) besaß neben einer Temperatur von 18 °C einen Feststoffgehalt von 1380 mg/l (ANONYMOUS 1978). Der Durchbruch ereignete sich entlang der *Heuersdorfer Senke* auf einem 80 x 50 m großen Areal bei + 62 m NN. Der Wasserzutritt konnte auch mittels Entlastungsbrunnen nur begrenzt bewältigt werden. Noch im gleichen Monat ging die Schüttung auf 3 m³/min zurück und verlagerte sich wenige Tage später auf ein tieferes Niveau. Die Herkunft der Wässer wurde von den Gutachtern (ANONYMOUS 1978) aus Schichten des Tertiär gedeutet. Der tertiäre Basisgrundwasserleiter ist im Bereich des Liegendwasserdurchbruchs an eine Rinnenstruktur gebunden, über 20 m mächtig und besteht vorwiegend aus gut durchlässigen Grobsanden und Kiesen (HAGENDORF 1977). Unterhalb des Basisgrundwasserleiters folgen Zechsteinschichten (Plattendolomit und kaolinisierte Tone).
- Aus dem ehemaligen **Tagebau Witznitz II** beschrieb HOHL (1958) einen Liegendwassereinbruch, der sich am 18.11.1953 ereignete. Das Wasser besaß eine Gesamthärte von 32,5 ° dH, dessen Ursache SPELTER (1959) in der Mineralisation durch Zechsteinschichten sah. Die in den Tagebau eindringende Wassermenge steigerte sich im Laufe des Tages von 3 m³/h auf 12 m³/h. Das Wasser trat an 25 Einzelstellen auf einem Gebiet von ca. 300 m² zutage. Die Quellaustritte lagen anfänglich auf neu aufgerissenen etwa ein- bis zweifingerbreiten Klüften. Nach dem Abpumpen (2 Wochen später) konzentrierte sich der Zutritt auf eine große Quelle. HOHL (1953) äußerte die Vermutung, daß diese Austritte über ENE-WSW Klüfte erfolgten, die in Verbindung mit dem dort verlaufenden Röthaer Störungssystem stehen können. Der Autor begründete dieses mit der stärkeren Absenkung und teilweise bruchhaften Versetzung der Flöze in diesem Bereich. Die Temperatur von 14,5 °C lag um 3°C höher als bei Wässern der tertiären Hangendgrundwasserleiter. Der Wasserzutritt ließ sich wegen der großen Zuflußmenge nicht durch künstliche Maßnahmen, wie z.B. den Einsatz von Entlastungsbrunnen oder einer Zementinjektion in die Austrittsstelle, unterdrücken. Mit einer Rohrleitung wurde das Wasser in Richtung der tiefsten Stelle des Tagebaus geleitet und von dort nach außen gepumpt (HOHL 1958). SEELIGER et al. (1994) vermuteten, daß die Zutritte trotz Abdichtungsmaßnahmen immer noch in die tertiären Grundwasserleiter erfolgen.

Krostitz

Das Wasser des Krostitzer Mineralbrunnens ist vom Typ her ein Ca-SO₄-HCO₃-Cl-Wasser. Es besitzt eine Gesamtmineralisation von 1264 mg/l (LABOR ROMEIS 1991). Das Mineralwasser wird aus einer elsterkaltzeitlichen Erosionsrinne gefördert, die das Tertiär (*Bitterfelder Decktonkomplex*) tiefgreifend erodiert hat (KATER 1992). Die Mächtigkeit der Rinne beträgt im Bereich der Fassungsanlage des Mineralbrunnens 23 m und besteht aus einer Wechschichtung von Mergel, feinkörnigen Sanden und Kiesen (SCHÜTZENMEISTER 1992). Die Ausdehnung dieser Struktur beträgt in E-W-Richtung ca. 1000 m bei einer Breite von ca. 100 bis 150 m. Der Grundwasserleiter besitzt einen k_f -Wert von 6×10^{-5} m/s und führt gespanntes Wasser (KATER 1992). Die Deckschichten bilden kiesige glazifluviale Sedimente einer saalekaltzeitlichen Hauptterrasse und saalekaltzeitliche Geschiebemergel.

SCHÜTZENMEISTER (1992) und KATER (1992) vertreten unterschiedliche Ansichten zur Tiefenreichweite dieses Grundwasserleiters. So kann nach SCHÜTZENMEISTER (1992) eine Verbindung zu den *Bitterfelder Glimmersanden* bestehen. Der Autor belegt das durch Feuersteinfunde an der Bohrlochsohle. Ein weiteres Indiz ist die von Mitarbeitern der Brauerei beobachtete Absenkung des Ruhewasserspiegels im Bereich der Schmelzwasserrinne um 5 m, die eine Folge der Entwässerungsmaßnahmen (*Bitterfelder Glimmersande*) in den angrenzenden Tagebauen Delitzsch-Südwest und Breitenfeld war. Nach KATER (1992) steht die Sohle der Rinne noch oberhalb des *Bitterfelder Oberflözes*.

Der Unterschied ist insofern bedeutsam, da über die von SCHÜTZENMEISTER (1992) vermutete hydraulische Verbindung bei einer Flutung der Tagebaue um Breitenfeld nach 2006 mit dem allmählichen Wiederanstieg des Grundwassers allgemein dann auch die Grundwasserverhältnisse im Bereich des Mineralbrunnens beeinflusst werden könnten. Die Mineralisation des Grundwassers erfolgt nach SCHÜTZENMEISTER (1992) beim vertikalen Durchsickern der Deckschichten.

Erzgebirgisches Becken (Pforte von Meerane)

Ein für die dortigen Zechsteinablagerungen typisches Vorkommen ist das Wasser des Tiefbrunnens TBr 60/I in *Crottenlaide* (Typ: Ca-Mg-HCO₃-SO₄) mit einem Feststoffgehalt von 1093 mg/l (UFZ/HGC 1996). Der Brunnen befindet sich auf dem Gebiet der *Pforte von Meerane*, welches durch die Ausläufer zweier geologischer Einheiten beeinflusst ist:

1. dem nordwestlichen Rand des Erzgebirgischen Beckens
2. dem südöstlichen Rand der Zeitz-Schmöllner Mulde.

Hierbei handelt es sich um ein Durchbruchstal, welches als Folge der im Unteren Perm angehobenen Schwelle von Crimmitschau entstand. Entlang dieser etwa 8 km breiten Erosionsrinne erfolgte die Entwässerung des Erzgebirgischen Beckens (SCHRÄBER 1980, SCHRÄBER 1983). Während des Zechsteins konnte das Meer entlang der Pforte teilweise eindringen und führte in mehreren Transgressionsphasen im Nordwesten des Erzgebirgischen Beckens zur Ablagerung von dolomitischen Sedimenten. Mit der an der Wende Zechstein/Buntsandstein erfolgten Hebung des gesamten Gebietes wurden diese Schichten teilweise erodiert und mit Material aus den umgebenden varistischen Rumpfen (*Schwelle v. Crimmitschau, Granulitgebirge*) bedeckt.

Die Grundwasserdynamik im Bereich der *Pforte von Meerane* ist nach SCHRÄBER (1983) wegen der komplexen Lagerungsverhältnisse im Detail nicht bekannt. Innerhalb der prätertiären Grundwasserleiter besteht als Folge des Wechsels von Schichten unterschiedlichen k_f -Wertes ein teilweise ausgeprägter Stockwerksbau. So beschreibt der Autor in einer Bohrung (Hy Mee 114/81) während des Abteufens erhebliche Spülverluste im Unteren Buntsandstein und danach beim Durchteufen von Schichten des marinen Zechsteins einen plötzlichen artesischen Austritt von Wässern.

Zusätzlich können aufgrund der regionalen tektonischen Situation über Störungen mit Sprunghöhen > 30 m Verbindungen zwischen allen Grundwasserleitern bestehen. SCHRÄBER (1983) gibt folgende Transmissivitäten für die Sedimente des Zechsteins und des Rotliegenden an:

Mariner Zechstein	$T = 10^{-4}$ bis $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
Kontinentaler Zechstein und/oder Mülsener Schichten (Oberes Rotliegendes)	$T = 10^{-5}$ bis $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$
Unteres Rotliegendes	$T \leq 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$

Ein von FRÖLICH (1960) durchgeführter Pumpversuch am Brunnen TBr 60/I (Crottenlaide) zeigte eine gute Ergiebigkeit der Rotliegend- und Zechsteinschichten (zusammen 13,74 l/s). Das Wasser dieser Grundwasserleiter ist gespannt. Über die Strömungsrichtung existieren keine Angaben. Nach Unterlagen aus SCHRÄBER (1980) ist es sehr wahrscheinlich, daß die Strömung nach SE gerichtet ist. Der Brunnen ist ausschließlich im Oberrotliegenden verfiltert. Insgesamt fließt das Grundwasser aus 12 Filterstrecken von 16 m bis 125 m u. Gel. dem Brunnen zu.

Dresdener Becken

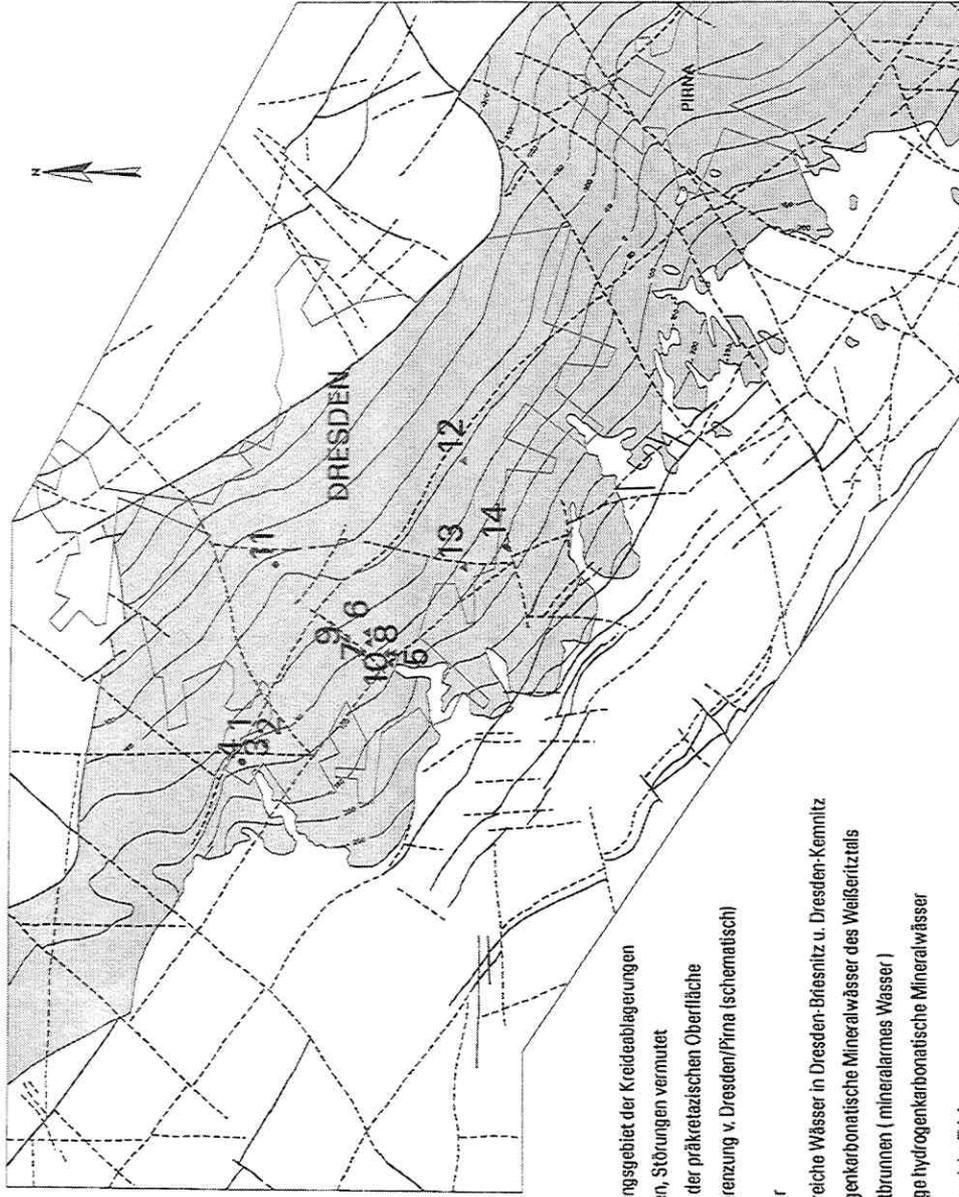
Im Bereich des Dresdener Beckens konnten sich zwei Typen von Mineralwässern bilden:

1. Wässer mit hohem CO_2 -Gehalt (teilweise auch Sauerlinge): Entstehung entlang von tiefgreifenden Störungszonen (siehe Kap. 3.7),
2. carbonatische Wässer: Entstehung durch den Kontakt mit den kalkhaltigen Sedimenten in den Schichten der Oberkreide.

Der hohe HCO_3^- -Gehalt der carbonatischen Wässer resultiert aus dem Kontakt mit den kalkhaltigen Sedimenten der Riffazies und Pläner des Cenoman (Oberkreide) und ist somit lokal auf Randbereiche des Beckens begrenzt (WILKE, mündl. - Staatliches Umweltfachamt Radebeul). Ein Großteil der Wässer wurde im Bereich des Weißeritztals angetroffen (MIBUS & SZYMCAK 1994). Tab. 1 gibt eine Übersicht über die Verbreitung hydrogencarbonatischer Wässer innerhalb des Dresdener Beckens.

Der **Falkenbrunnen** förderte ein $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ -Wasser mit einem Feststoffgehalt von 1758 mg/l (PRÄGER 1981). Der Brunnen existiert heute nicht mehr. Die Schichten der gesamten Kreideformation besitzen dort eine Mächtigkeit von 50 bis 75 m, welche nach NE zum Beckeninneren hin zunimmt. Die Schichten fallen mit ca. 5° nach NE in Richtung Beckeninneres ein. In der Bohrung des Falkenbrunnens erreichen die cenomanen Sandsteine nur eine Mächtigkeit von 0,60 m und werden durch SSW-NNE bzw. SW-NE streichende Störungen um Beträge bis 15 m versetzt. Sie bewirken ein Ansteigen der Klüftigkeit in den Plänerschichten und den mergelig-kalkigen Zwischenlagen. Die Wasserzuflüsse erfolgen aus der Plenuszone, dem Cenoman und möglicherweise auch aus dem Rotliegenden (PRÄGER 1981). Die Grundwasserneubildung findet hauptsächlich über die Ausstrichsfläche des Cenomans (ca. $0,75 \text{ km}^2$) und über größere Störungen statt, die ein Infiltrieren über quartäre Hangendsedimente in den cenomanen Grundwasserleiter ermöglichen. Für den Falkenbrunnen war eine Entnahmemenge von $200 \text{ m}^3/\text{d}$ möglich, ohne die Ergiebigkeit des Grundwasserleiters

Mineralwässer im Dresdener Becken



Legende

- ▣ Verbreitungsgebiet der Kreideablagerungen
- - - Störungen, Störungen vermutet
- Isolinien der präkretazischen Oberfläche
- Stadtbegrenzung v. Dresden/Pirna (schematisch)

Mineralwässer

- ▣ 1 - 4 CO₂-reiche Wässer in Dresden-Briesnitz u. Dresden-Kemnitz
- ▲ 5 - 10 hydrogenkarbonatische Mineralwässer des Weißeritztals
- ✦ 11 Albertbrunnen (mineralarmes Wasser)
- ▲ 12 - 14 sonstige hydrogenkarbonatische Mineralwässer

Zur Nummerierung siehe Tab.1

Grundkarte nach SCHWANTNER et al. (1990)

0 2 4 6 km

Abb.3

zu überlasten (PRÄGER 1981). In der Nähe des Falkenbrunnens finden sich in MIBUS & SZYMCZAK (1994) weitere Vorkommen in der Budapester und Würzburger Straße, die zusammengefaßt im folgenden als die *Mineralwässer des Weißeritztals* bezeichnet werden (UFZ/HGC 1996).

Nr.	Grundwassermeßstelle	Nr.	Grundwassermeßstelle
1	Briesnitz „Alter Brunnen“ (Meißener Landstr. 59): HCO ₃ : 330 mg/l	8	Brunnen L 60 (Bamberger Str. 1) HCO ₃ : 317 mg/l
2	Briesnitz „Neuer Brunnen“ (Meißener Landstr. 59): HCO ₃ : 830 mg/l	9	Brunnen L 59 (Rosenstr. 99) HCO ₃ : 240 mg/l
3	Hy D 504/90 (Meißener Landstr. 59) HCO ₃ : 726 mg/l	10	Brunnen L 63 (Würzburger Str. 9) HCO ₃ : 302 mg/l
4	Catharinenquelle (Dresden-Kemnitz) HCO ₃ : 2497 mg/l	11	Brunnen R 65 (Albertplatz) HCO ₃ : 299 mg/l
5	Falkenbrunnen (Würzburger Str.) HCO ₃ : 376 mg/l	12	Brunnen B 377 (Lohmannstr. 19/20) HCO ₃ : 170 mg/l
6	Brunnen L 50 (Budapester Str. 32) HCO ₃ : 375 mg/l	13	Quelle Mockritz HCO ₃ : 286 mg/l
7	Brunnen L 54 (Zwickauer Str. 46) HCO ₃ : 317 mg/l	14	Quelle Heiliger Born HCO ₃ : 109 mg/l

Tab. 1: Dresdener Becken: Grundwässer mit erhöhtem HCO₃-Gehalt mit Einfluß von Schichten des Cenoman (Zusammengefaßt aus KIONKA 1931, MIBUS & SZYMCZAK 1994, PRÄGER 1981, SACHSE & BOHNWAGNER 1991), Lokalitäten siehe Abb. 3

3.3 Chloridanomalien

Die Herkunft von überdurchschnittlich hohen geogenen Chloridgehalten in Grundwässern ist ein wichtiges Thema in der Hydrogeologie, Wasserwirtschaft und Umweltforschung. In der Wasserversorgung stellt Chlorid in hoher Konzentration einen bedeutenden Störfaktor dar (CHRISTOPH et al. 1994, KLUGE 1991, NILLERT et al. 1988, PULIDO-BOSCH et al. 1995). In der Balneologie sind hohe Cl-Gehalte in der Kombination mit Natrium („Natrium-Chlorid-Heilwässer“) bei Trinkkuren gefragt, wo sie u.a. bei Störungen der Magenfunktion oder zur unterstützenden Behandlung bei Gicht verwendet werden (GUTENBRUNNER & HILDEBRAND 1994). APELLO & POSTMA (1994) fassen 6 natürliche Prozesse zusammen, die zu erhöhten Chloridkonzentrationen in Grundwässern führen:

- Aufkonzentrierung gelöster Salze durch Evaporation
- Lösung von Salzen
- Vermischung mit rezentem Meerwasser
- Vermischung mit Formationswässern
- Chlorideintrag durch vulkanische Exhalation
- Hyperfiltration (Anreicherung von Cl⁻-Ionen durch die Filterwirkung von Tonen)

Meerwasser enthält eine Cl⁻-Konzentration von etwa 19000 mg/l (HEM 1985), die sich in Grundwasserleitern auf dem Festland im Bereich der Meerwasserintrusion wiederfinden kann. In Tiefenwässern erreichen sie teilweise zehnfach höhere Werte (HAHN 1972). Cl⁻-Gehalte in Wässern im Bereich von Salzlagerstätten können bei mehreren 100 g/l liegen. Besonders hohe Konzentrationen bis zu 600 g NaCl/l beschrieb MÜLLER (1969) in Schichtwässern des Plattendolomits, die an intrasalinare Ablagerungen gebunden sind und von BEHR et al. (1993) als Residuallösungen (Mutterlaugen) aus dem salinaren Eindampfungsprozeß angesehen werden.

Eine Cl⁻-Anreicherung durch Hyperfiltration basiert auf dem Effekt, daß Tone zu einer allgemeinen Aufkonzentrierung von elektrisch geladenen Teilchen im Porenraum führen, während (elektrisch neutrale) Wassermoleküle nicht zurückgehalten werden (DEMIR 1988, MÜLLER 1969).

Salzwässer waren in Sachsen in den vorhergehenden Jahrhunderten wichtige Rohstoffquellen zur Gewinnung von Kochsalz. Seit dem 15. Jahrhundert wurde in Sachsen gezielt nach „Salzquellen“ gesucht. FREIESLEBEN (1839) erfaßte eine Zusammenstellung der in der damaligen Zeit bedeutenden Wässer auf sächsischem Gebiet:

Vorkommen	beschriebene Zeit	Bemerkungen
Alten Salza (Altensalz)	ab 7. Jahrhundert	bereits von den Wenden zur Salzproduktion genutzt
Erlbach	um 1643	Salzgewinnung
Quellen aus „bituminösen Orten zwischen Oelsnitz und Milnitz (Mülsen)... ingleichen aus der Zwickauer Gegend“	um 1715	salzhaltig
Berggießhübel (Zwiesel)	um 1731	schwache salzhaltige Quelle
Dahlener Heide „... über Dahlen gegen Mühlberg“	um 1724	reichhaltige Salzquelle, „...möglicherweise seit dem 12. Jahrhundert bekannt“
Gottschdorf	im 15. Jahrhundert	schwache Salzquellen
Westlich von Leipzig „Rosenthal bey Leipzig“	1836	salzreiches Wasser bei einem Brunnenausbau

Tab. 2: historische Vorkommen von salzhaltigen Wässern in Sachsen aus FREIESLEBEN (1839), Auszug

Diese historischen Vorkommen existieren heute nicht mehr oder sind derzeit nicht zugänglich. Heute noch bestehende Vorkommen sind in Sachsen in der Nordsudetischen Senke, in mehreren Tiefbohrungen in Nordwest-Sachsen und in der Bornaer Mulde, im Erzgebirgischen Becken, im Vogtland, im Elbtalgraben und im Zittauer Becken erschlossen worden. Die Herkunft des Chlorids ist zum großen Teil noch unklar, da es - außer in der Nordsudetischen Senke - in unmittelbarer Nähe dieser Vorkommen keine Salzablagerungen gibt, die zu erhöhten Cl⁻-Gehalten im Grundwasser führen können.

Nordwestsachsen

In Nordwestsachsen wurden von der früheren SDAG Wismut NaCl-reiche Tiefenwässer an mehreren Stellen in Tiefbohrungen zwischen **Bitterfeld** und **Delitzsch** angetroffen (Bohrungen Nr. 11 bis 14 in der Übersichtskarte im Anhang), die nach EISSMANN (1970) möglicherweise auf Zechsteinsalze im Untergrund zurückzuführen sind. Die Bohrungen erreichten Endteufen von etwa 300 bis 750 m und erschlossen Wässer mit einem Feststoffgehalt von 1052 mg/l (Bohrung 357/74) bis 13200 mg/l (Zwochau; Bohrung W77/78). Eine flächenhaft verfolgbare Zunahme des gelösten Feststoffgehaltes zur Tiefe hin ist aus den Unterlagen der Wismut GmbH nicht erkennbar.

Bornaer Mulde (Nordwest-Sachsen)

Im Bereich der Bornaer Mulde wurden an mehreren Stellen Wässer mit einem erhöhten Cl⁻-Gehalt in Tiefbrunnen und Bohrungen dokumentiert (Abb. 2).

- SPELTER (1959) beschrieb hohe Cl⁻-Gehalte in den (heute nicht mehr existierenden) Brunnen Nr. 3/38 (405,5 mg/l Cl⁻) und Nr. 6/39 im ehemaligen **Wasserwerk Deutzen** (621,2 mg/l Cl⁻).
- Konzentrationen zwischen 255,5 bis 379 mg/l Cl⁻ wurden auch im Wasser des Liegendwasserdurchbruchs im **Tagebau Schleenhain** gemessen (TRETTIN 1990).
- Im Wasser der ehemaligen Bohrung bei **Eythra** (Tagebau Zwenkau) betrug der Cl⁻-Gehalt 2592 mg/l. Auffällig ist dort nach REINHOLD et al. (1985), daß Cl⁻-Werte > 100 mg/l entlang einer NW-SE-gerichteten Linie auftreten.

Erzgebirgisches Becken

Innerhalb des Erzgebirgischen Beckens wurden hohe Chloridgehalte in **St. Egidien** im Wasser der Brunnen Hy Se 109/84 und Hy Se 108/84 beschrieben, die sich in der Nähe der Rödlitzer Störungzone befinden. Die Zunahme der Cl⁻-Konzentration erfolgte sprunghaft in 40 bzw. 70 m Tiefe. BEIER & SZYMCAK (1986) hatten im Brunnen Hy Se 109/84 einen Maximalwert von 8520 mg/l Cl⁻ gemessen.

Innerhalb des permokarbonischen Sedimentationsraumes des Erzgebirgischen Beckens befindet sich das beschriebene Gebiet am nördlichen Rand. Die nördliche Begrenzung bildet die Hohensteiner Störung. Die größte Verbreitung besitzen die Leukersdorfer Schichten, die nach BEIER & SZYMCAK (1986) eine Mächtigkeit von durchschnittlich 500 m aufweisen. In St. Egidien wurden die Leukersdorfer Schichten zur Wassergewinnung genutzt (Kluft- und Porengrundwasserleiter). Deren Profile zeigen ein für die Beckenrandfazies typisches Sedimentationsbild einer heterogenen Wechsellagerung von fein- bis grobkörnigem Material (tonig-schluffige Sedimente bis grobklastische Konglomerate, BEIER & SZYMCAK 1986).

Bedeutend für die Lagerungsverhältnisse der Schichten wie auch für die Grundwassergewinnung ist das lokale Störungssystem. Die Störungen sind varistisch angelegt und wurden im Laufe der jüngeren Erdgeschichte mehrfach reaktiviert (SCHRÄBER 1983). Es sind Bruchsysteme parallel zum Granulitgebirgsrand (E-W) sowie NW-SE und NNE-SSW streichende Störungen und Schwächezonen.

Die Transmissivitäten der Leukersdorfer Schichten liegen bei 5×10^{-4} bis über 1×10^{-3} m²/s. Hiervon weicht die soleführende Bohrung Hy Se 109/84 um eine Zehnerpotenz ab. Der Brunnen wird aus mehreren Horizonten gespeist, deren Hauptzuflüsse im Bereich von 30 bis 45 m u. Gel. liegen (BEIER & SZYMCAK 1986).

Die Menge an Sole, die dem Brunnen Hy Se 109/84 zuläuft, ist so gering, daß während des von BEIER & SZYMCAK (1986) durchgeführten Pumpversuchs bereits nach kurzer Zeit geringmineralisierte oberflächennahe Wässer registriert wurden.

Im **Zwickauer** und **Oelsnitzer Kohlerevier** erwähnte SIEGERT (1881) mehrere Salzwasserzutritte, die bevorzugt an Konglomerate des Oberkarbon und Unteren Rotliegenden gebunden waren (siehe Tab. 3 und Tab. 4).

Zwischen dem Zwickauer und dem Oelsnitzer Becken besteht durch die tektonisch bedingte Trennung keine zusammenhängende Grundwasserdynamik. Während in dem nur schwach ausgebildeten Oelsnitzer Becken zur Zeit des Kohlebergbaus relativ geringe Wasserzuflüsse existierten, stellte die Wasserhaltung im tieferen Zwickauer Becken ein größeres Problem dar (KAULFUß, mündl.). Die dortigen Zuläufe erfolgten über drei Wege:

- Über Schichten des Rotliegenden einsickernde oberflächennahe Grundwässer, die über (hauptsächlich durch den Bergbau verursachte) Klüfte bis in das Oberkarbon eingedrungen sind. Die vertikale Migration wurde normalerweise im ungestörten Zustand durch die wasserstauenden Kohleflöze des Oberkarbons verhindert (BLÜHER 1960).
- Von Süden eindringende Oberflächenwässer entlang des Flözausstrichs im Raum Bockwa - Cainsdorf. Erst durch den Bergbau, der von Süden her begann, wurde ein schichtparalleles Eindringen dieser Wässer ermöglicht. BLÜHER (1960) belegt dieses durch den Zusammenhang zwischen der Höhe der Niederschlagsrate und der Menge des untertägig zufließenden Grubenwassers.
- Entlang von Störungszonen migrierende Wässer.

Vom Grundgebirge aus erfolgten keine Liegendwasserzutritte in das Zwickauer Becken (BLÜHER 1960).

Die Solewässeraustritte fanden sich in Konglomeraten des Oberkarbon und des Unteren Rotliegenden (Härtensdorfer Schichten, Planitzer Schichten). In größerer Tiefe wurden die Wässer nach SCHRÄBER (1968) nur noch in stillgelegten Stollen gefunden.

Es handelte sich vielfach um Tropfstellen, wodurch sich Salzstalaktiten bilden konnten. Zur Tiefe hin nahm die NaCl-Konzentration in den Salzwässern zu. Die in geringer Tiefe dokumentierten Salzwässer (z.B. im Bahnhofsschacht, 97 m u. Gel.) könnten nach Auffassung von SCHRÄBER (1968) möglicherweise auch bereits gehobene versalzene Grubenwässer sein, die über infiltrierende Vorfluter erneut in das Grubengebäude eingedrungen sind.

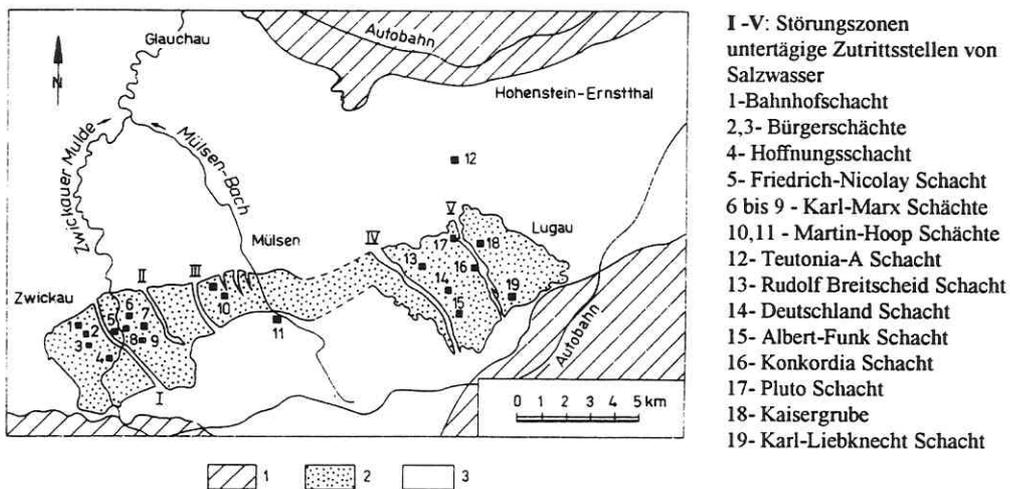


Abb. 4: Soleaustritte im Zwickauer und Oelsnitzer Kohlerevier (SCHRÄBER 1968)
 1- Prä-sudetisches Paläozoikum; 2- Karbon (kohleführend); 3- Karbon und Perm

1. Oelsnitzer Steinkohlerevier

Kaiserin-Augusta-Schacht	Sole (2,2% NaCl) über der Basis des Glückauf-Flözes in einer Konglomeratlage, einziger Zufluß chloridischer Wässer aus Schichten des Oberkarbon.
Vereint-Feld-Schacht I (bzw. Rudolf-Breitscheid-Schacht)	624 m u. Gel., Soleaustritte in den Härtensdorfer Schichten (Konglomerate) und darüber in den Planitzer Schichten (Mergelstein und Dolomitlagen)
Vereinsglück-Schacht I (bzw. Albert-Funk-Schacht I)	400 m u. Gel., Soleaustritte in den Härtensdorfer Schichten
Ehemaliger Schacht I der Kaisergrube	388 m u. Gel. Soleaustritte (0,57 l/sec) in den Härtensdorfer Schichten, Wassertemperatur 20 °C.
Ehemaliger Konkordia-Schacht	507 m u. Gel. Gasausbruch (Gemisch aus N ₂ , CH ₄ , H ₂ , CO ₂) aus den Härtensdorfer Schichten vermischt mit Sole
Ehemaliger Teutonia-Schacht	513 m u. Gel. Soleaustritte aus den Planitzer Schichten (Konglomerate)
Ehemaliger Pluto-Schacht	470 m u. Gel., Austritte von Sole und H ₂ S-haltigen Wässern aus den Planitzer Schichten
Steinkohlenwerk Deutschland II	mehrere, nicht näher beschriebene Zutritte

Tab. 3: Übersicht von Soleaustritten im Oelsnitzer Steinkohlerevier, zusammengestellt aus SCHRÄBER (1968) und SIEGERT (1881)

2. Zwickauer Revier

Bürgerschächte	nach Kaulfuß (mündl. Mitt.) 0,5 % ige Sole, die 1852 - 1861 im Bürgerschacht I zur Salzgewinnung genutzt wurde. Gesamtproduktion: ≈ 100 t NaCl + Na ₂ CO ₃ .
Bahnhofschacht	97 m u. Gel., Soleaustritt
Hoffnungschacht	Soleaustritt
Friedrich-Nicolay-Schacht (in alten Unterlagen auch <i>Tiefbauschacht I</i> oder <i>Brückenberg-Schacht</i>)	412 m u. Gel., Soleaustritt aus einer Sandsteinschicht, von dort wurde auch ein Salzstalaktit abgeschlagen (heute in der Sammlung des Landesamtes für Umwelt und Geologie in Freiberg). 530 m. u. Gel. Solezutritte (Mischwasser) entlang von Klüften 600 m u. Gel. Solezutritte (Mischwasser) entlang von Klüften
Karl-Marx-Schächte I bis IV	> 600 m u. Gel. Sole mit höchster Cl- Konzentration im Zwickauer Revier (SCHRÄBER 1968)
Martin-Hoop-Schacht III, IV	1000 m u. Gel., Soleaustritte
Martin-Hoop-Schacht X	Soleaustritte bei 595 bis 734 m u. Gel.

Tab. 4: Übersicht von Soleaustritten im Zwickauer Steinkohlerevier, nach PIETZSCH (1962), SCHRÄBER (1968), ergänzt durch Angaben von Herrn Kaulfuß, mündl. 1994

Vogtland

Im Vogtland wurden Chloridanomalien an mehreren Stellen beschrieben. MICHLER (1973) unterscheidet dabei zwischen den chloridreichen Wässern im nördlichen Vogtland und denen im südlichen Vogtland.

- Die (CO₂-reichen) radonhaltigen Mineralwässer von **Bad Brambach** vom Typ Na-Ca-HCO₃-SO₄ sowie der südlich hiervon befindliche **Schönberger Säuerling** (Typ: Na-HCO₃-SO₄) besitzen für das dortige Gestein (Granit, Gneis, Glimmerschiefer) ungewöhnlich hohe Cl⁻-Gehalte von bis zu 143,4 mg/l (EGERTER 1984).
- In den 5 bis 8 km nördlich gelegenen Mineralwässern von **Bad Elster** und **Sohl** stellte EGERTER (1984) Cl⁻-Gehalte von 108,1 bis 666,3 mg/l fest. Diese Wässer treten im Bereich der Phyllithülle aus.

Nach Nordwesten erfolgt ein Übergang in geringer metamorphe Schichten (Ordovizium bis Karbon) des Vogtländischen Synklinoriums und des Bergaer Sattels. Innerhalb dieses Bereiches herrscht eine komplexe kleinräumige Bruchtektonik vor. Dort sind in den Vorkommen Schönbrunn, Neumühle und Altensalz Wässer mit Cl⁻-Gehalten von 1000 bis 7686 mg/l gefördert worden.

- In der ehemaligen Ortslage **Altensalz**, die durch die Talsperre Pöhl überflutet ist, wurden früher Salzwässer (Typ: Na-Ca-Cl) in Grubenbauen und frei an der Oberfläche austretend angetroffen (CARLÉ 1966). Im Bereich des Mineralwasservorkommens Altensalz stehen devonische Schiefer und Grauwacken an, in die häufig Diabase eingeschaltet sind und die von einem über 50 m mächtigen Pikrit überdeckt werden. Die altpaläozoischen Bildungen werden in Raum Altensalz häufig von NNW-SSE streichenden, teils erzmineralisierten Gängen durchsetzt, die im frühen Mittelalter abgebaut wurden. In Grubenbauen eines solchen Ganges, in dem Bergbau bis in Tiefen von mehr als 56 m erfolgte, sammelte sich die Sole, die in den vergangenen Jahrhunderten wiederholt zur Salzgewinnung verwendet wurde. 1956 kam das Mineralwasser als "Altensalzer Heilwasser" in den Handel, wobei der Verkauf des Wassers im Jahre 1960 mit ca. 100.000 Flaschen ein Maximum erreichte. Gewonnen wurde das Wasser aus ca. 170 m Tiefe aus einer im vorigen Jahrhundert geteufte und in den 50-er Jahren ausgebauten Bohrung. Die Fördermenge lag bei ca. 1,0 l/s (UFZ/HGC 1996).
- In **Neumühle** wurde 1961 in einer Bohrung in 771 m Tiefe in einer Abfolge von mehrfach überschobenen Schichten des Silur und Devon (Tonschiefer, Grauwacken, Kalke und Diabase) ein 25,2 °C warmes Thermalwasser erschlossen (SCHÜTZEL & HÖSEL 1962). Die Cl⁻-Konzentration stieg von anfänglich 750 mg/l auf 2747 mg/l im Jahre 1991 an (Analyse vom Balneologischen Institut Bad Elster). Die chemische Beschaffenheit änderte sich in dieser Zeit vom Na-Ca-Cl- zum Ca-Na-Cl-Typ, während die Schüttung auf etwa 3 % und die Temperatur auf 16 °C sank (UFZ/HGC 1996).
- In der ehemaligen Fluoritgrube **Schönbrunn** existiert heute noch ein Thermalwasser (Typ Na-Ca-Cl) mit einer Chloridkonzentration von 952,3 mg/l und einer Temperatur von 35 °C (STRAUCH et al. 1997). Das Wasser tritt in 453 m Tiefe aus einer fluoritmineralisierten Klufft im Bereich der NW-SE-verlaufenden Schönbrunner Spalte aus (KUSCHKA & HAHN 1996).

Weitere Vorkommen chloridischer Wässer

- Im ehem. **Falkenbrunnen** (Dresden-Weißeritztal), der sein Wasser aus Schichten der Oberkreide bezieht, wurden Cl⁻-Gehalte von 115 mg/l (PRÄGER 1981) bis 230 mg/l (MIBUS & SZYMCAK 1994) gemessen. Neben der Möglichkeit einer anthropogenen Kontamination können die erhöhten Werte auch geogen bedingt sein.

- Ebenfalls im Bereich des Elbtalgrabens bei Königstein in der ehemaligen **Uranerzgrube Leupoldishain** wurden von 1979 bis 1994 an der Hechtquelle Cl⁻-Gehalte von 346 - 386 mg/l gemessen (Umweltschutzlabor der Wismut GmbH, Gröna), den UFZ/HGC (1996) auf den Einfluß hochmineralisierter Tiefenwässer zurückführen.
- Im **Zittauer Becken** wurden von TRETIN et al. (1987) an mehreren Stellen Wässer mit einem Feststoffgehalt von über 1000 mg/l und hohen, nicht näher beschriebenen Cl⁻ - Anteilen erwähnt.

Über die Herkunft und Genese der chloridischen Wässer in Sachsen bestehen noch Unklarheiten.

SCHÜTZEL & HÖSEL (1962) deuten die Cl⁻-Gehalte im Wasser der Bohrung Neumühle als Folge magmatogener Exhalationen (Zutritt von HCl). CARLÉ (1966) und SCHRÄBER (1968) vertreten die Ansicht, daß die Herkunft des hohen Salzgehaltes in den Mineralwässern ursprünglich aus dem thüringischen Zechsteinsalinar stammt und über Störungen hochsalinare Fluide bis in das Vogtland und in das Erzgebirgische Becken wandern konnten. HOPPE (1972a) bestritt eine Herkunft der Wässer aus Thüringen und sieht bei den Vorkommen des nördlichen Vogtlandes einen Einfluß von fossilen Salzwässern und eine nachsaxonische Einwanderung nach der Laugung von Zechsteinsalzen. MICHLER (1973) unterschied zwischen diagenetischer und epigenetischer Herkunft der Salzgehalte in den nordvogtländischen Mineralwässern und „metamorphogener Genese“ der Salzgehalte in den Mineralwässern des südlichen Vogtlandes. EGERTER (1984) verglich die Mineralwässer des südlichen Vogtlandes mit denen aus Böhmen. Seiner Meinung nach besteht ein deutlicher Einfluß von aufgestiegenen Tiefenwässern auf die chemische Beschaffenheit der Mineralwässer. DVORAK (1990) interpretierte die Na-, SO₄⁻, und Cl⁻-Gehalte in den Mineralwässern aus intrudiertem Meerwasser des Tertiärs. BRINSCHWITZ (1992) sah die Herkunft der Chloridgehalte in St. Egidien aus Einflüssen salinärer Reliktwässer des Unteren Rotliegenden.

3.4 Eisenhaltige Wässer

Eisen besitzt ein komplexes geochemisches Verhalten, dessen Konzentration im Grundwasser insbesondere durch die Eh/pH-Bedingungen, den Gehalt an organischen Substanzen (Huminstoffe) und durch mikrobielle Aktivitäten gesteuert wird.

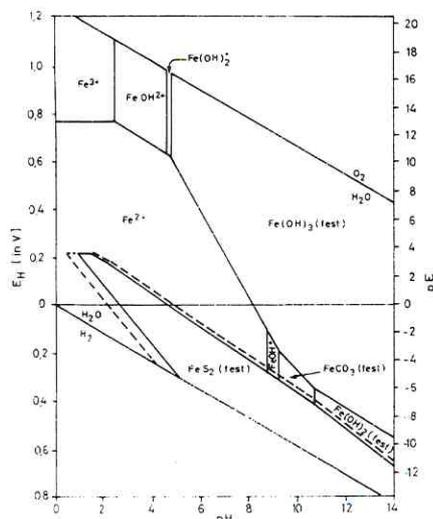


Abb. 5: Beispiel für ein Prädominanzfeld-Diagramm von Fe²⁺- und Fe³⁺-Spezies für Aktivitäten entsprechend 0,01 mg/l gelöstes Eisen und 100 mg/l HCO₃ sowie 10 mg/l SO₄ (durchgezogene Grenzen) oder 100 mg/l SO₄ (gestrichelte Grenzen) aus MATTHESS (1994)

Chloridanomalien in Grundwässern - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen

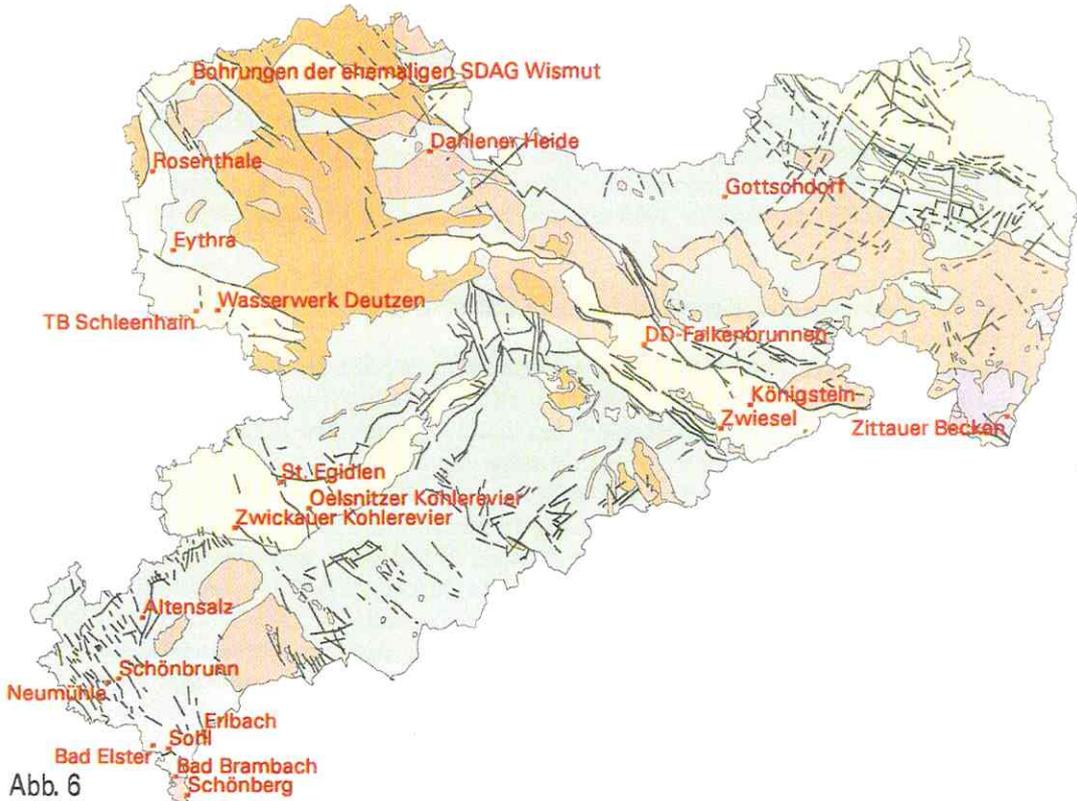


Abb. 6

Eisenhaltige Mineralwässer - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen

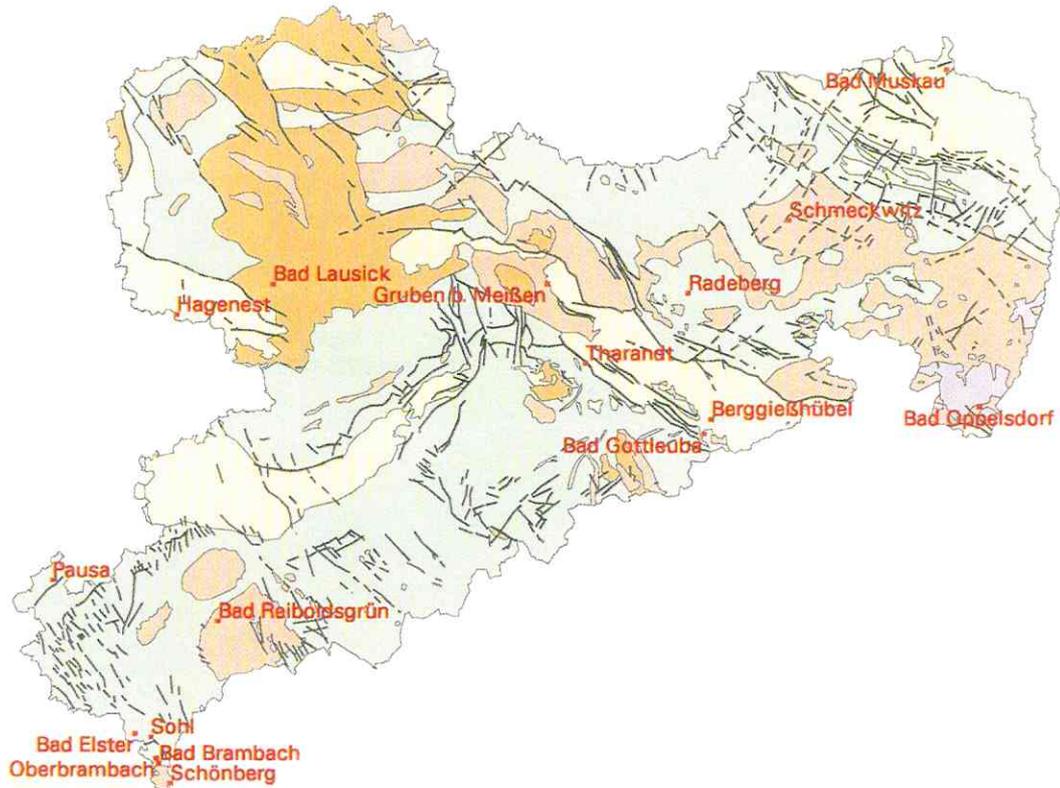


Abb. 7

K. von Storch und T. Wieser (11/97)

Diese Wässer werden nach GUTENBRUNNER & HILDEBRAND (1994) u.a. als Heilwasser bei Eisenmangelzuständen und zur Erholungsförderung, insbesondere nach Infekten angewandt. In Grundwässern kommt Eisen bei einem neutralen pH-Wert in gelöster Form als Fe^{2+} und in Form organischer Fe(II)- und Fe(III)-Komplexe und untergeordnet in Komplexen mit Chlorid, Fluorid und Sulfat vor (MATTHESS 1994). In sauren Lösungen ($< \text{pH } 4,8$) ist dreiwertiges Eisen abhängig vom pH-Wert in Form von Fe^{3+} , FeOH^{2+} , Fe(OH)_2^+ und in polymerisierter Form gelöst. Gelöstes Fe^{2+} fällt bei Vermischung mit sauerstoffreichen pH-neutralen Grundwässern als Fe(III)-Hydroxid aus.

Hohe Fe-Konzentrationen in Grundwässern resultieren aus folgenden Effekten:

1. Oxidation von Metallsulfiden in der ungesättigten Bodenzone. Hierzu gehören die Versatz- und Randzonen in Tagebauen („Kippen“), wo durch Umlagerung von ursprünglich unter Sauerstoffabschluß gelagerten Schichten sowie durch nachträgliche Belüftung durch Oxidationsvorgänge Fe unter mikrobiologischer Beteiligung in verschiedenen Modifikationen freigesetzt wird.
2. Lösung von eisenhaltigen Mineralen. Wichtige Fe-haltige Minerale sind Magnetit (Fe_3O_4), Ilmenit (FeTiO_3), Pyrit (FeS_2), Siderit (FeCO_3) sowie Fe-haltige Silikate (z.B. Amphibolite, Pyroxene, Olivin, Biotit, Glaukonit). Die Eisenfreisetzung aus diesen Mineralen, insbesondere den Fe-Silikaten, erfolgt unter sauerstofffreien Bedingungen schneller, da unter Beteiligung von Sauerstoff eine konservierende Fe(III)-Silikatschicht gebildet wird, die eine weitere Lösung hemmt (WHITE 1990). Hohe Fe-Gehalte werden nach APELLO & POSTMA (1994) vor allem durch die Lösung von Siderit verursacht.

Natürlich hohe Eisengehalte von 40 - 70 mg/l in Grundwässern aus ungestörten Grundwasserleitern sind vor allem in der **Oberlausitz** von GRUNSKÉ & SCHRÄBER (1968), MIBUS (1970) und NOBST & SCHRÄBER (1969) erwähnt worden. Die Maxima wurden in Gebieten mit pleistozänen glazifluviatilen Ablagerungen festgestellt. Die Fe(ges)-Gehalte schwanken lokal stark und können teilweise in Verbindung mit lokalen Torfvorkommen gebracht werden.

Im **südlichen Vogtland** existieren in allen CO_2 -reichen Mineralwässern (Bad Brambach, Bad Elster, Sohl, Schönberger Sauerling) sowie in weiteren Vorkommen (Oberbrambach, Waldquelle in Sohl) erhöhte Fe-Gehalte von teilweise über 20 mg/l, deren Herkunft von MICHLER (1973) aus der Oxidation sulfidischer Minerale gedeutet wird.

x

Name des Vorkommens	Fe-Gehalt	Genese	Literatur
Bad Reiboldsgrün, Christian-Eberhardinen Quelle	44 mg/l	Entstehung durch den Kontakt mit benachbarten, durch Bergbau freigelegten Erzgängen	UFZ/HGC 1996
Tharandt ehem. Eisenquelle	31,4 mg/l	durch den Bergbau verursachte Oxidation pyrithaltiger Schichten	CARLÉ 1975 SCHIFFNER & WEIDIG 1912,
Schmeckwitz, ehem. Heilbad „Marienborn“	33,5 mg/l	Oxidation pyrithaltiger kohleführender Schichten	LIEBSCHER 1992
Bad Oppelsdorf ehemaliges „Kaiserbad“ (genaue Lage nicht bekannt)	25,4 mg/l	unbekannt, wahrscheinlich Oxidation pyrithaltiger kohleführender Schichten	ANONYMOUS 1910
Gruben bei Meißen, ehem. Silberquelle	54,6 mg/l	unbekannt	BARTH 1960 FLECK 1882 UFZ/HGC 1996
Pausa, Quelle Gottesgeschenk	37 mg/l	Eisengehalt aus Oxidationsprozessen (Pyrit) in ordovizischen Schieferfolgen	BERGER 1995
Hagenest, Brunnen Nr. 6E/79	94,7 mg/l	Oxidation von Pyriten: der ursprünglich gespannte Grundwasserleiter wurde durch die intensiven Entwässerungsmaßnahmen im Tagebau Groitzscher Dreieck teilweise belüftet	KITTLER & GRÄBER 1995

Tab. 5: weitere eisenhaltige Mineralwässer in Sachsen

Bis vor kurzem wurden in Sachsen noch zwei Vorkommen an eisenhaltigen Wässern für Kurzwecke genutzt.

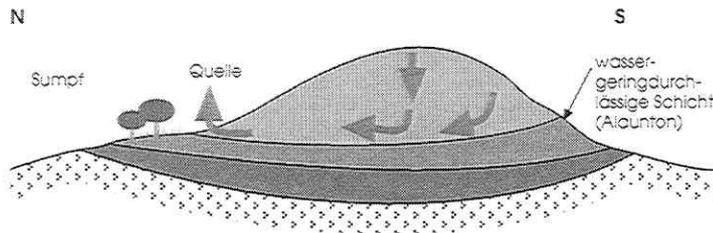
In **Bad Lausick** wurde ein Ca-SO₄-Wasser mit 68 mg/l Fe_{ges} (Anerkennungsanalyse; LABOR ROMEIS 1993) für Kurzwecke verwendet. Der hohe Fe-Gehalt resultiert aus der Pyritoxidation und konnte erst durch die Belüftung pyritführender Schichten als Folge des Kohlebergbaus erfolgen (HOHL 1962, MÜLLER 1964).

Hinsichtlich des Tertiärs befindet sich Bad Lausick an einem östlichen Ausläufer des Weißelsterbeckens. Das Tertiär des Kurbadbereiches ist ein isoliertes Einzelvorkommen. Der Kurbadbereich besteht aus dem sogenannten Herrmannsbad-Hügel, einer morphologischen Erhebung, die aus einer Wechselschichtung von Braunkohleflözen und klastischen Sedimenten besteht. Die muldenförmige Basis dieser Erhebung bildet das Prätertiär mit permischen Phänorhyolithen, die im Dachbereich zu einer 2 bis 4 m mächtigen sandigen Kaolinschicht verwittert sind. Das an der Beckenbasis befindliche Hauptkohlenflöz wurde durch den Bergbau streckenweise abgetragen. Die Mineralisierung der Wässer konnte seitdem über die Oxidation des Pyrits in den abgelagerten Ersatzmassen im Bereich dieses Flözes und dem nachgefallenen hangenden Alaunton und oberen Begleitflöz erfolgen. MÜLLER (1964) verglich das hydraulische Prinzip zur Entstehung der Mineralquellen mit einer „wassergefüllten Schale“, die im Norden (bergbaulich bedingt) „abgebrochen“ wurde. Dieser nördliche Abbruch der „Schale“ bewirkt eine Kanalisation und Fließrichtung der Wässer zum Matthes- und Albertbrunnen hin.

Als Folge des Abbaus der Braunkohle entstand im Bereich des ehemals weitgehend wasserundurchlässigen Flözes durch die noch existierenden Hohlräume erhebliche Wasserwegsamkeiten. MÜLLER (1964) gibt für das nichtbebaute Einzugsgebiet eine Größe von 0,12 km² an, welches auf den Herrmannsbad-Hügel begrenzt ist. Der Herrmannsbadhügel ist hydrogeologisch ein eigenständiges System, welches keine Grundwasserzuläufe von außen erhält.

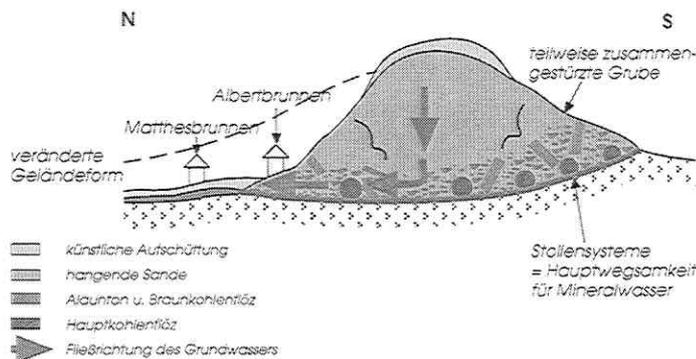
Abb. 8 verdeutlicht das Bildungsprinzip der eisenhaltigen Heilwässer von Bad Lausick.

1. Grundwasserdynamik vor Bergbau
(vor 1750, schematisch)



Nr. 1: Das Grundwasser floß entlang der wasserstauenden Schicht („Alaunton“) nach N ab.

2. Veränderte Grundwasserdynamik nach Bergbau
(heutige Situation, schematisiert)



Nr. 2: Nach Abtragung des Hauptflözes sackten die Hangendschichten nach. Die pyritführenden Schichten wurden belüftet und das oxidierte Fe³⁺ durch Sickerwässer ausgewaschen und teilweise entlang der Tonschichten wieder zu Fe²⁺ reduziert.

Abb. 8: Bildungsschema der Fe-haltigen Wässer in Bad Lausick (verändert nach MÜLLER 1964, graphische Bearbeitung: K. Geyler, UFZ)

In **Bad Muskau** betragen 1996 die Fe²⁺-Gehalte eines Heilwassers (Bergquelle) laut Anerkennungsanalyse (LABORUNION 1996) 75,2 mg/l. Ähnlich wie in Bad Lausick wird die Herkunft des Eisens aus pyrithaltigen Sedimenten vermutet, deren natürliche Lagerungsverhältnisse durch untertägigen Bergbau verändert wurden. Dort wurden die Metallsulfide im dem auf Halden abgelagerten Alaunschiefer oxidiert und unter anderem das Eisen mobilisiert (UFZ/HGC 1996). Die Kuranlage (Fürst Pückler Park) befindet sich etwa im Scheitelpunkt des Muskauer Faltenbogens. Die geologischen Verhältnisse innerhalb der Anlagen sind nicht genau bekannt. Der Grund hierfür liegt in der komplizierten kleinräumigen lithologischen Heterogenität (z.B. Kleinfalten und -schuppen, -bruchstörungen und solikinetiche Diapire, Eiskeile, Brodelböden etc.), die bis in Größenordnungen unter 10 m reicht.

Die Verbreitung des Bergbaus und dessen Stollenführung ist ebenfalls nicht bekannt, da hierüber keine Unterlagen mehr existieren. Es wurde der Alaunton, der vorwiegend im Hangenden des Hauptflözes ansteht, abgebaut.

Als natürliche Grundwasserleiter gelten unregelmäßige Feinsand-, Sand-, Kies- und Versatzlagen. Durch die vertikale Flankierung gering durchlässiger Schichten (Kohleflöze, Tone) ist die Grundwasserströmung generell linear ausgerichtet. Der Hauptteil fließt über das untertägige Stollensystem nach Osten in Richtung Neißة ab, dieses gilt auch für das eisenhaltige Mineralwasser der Bergquelle (UFZ/HGC 1996).

Die Fassung dieser Quelle, ein 4 m tiefer Brunnenschacht, sitzt direkt über dem Mundloch eines Stollens. Die besondere Wasserwegsamkeit wurde auch dadurch dokumentiert, daß bei Probenahmen am 20.06.1995 selbst bei einer Grundwasserentnahme von 300 Liter/min der Wasserspiegel von 4,52 m u.Gel. sich nicht veränderte, da sofort Wasser aus den Stollen ungehindert nachfließen konnte (UFZ/HGC 1996).

Das eisenhaltige Mineralwasser des Typs Ca-Mg-HCO₃ in **Oberbrambach** (südliches Vogtland) wird mit einem 100 m tiefen Brunnen im Glimmerschiefer erschlossen und nach Entfernung des Eisens als amtlich anerkanntes „natürliches Mineralwasser“ in den Handel gebracht. Das Vorkommen befindet sich etwa 1 km nördlich des Kontakts zum Fichtelgebirgsgranit. Die Verwitterungszone (lehmig-tonig, zum Teil sandig bis kiesig) ist im Bereich des Brunnens („Henri-Klinkert-Brunnen“) mit 13 m verhältnismäßig mächtig (UFZ/HGC 1996). Der Glimmerschiefer und dessen Verwitterungszone sind ungünstige Grundwasserleiter. Erhöhte Grundwasserführung besteht im Bereich von Störungszonen und Klüften. Die Hauptzuflüsse im Brunnen erfolgen in einer Tiefe zwischen 22 und 28 m u.Gel. (UFZ/HGC 1996).

3.5 Radonhaltige Wässer

Das Radon als radioaktives Edelgas ist besonders problematisch in Bereichen, wo es in größeren Mengen frei wird und wegen seiner Radioaktivität eine Gefahr für die Gesundheit durch Einatmen darstellen kann. In den Begriffsbestimmungen des Deutschen Bäderverbandes wird Radon als wichtiges Gas für Heilzwecke genannt, weil es wegen einer „unspezifischen Reizwirkung“ in erster Linie zur Steigerung des Stoffwechsels in Form von Trinkkuren angewendet werden kann (GUTENBRUNNER & HILDEBRAND 1994). In der Natur wird Radon als Produkt des ²³⁸U-Zerfalls gebildet und ist ein wesentlicher Bestandteil der natürlichen Radioaktivität. Das wichtigste Radon-Isotop ist ²²²Rn, ein Tochternuklid des ²²⁶Ra. Das Edelgas Radon hat eine Halbwertszeit von 3,8 Tagen. GANS et al. (1987) geben Radon-Gehalte in Brunnen- und Quellwässern der Bundesrepublik Deutschland von < 0,4 bis 1170 Bq/l an. Besonders hohe Werte wurden dabei in Grundwässern aus Graniten gemessen.

In überhöhten Konzentrationen in der Atemluft ist Radon gesundheitsschädigend. Die „Schneeberger Krankheit“ (Lungenkrebs), wurde bereits von Agricola 1597 beschrieben und gilt heute als Folge einer langen Exposition in einem durch Radon besonders belasteten Gebiet (PHILIPSBORN 1995). In Norwegen werden 10 bis 20 % der Lungenkrebsfälle auf Radonemanation aus dem Grundgebirge zurückgeführt (BANKS et al. 1995). Eine Gefährdung geht in den untersuchten Gebieten vor allem von schlecht belüfteten Häusern aus, in denen im Verhältnis zur Außenluft eine Erhöhung der Rn-Konzentration besteht. MILLS (1990) vermutet, daß in den USA jährlich etwa 5000 Fälle von Magen- und Lungenkrebs durch Radon aus Trinkwasser verursacht werden. Diese Untersuchungen zeigen, daß Radon als natürliches Umweltgift nicht zu unterschätzen ist. Die Kenntnis um die Verbreitung sowie Herkunft und Genese radonhaltiger Wässer ist in Regionen mit einer hohen natürlichen Strahlenbelastung

besonders wichtig. Zu solchen Regionen gehört das Erzgebirge, welches CARLÉ (1975) als die bedeutendste Provinz radonhaltiger Wässer in Mitteleuropa ansieht.

Als Zerfallsprodukt des Urans ist die Höhe des potentiell emanierenden Radons abhängig vom Uran- und Radiumgehalt der Gesteine und des Grundwassers. Uran reichert sich in Restdifferenzierten hochfraktionierter Magmen und in hydrothermalen Lösungen an. Entsprechend finden sich erhöhte Urangehalte in sauren Magmatiten und hydrothermalen Gängen. Uran kann auch in sedimentären und metamorphen Gesteinen angereichert werden, wie z.B. an Paläo-Redoxfronten (z.B. der Kupferschiefer in der Mansfelder Mulde oder die Steinkohlen im Döhlener Becken) oder Erdölvorkommen. In Thermalwässern können erhöhte Radongehalte auftreten, wenn es nach einer Druckentlastung oder Vermischung mit Grundwässern in höheren Schichten zur Ausfällung von radiumhaltigen Mineralen kommt (FRIEDMANN 1993).

Radon entweicht durch Diffusion aus dem Muttergestein. Nach FRIEDMANN (1993) wirkt sich eine große Wasser-Gesteins-Kontaktfläche begünstigend auf erhöhte Rn-Gehalte im Grundwasser aus, wie z.B. in stark geklüfteten oder verwitterten (uran- bzw. radiumhaltigen) Gesteinen. SUTHERLAND (1994) wies in Experimenten nach, daß Korngröße bzw. Kluftabstand (sowie die Wegsamkeit) wichtiger für die Rn-Emanation sind als der Uran- und Radiumgehalt. Die Bedeutung von großen Oberflächen wird von PURTSCHELLER et al. (1995) an einem Erdbeben in Köfels (Österreich) verdeutlicht. Dieser Erdbeben führte zu hohen Rn-Belastungen in den Haushalten einer benachbarten Ortschaft. Die Uran- und Radiumgehalte in den Gesteinen dieses Erdbebens sind nicht außergewöhnlich hoch, jedoch konnte durch die große Oberfläche der Lockergesteine und der günstigen Wegsamkeit innerhalb der Schuttmassen viel Radon entweichen.

Radonhaltige Mineralwässer in Sachsen

Eine umfassende Studie hierzu wurde 1909 bis 1912 von den Professoren der Bergakademie Freiberg C. SCHIFFNER und M. WEIDIG durchgeführt. Die Untersuchungen waren eine Reaktion auf das Aufblühen der Kuraktivitäten in St. Joachimsthal (in dem heutigen Tschechien „Jachymov“), um auch in Sachsen radonhaltige Wässer für einen möglichen Bäderbetrieb zu finden. SCHIFFNER & WEIDIG (1912) stellten fest, daß Stollenwässer - selbst in Erzgruben, in denen Uranmineralisationen in größerem Umfang bekannt waren - überraschender Weise nur geringe Radonaktivitäten enthielten. Eine Ausnahme waren die Grubenwässer im Schneeberger Revier mit bis zu 78 M.E. (entspricht 1039 Bq/l).

Die Autoren hoben drei Gebiete mit hohen Radon-Aktivitäten im Grundwasser hervor:

- der Bereich Jägersgrün, Tannenbergestal und Georgental an der Südwestflanke des Eibenstocker Granitmassivs
- Die Umgebung von Schlema im Bereich der im Nordosten des Eibenstocker Granitmassivs befindlichen Granitstöcke entlang der Störungzone „Roter Kamm“
- die Umgebung von Bad Brambach am Nordrand des Fichtelgebirgsgranits

Die höchsten Gehalte wurden im Kontaktbereich der Granite zum umgebenden Gestein beobachtet. PIETZSCH (1922) deutet in Anlehnung an SCHIFFNER & WEIDIG (1912) die Herkunftsgebiete des Radons aus größeren Tiefen.

BORSCHDORF et al. (1995) konnten in einer flächendeckenden Untersuchung in Bodenproben im Vogtland, Erzgebirge und der Oberlausitz Anomalien (> 160 Bq/kg Trockenmasse) in den spezifischen Aktivitäten von ^{238}U und ^{226}Ra im Bereich der Kirchberger/Eibenstocker Granitmassivs, im mittleren Erzgebirge in der Region Marienberg - Olbernhau - Zinnwald und westlich von Pirna feststellen (Abb. 9).

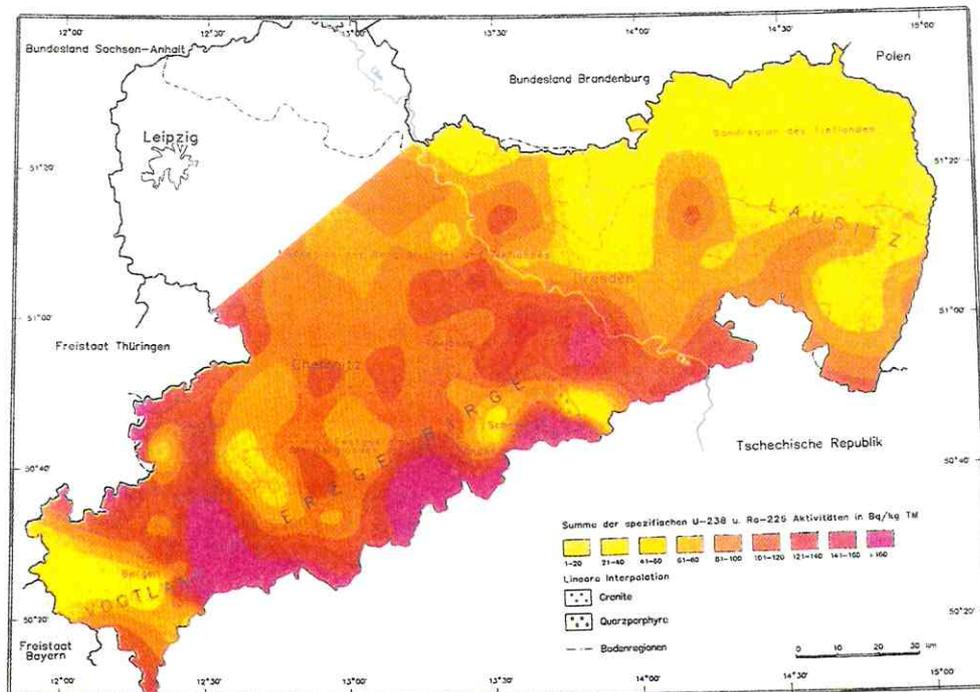


Abb. 9: Summe der spezifischen ^{238}U - und ^{226}Ra -Aktivitäten in Böden Sachsens (BORSDDORF et al. 1995)

Südliches Vogtland

Die bedeutendsten radonhaltigen Wässer im südlichen Vogtland sind die Mineralwässer von **Bad Brambach**. Die Wässer treten auf einem wenige hundert Meter breiten Bereich entlang des dort E-W verlaufenden Röhthentales aus, der sich im Grenzbereich zwischen dem Fichtelgebirgsgranit im Süden und den kambrischen Glimmerschiefern im Norden und kambrischen Gneisen im Westen befindet. Die Gesteinskomplexe sind lokal von tertiären Basaltstöcken durchsetzt, wie z.B. in Hohendorf, Frauengrün und Raun. Von hydrogeologischer Bedeutung sind neben dem klüftigen Festgesteinsbereich die Verwitterungszone sowie die Tal- und Auensedimente (UFZ/HGC 1996). GELLERMANN & FRÖHLICH (1984) unterscheiden im Bereich der Mineralquellen folgende hydrogeologisch wichtige Einheiten:

1. der obere, unbedeckte Lockergesteinsgrundwasserleiter der Talaue, der aus vergrustem Fichtelgebirgsgranit mit lokal unterschiedlicher Mächtigkeit besteht,
2. der darunter befindliche Fichtelgebirgsgranit mit einem NNW-SSE dominierten Kluftsystem,
3. im Westen und Südwesten anstehender geklüfteter Gneis (Paragneis) und im Norden anstehender Phyllit, der den Granit überlagert.

Radonhaltige Mineralwässer - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen

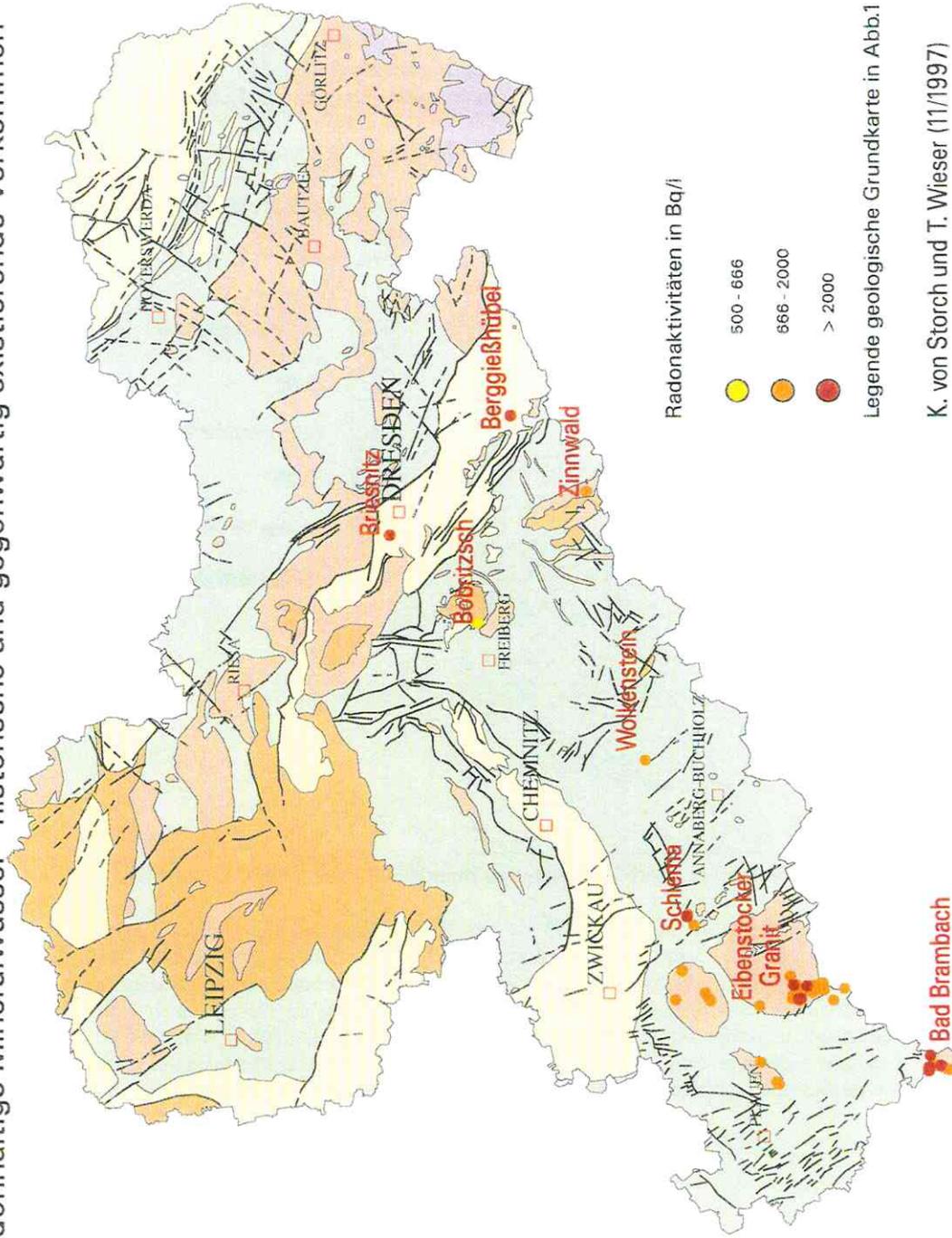


Abb. 10

K. von Storch und T. Wieser (11/1997)

Nach Auffassung von GELLERMANN & FRÖHLICH (1984) besteht zwischen den Mineralquellen und -brunnen in E-W-Richtung keine hydraulische Verbindung. Aus dem Festgesteinsbereich werden die Quellen im wesentlichen von Grundwässern aus südlicher und südwestlicher Richtung (Fichtelgebirgsgranit) gespeist (WATZNAUER & KOCH 1989). Die Transmissivitäten betragen dort nach HGC (1993) 3 bis $9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ und weisen auf relativ geringe Wegsamkeiten im Granit hin. In der Hauptklufttrichtung (NNW-SSE) sind nach UFZ/HGC (1996) die Transmissivitäten deutlich erhöht, was für ein deutliches Überwiegen von Kluftwasserführung im Granit spricht.

Im Einzelnen werden folgende Brunnen unterschieden (RICHTER 1995):

1. Die frei auslaufenden Radon-, Eisen- Wiesen- und Schillerquelle, die in einer Tiefe von 5-6 m gefaßt und auf der Oberfläche des Granits aufsitzen.
2. Die in den Granit reichenden Brunnen „Obere Grenzquelle“ (Tiefe: 98 m u.Gel.) und „Untere Grenzquelle“ (Tiefe: 110 m u.Gel.)

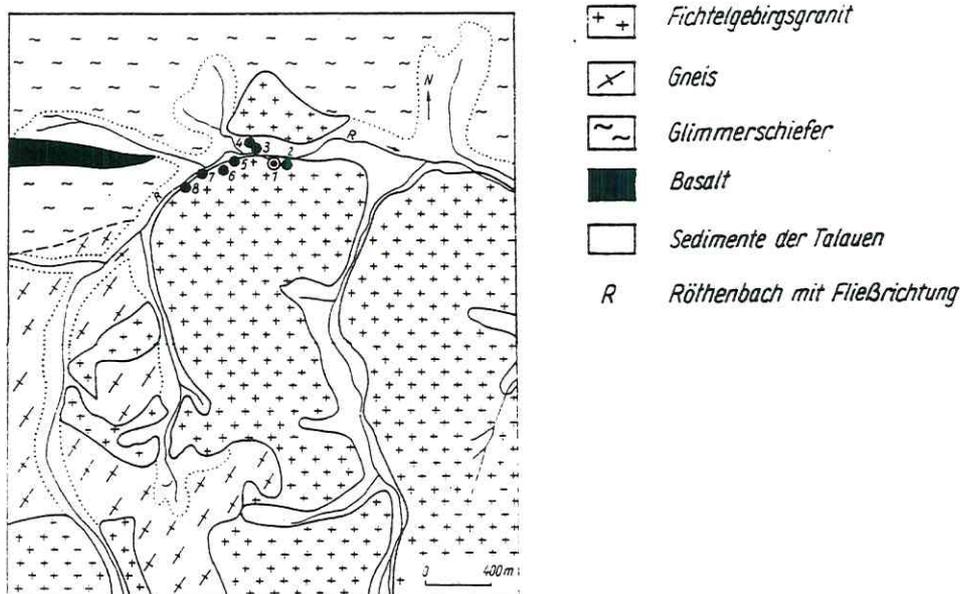


Abb. 11: Geologischer Überblick Raum Bad Brambach (SCHIFFNER & WEIDIG 1912)

Nach WATZNAUER & KOCH (1989) ist der Radongehalt auch deswegen hoch, weil die radonhaltigen Wässer durch den „Gaslifteffekt“ des CO_2 schneller aufsteigen. Um die hohen Rn-Emanationen im Wasser der Radonquelle (bzw. Wetinquelle) zu erhalten, sehen die Autoren neben dem primären Gehalt an Rn-Mutternukliden im Gestein auch eine wichtige Bedeutung in deren sekundärer Akkumulation. KOCH et al. (1984) stellten fest, daß die Radonaktivitäten in der Bodenluft im Bereich der Radonquelle am höchsten sind und daß die dort gemessenen Isolinien gleicher Aktivität eine NE-SW-Orientierung besitzen.

Nr wie auf Abb. 11	Vorkommen	Bq/l	CO ₂ frei (in mg/l)
1	Radonquelle	25 000	2540
2	Wiesenquelle	1660	288
3	Eisenquelle	1880	2736
4	Schillerquelle	4140	1995
5	Sprudel-Bohrung	(500)	-
6	Bosequelle	(2000)	-
7	Untere Grenzquelle	2000	1114
8	Obere Grenzquelle	5110	1859

Tab. 6: Rn-Aktivitäten in Mineralwässern Bad Brambachs nach WATZNAUER & KOCH (1989)

Kirchberger Granit

In **Obercrinitz** wurde an der Radiumquelle durch UFZ/HGC (1996) eine Radonaktivität von 1140 Bq/l gemessen. Das Wasser des Ca-Mg-SO₄-Typs stammt aus Klüften des Granites und besaß eine Temperatur von 9,6 °C bei 17 °C Außentemperatur. Die Ergiebigkeit der Quelle lag bei ca. 990 l/h. Das Vorkommen befindet sich ca. 2,5 km vom südöstlichen Rand des Granites entfernt.

Region Schlema-Alberoda

Die bedeutendsten radonhaltigen Wässer überhaupt befanden sich im ehemaligen **Radiumbad Oberschlema**. Zwischen Schneeberg und Schlema liegt der Nordostrand des Eibenstocker Granitmassivs, der durch die NW-SE-streichende Störungszone „Roter Kamm“ begrenzt wird (zum Gera-Jachymov-Lineament bzw. regional zur Oberhohendorf-Schwarzenberger Störungszone gehörend). Nördlich grenzt die Lößnitz-Zwönitzer Zwischenmulde, eine SW-NE streichende Faltenzone mit kontaktmetamorph überprägten Schichten des Ordoviziums bis Devons an (WOLKERSDORFER 1996). Im Bereich des Roten Kammes existieren mehrere gangförmige Vererzungen, die bereits seit dem Mittelalter abgebaut wurden und teilweise uranführend sind. An der Granitoberfläche beschrieben SCHIFFNER & WEIDIG (1912) in den Grundwässern allgemein erhöhte Radongehalte. Besonders hohe Rn-Gehalte fand man mehrfach untertäglich im sogenannten Radiumort, einem Querschlag zum Markus-Semmler-Stollen in 115 m Tiefe (EBERT & KESSLER 1991).

Vorkommen	Radonaktivität (in Bq/l)
Bismarckquelle (1933)	47 542
Hindenburgquelle (1933)	246 500
Starkbad (1939)	15 275
Normalbad (1939)	5 213

Tab. 7: Radonaktivitäten in Mineralwässern des „Radiumortes“ in Schlema (CARLÉ 1975)

Die Wässer besaßen geringe Lösungsinhalte um 150 mg/l, wie es für granitische Grundwasserleiter typisch ist. Die Aufnahme des Uranbergbaus 1946 führte zur endgültigen Einstellung des Kur- und Badebetriebs und zur Zerstörung dieser Quellen.

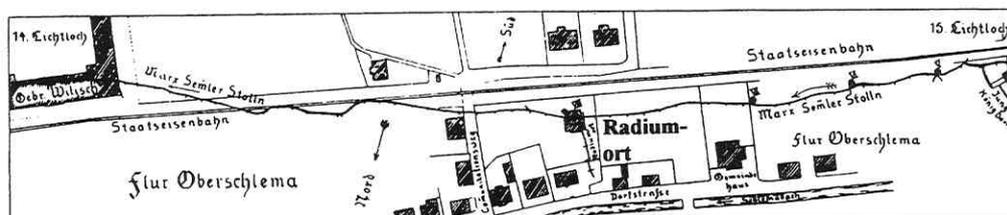


Abb. 12: Lokalität des „Radiumortes“ in Schlema (SCHIFFNER & WEIDIG 1912)

Mittleres Erzgebirge

In Warmbad Wolkenstein wurde in einer Tiefbohrung in 326 m Tiefe ein radonhaltiges Thermalwasser erschrotet. Das 28,5 °C warme Wasser war an die Klüfte des Marienberger Gneises gebunden. Die Radonaktivität nahm zur Tiefe hin zu (Tab. 8). BERNSTEIN (1962) vermutete, daß die hohen Rn-Aktivitäten nicht durch den Kontakt mit Uranmineralen des Anstehenden entstanden, sondern auf migrierende Wässer entlang von Störungszonen zurückzuführen sind. Die wasserführenden Kluft- und Trümerzonen wiesen nach Messungen der früheren SDAG Wismut Rn-Anomalien auf. Regional erhöhte Radongehalte treten dort auch im Bereich der Bi-Co-Ni-, der eba- (Eisen-Baryt-) und der fba- (Fluorit-Baryt-) Gänge auf (BEIER 1985).

Tiefe in m	Bq/l
0,5	351
90	769,5
180	1201,5
268	1606 und 1998

Tab. 8:

Zunahme der Rn-Aktivitäten mit der Tiefe,
Tiefbohrung Wolkenstein
(SCHIRNER 1995)

Dresdener Becken

In Dresden-Briesnitz wurde in der sogenannten „Neuen Quelle“, die zum ehemaligen Betrieb „Briesnitzer Mineralquelle“ gehörte, von KIONKA (1931) eine erhöhte Radonemanation von 903 Bq/l festgestellt, die MIBUS & SZYMCAK (1994) bestätigten (2440 Bq/l). SACHSE & BOHNWAGNER (1991) führen die Radonaktivität auf die schwach radioaktiven Kohleablagerungen eines verdeckten Rotliegendbeckens zurück.

3.6 Fluoridhaltige Wässer

In wasserwirtschaftlicher Hinsicht sind erhöhte Fluoridgehalte problematisch, da der Grenzwert für Fluorid nach der Trinkwasserverordnung (TVO) 1,5 mg/l beträgt und eine Aufbereitung fluoridhaltiger Grundwässer kostenintensiv ist.

Als Bestandteil von Zähnen und Knochen ist Fluor ein biologisch wichtiges Element. GUTENBRUNNER & HILDEBRAND (1994) geben als Indikationen fluoridhaltiger Heilwässer alimentären Fluoridmangel, Zahnkariesprophylaxe bei Kindern und Jugendlichen sowie die unterstützende Behandlung der Osteoporose an. Zunehmende Bedeutung kann Fluorid in Mineralwässern bei der Behandlung der von ZUMKLEY (1983) bereits als epidemiologisch bezeichneten Volkskrankheit Osteoporose (Knochenschwund) haben. Die Zugabe von Fluorid erhöht die Knochenstabilität. Die in anderen Ländern praktizierte Trinkwasserfluoridierung ist in Deutschland rechtlich nicht zugelassen. In überhöhten Konzentrationen (> 6 mg/l: SÆTHER et al. 1995; > 4 mg/l: ZUMKLEY 1983) besteht die Gefahr der Knochen- und Zahnschädigung, vor allem bei Kleinkindern und Säuglingen. SÆTHER et al. (1995) schlagen eine Konzentration von 0,7 - 1,2 mg F/l im Trinkwasser vor.

Eine erhöhte Fluoridkonzentration alleine führte in Sachsen nicht zur balneologischen Nutzung des betreffenden Vorkommens. Der Fluoridgehalt bedingt einen erwünschten Nebeneffekt, doch von eigentlicher Bedeutung sind in den Mineralwässern andere heiltherapeutisch wichtige Eigenschaften.

In der Natur kommt Fluorid vor allem in den Magmatiten in den Mineralen Fluorit (CaF_2), Apatit ($\text{Ca}_5(\text{Cl, F, OH})(\text{PO}_4)_3$) und Kryolith (Na_3AlF_6) vor. In Wässern mit niedrigem pH (< 3,5) kann zusätzlich die Säure HF existieren und Fluorid Verbindungen mit Kieselsäure (SiF_6^{2-} und SiF_4) eingehen (HEM 1985). Der F-Gehalt kann im Grundwasser über weite pH-Bereiche erhöht sein, da stabile Komplexe mit Al, Be, Fe oder B gebildet werden.

Die F-Konzentration im Grundwasser wird hauptsächlich durch das Löslichkeitsprodukt des Minerals Fluorit bestimmt (HANDA 1975, NORDSTROM & JENNE 1977). Somit steht die Anzahl an F-Ionen in Abhängigkeit zum Ca^{2+} -Angebot. Eine Erhöhung des Fluoridgehaltes erfolgt auch über Ionenaustauscheffekte: durch die relative Anreicherung von Na^+ durch Austausch gegen Ca^{2+} kommt es wegen der besseren Löslichkeit der Verbindung NaF gegenüber CaF_2 zu einem Anstieg des Fluoridgehaltes im Wasser.

In der Natur kann die F-Konzentration primär in vulkanischen Gasen und Fumarolen hoch sein und hierdurch in einigen Gebieten die chemische Beschaffenheit des Grundwassers beeinflussen (HEM 1985). In Gesteinen erfolgt sekundär eine bevorzugte Einbindung dieses Elements in Hornblenden und Glimmern anstelle von OH-Gruppen (ERLASHIDI & LINDSAY 1986, HEM 1985). In Norwegen beschrieben SÆTHER et al. (1995) generell höhere F-Konzentrationen in Grundwässern aus Graniten und Gneisen. Im Verständnis zur Verteilung von Fluorid in Grundwässern gibt es allerdings noch Unklarheiten, da der F-Gehalt sich oft nicht mit regionalgeologischen Gegebenheiten erklären läßt (SÆTHER et al. 1995). SÆTHER et al. (1995) sehen den Fluoridgehalt in Grundwässern neben der Verteilung von F-haltigen Mineralen, eher beeinflusst durch den Grad der Gesteinsverwitterung und der damit verbundenen Verfügbarkeit von Fluorid, sowie durch Adsorptions-/Desorptionsprozesse.

Anthropogen wird Fluorid durch Verbrennung fossiler Brennstoffe, Schmelzen oder Brennen fluorhaltiger Mineralgemenge (z.B. bei der Aluminiumproduktion oder Ziegelherstellung) sowie in der Landwirtschaft durch die Aufbringung von Phosphatdünger in den Untergrund emittiert (MATTHESS 1994, MASON & MOORE 1985). In Deutschland beträgt im Grundwasser die durchschnittliche Fluoridkonzentration nach SCHLEYER & KERNDORFF (1992) 0,1 bis 0,16 mg/l.

Innerhalb Sachsens beschreiben KARDEL et al. (1996) für den geogenen Background die mit Abstand höchsten Fluoridgehalte mit durchschnittlich 2700 mg F/kg in den Jüngeren Graniten (Oberkarbon - Perm). Erhöhte F-Konzentrationen im Grundwasser sind besonders aus dem Vogtland und aus dem Erzgebirge bekannt. Einzelne Vorkommen existieren im Granulitgebirge, in der Oberlausitz und in NW-Sachsen. Besonders hohe F-Belastungen wurden aus Halsbrücke, Krummenhennersdorf und Berggießhübel bekannt (HOFFMANN-AXTHELM 1957, LINGELBACH et al. 1966, ROESEL 1955).

Umfangreiche Kenntnisse über den geogenen Background von Fluorid bestehen aufgrund der in den 70er und 80er Jahren erfolgten Prospektion nach Zinn- und Fluorlagerstätten im Vogtland, im Granulitgebirge, im Erzgebirge und in der Oberlausitz. Abb. 13 enthält eine Übersicht über Daten von Fluoridgehalten in Fließgewässern, die vom Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie zusammengefaßt wurden. Diese Daten in Verbindung mit der geologischen Grundkarte (Abb. 1) zeigen F^- -Anomalien in Fließgewässern u.a. im Bereich von Graniten (z.B. Eibenstocker Granit) sowie in Bereichen tieferreichender Störungszonen. PÄLCHEN et al. (1982) unterscheiden im Erzgebirge grundsätzlich drei Möglichkeiten für erhöhte F^- -Gehalte in Gewässern:

1. Flächenhaft hohe F-Gehalte im Bereich von Graniten des Jüngeren Intrusivkomplexes (Granite von Eibenstock, Greifensteine, Markersbach, Schellerhau)
2. Regional begrenzt hohe F-Gehalte im Bereich fluoridführender Mineralisationen (hochthermale Kassiterit- und fluoritbarytische Mineralisationen)
3. Möglicher Einfluß von Tiefenwässern im Bereich tiefgreifender Störungszonen, wie z.B. im Bereich der Flöhazone, der Mittelsächsischen Störung und der Gera-Jachymov-Zone.

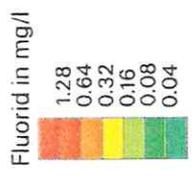
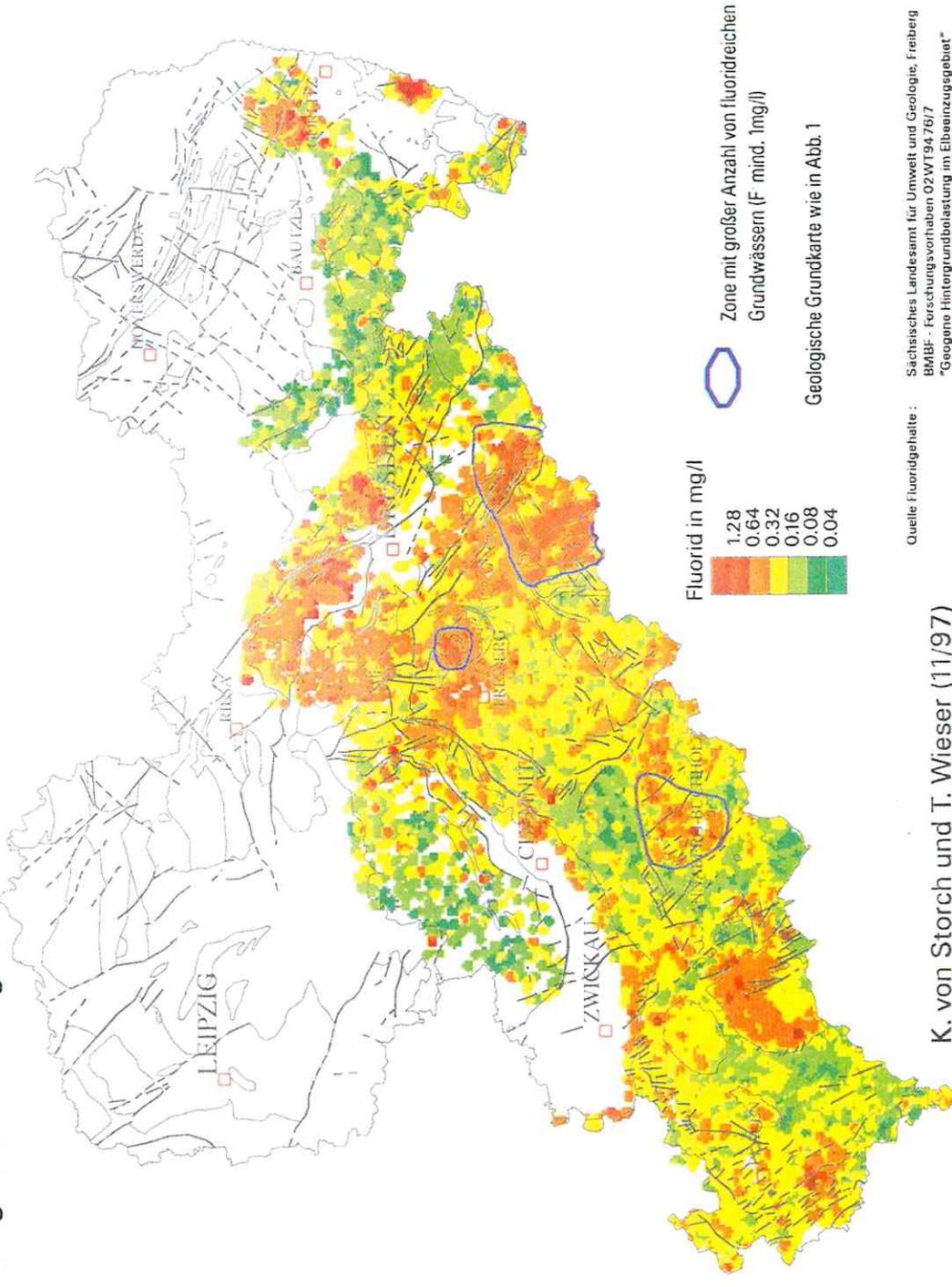
Diese Ergebnisse von PÄLCHEN et al. (1982) decken sich zu einem großen Teil mit den in der Literatur beschriebenen Vorkommen, die F⁻-Anomalien besonders im SW-Erzgebirge im Raum Marienberg - Annaberg-Buchholz und im NE-Erzgebirge im Raum Berggießhübel - Altenberg deutlich machen (Tab. 9).

Erhöhte F⁻-Gehalte können auch in Grundwässern in Verbindung mit Braunkohlenvorkommen bestehen. In **Bad Lausick** wurde im eisenhaltigen Ca-SO₄-Wasser des Matthesbrunnens z.B. ein F-Gehalt von 1,3 mg/l ermittelt (LABOR ROMEIS 1993). Nach BEUGE & SCHULZE (1976) wird der größte Teil des Fluorids im Bereich von Braunkohlenablagerungen am Illit fixiert.

Region	Anzahl der bekannten Vorkommen	F ⁻ -Gehalte (mg/l)	Literaturangabe
Bad Brambach, Fichtelgebirgsgranit	7	1 - 2,7	UFZ/HGC (1996)
SW-Vogtland, Fluoritlagerstätten Schönbrunn, Bösenbrunn	3	2,3 - 5	KUSCHKA & HAHN (1996)
Eibenstocker Granitmassiv	4	0,86 - 2,05	KÜNZEL et al. (1972)
Steinkohlerevier Oelsnitz - Lugau	5	0,76 - 2,15	KÜNZEL et al. (1972)
Granulitgebirge	6	0,76 - 1,88	KÜNZEL et al. (1972)
Nördlicher Erzgebirgsrand (Freiberg - Siebenlehn)	6	0,89 - 1,5	KÜNZEL et al. (1972) MELIOR GMBH (1992)
SW-Erzgebirge (Marienberg, Annaberg-Buchholz)	20	0,82 - 7,7	BERNSTEIN (1962) DUSCHEK (1990a) KÜNZEL et al. (1972) KUSCHKA (1962)
NE-Erzgebirge (Dippoldiswalde - Altenberg)	16	0,77 - 8,35	MITT. BARTSCH (1995) DUSCHEK (1990b) KÜNZEL et al. (1972)
Elbtalschiefergebirge (Bad Gottleuba - Heidenau)	9	1 - 9	KÜNZEL et al. (1972) UFZ/HGC (1996)
Elbtalgraben (Dresden - Königstein)	2	0,98 - 1	UFZ/HGC (1996)
Östliche Oberlausitz (TB Berzdorf)	1	2,5	UFZ/HGC (1996)
Westliche Oberlausitz (Burg Stolpen)	1	1,4	KÜNZEL et al. (1972)

Tab. 9: Erhöhte F⁻-Gehalte (ab 0,7 mg/l) in Grundwässern Sachsens, zusammengefaßt aus BERNSTEIN (1962), DUSCHEK (1990a), DUSCHEK (1990b), KÜNZEL et al. (1972), KUSCHKA (1962), KUSCHKA & HAHN (1996), MELIOR GMBH (1992), UFZ/HGC (1996)

Fluoridgehalte in Fließgewässern - südliches Sachsen



Zone mit großer Anzahl von fluoridreichen Grundwässern (F mind. 1mg/l)

Geologische Grundkarte wie in Abb. 1

Quelle Fluoridgehalte :
 Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg
 BMBF - Forschungsvorhaben O2WT9476/7
 "Geogene Hintergrundbelastung im Elbeinzugsgebiet"

K. von Storch und T. Wieser (11/97)

Abb. 13

3.7 Säuerlinge

In der Balneologie werden kohlensäurehaltige Mineralwässer u.a. zur allgemeinen Anregung von Verdauungsfunktionen und bestimmten urologischen Erkrankungen angewandt (GUTENBRUNNER & HILDEBRAND 1994). Die Löslichkeit von Kohlensäure ist druck- und temperaturabhängig. Im Grundwasser wird der Gehalt an Ca^- , CO_3^{2-} - und HCO_3^- -Ionen sowie der pH-Wert maßgeblich durch die Menge an gelöster Kohlensäure kontrolliert („Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht“).

CO_2 -reiche Gasaustritte sind in Sachsen an mehreren Stellen beschrieben worden. Diese führten entweder zu einem erhöhten CO_2 -Gehalt im Grundwasser oder es kam zu einem freien „trockenen“ Austritt, wie z.B. in Form mehrerer Gasausbrüche im Bergbau im Erzgebirge (MÜLLER 1901, MÜLLER 1909).

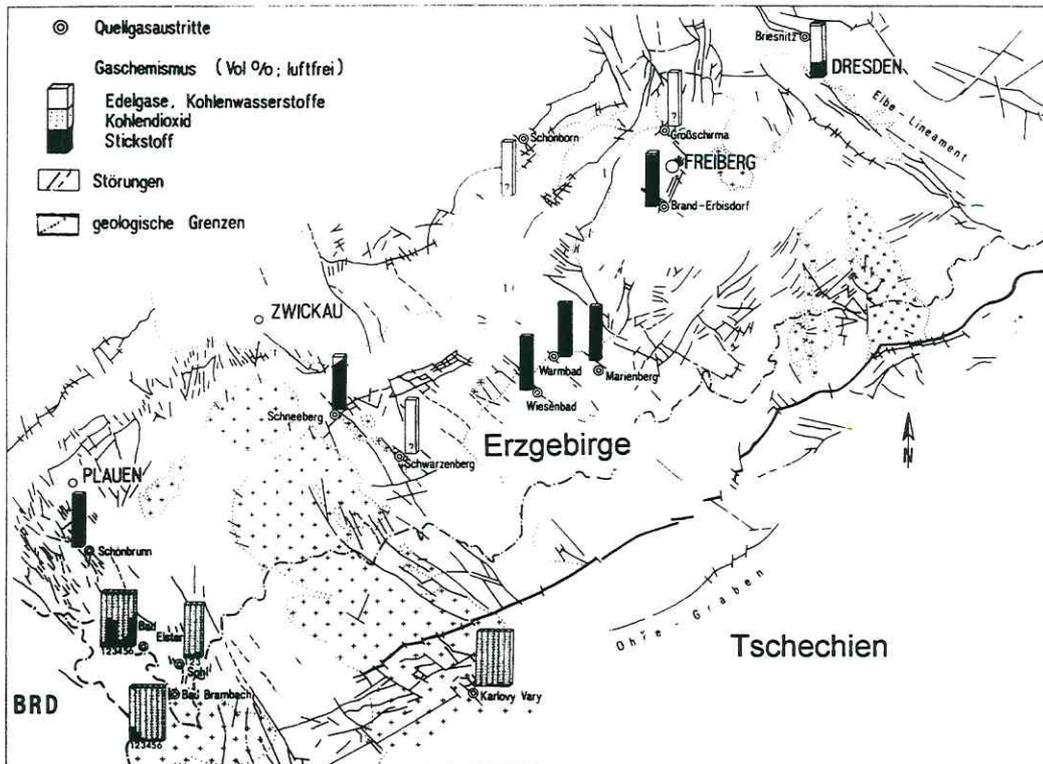


Abb. 14: Übersicht von Gaszusammensetzungen in Mineralwässern im Erzgebirge und im Vogtland (WEINLICH 1989)

Auffällig ist eine deutliche Dominanz des CO_2 in der Gasphase der Mineralwässer des südlichen Vogtlandes, während im Erzgebirge und im nördlichen Vogtland der Stickstoffanteil vorherrscht (Abb. 14, WEINLICH 1989). Neben CO_2 sind an der Gaszusammensetzung im wesentlichen N_2 , Ar, He, Rn und Methan beteiligt.

In Mitteleuropa ist eine Häufung von CO_2 -reichen Grundwässern im Bereich tertiärer Vulkanite auffällig. Bereits KESSLER (1927) wies auf diesen Zusammenhang hin. HUMMEL (1930) führte den Begriff „Kohlensäuregürtel“ für diese W-E streichende Anhäufung von Säuerlingen ein. MAISONNEUVE & RISLER (1979) definieren den „perialpinen Kohlensäuregürtel von Westeuropa“ („ceinture péri-alpine carbo-gazeuse de l'Europe

occidentale“). Diese Region ist verstärkt von tiefgreifenden Bruchstrukturen des Tertiärs (Horst- und Grabenbildungen) im Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese betroffen, entlang derer basaltische Magmen aufsteigen konnten, deren postvulkanische Aktivität durch die CO₂-reichen Gase dokumentiert wird. Die Autoren gehen von einer Herkunft des CO₂ aus dem Grenzbereich Erdkruste/Erdmantel aus. MICHEL (1992) unterscheidet grundsätzlich drei Möglichkeiten der magmatogenen CO₂-Abstammung:

1. Kohlensäure und Basalte stammen aus den gleichen Aktivierungszonen
2. Basaltisches Magma in der Erdkruste entgast CO₂, welches über Verwerfungen bis zur Erdoberfläche aufsteigen kann.
3. Die Kohlensäure steigt direkt über tiefgreifende Störungen aus dem Bereich des oberen Erdmantels auf.

Als weitere Möglichkeiten der CO₂-Anreicherung werden diskutiert (zusammengefaßt in MICHEL 1992):

- CO₂-Entstehung durch Aufschmelzung von Kalken (z.B. durch Magmeneinwirkung)
- Oxidation sulfidischer Erze zu Schwefelsäure, welche Karbonate auflöst und dadurch ebenfalls CO₂ freisetzt.
- CO₂ entsteht aus Kohlenwasserstoffen durch Kontakt mit sauerstoffreichen Wässern (durch biochemische Vorgänge und bei Inkohlungsprozessen).

In Sachsen konzentriert sich die Verbreitung CO₂-reicher Wässer auf folgende Regionen:

- südliches Vogtland
- Elbtalgraben
- Zittauer Becken.

Südliches Vogtland

Hierzu gehören die Sauerlinge von **Bad Brambach**, **Bad Elster**, **Sohl** und **Schönberg**. Die Herkunft des CO₂ wird, wie die benachbarten CO₂-reichen Wässer aus Böhmen, mit dem Egergrabenvulkanismus in Verbindung gebracht (BLÜHER 1936). STETTNER (1971) sieht in der Region Nordostbayern - Böhmen - südliches Vogtland vor allem die generell NNW-SSE-gerichteten radialen, im Jungtertiär reaktivierten Scherklüfte („rhegmatisches Störungssystem“) als Aufstiegsbahnen des CO₂. Bereits BLÜHER (1936) fiel diese Übereinstimmung auf, die der Autor auf den Fichtelgebirgsgranit zurückführte. Dessen innere Struktur wird im wesentlichen aus NNW-SSE-streichenden Querklüften bestimmt. HINKELMANN (1968), STUMM (1993) und UFZ/HGC (1996) erwähnten, daß die CO₂-reichen Mineralwässer des südlichen Vogtlandes generell entlang von NNW-SSE-streichenden Quarzklüften austreten. Die Bildungstiefe des CO₂ wird von STRAUCH et al. (1997) mit etwa 15 km angegeben. STRAUCH et al. (1997) stellten unterschiedliche ¹³C-Signaturen in den Mineralwässern fest und vermuteten aufgrund der teilweise besonders niedrigen δ¹³C-Werte den Einfluß eines Karbonatitkörpers (Tertiär) im Untergrund auf die Isotopenbeschaffenheit des CO₂.

In **Bad Elster** wird das für Kurzwecke eingesetzte Mineralwasser aus mehreren Brunnen gewonnen. Die Brunnen fördern das CO₂- und eisenreiche Mineralwasser aus dem klüftigen Phyllitschiefer, der allgemein von einer ca. 2 m mächtigen gering durchlässigen Verwitterungsschicht bedeckt ist (UFZ/HGC 1996). Im Phyllit existieren im Bereich der Mineralquellen fiederartig verzweigte Quarzgänge (allgemein NNW-SSE-streichend), deren Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis mehrere Meter reicht.

Die für die Wasserversorgung zur Zeit bedeutenden Brunnen sind:

- *Marienquellen 1 bis 3*: Über einen 15,3 m tiefen Schacht werden die drei Einzelquellen, die aus dem verwitterten Phyllit austreten, separat gefaßt. Die Marienquelle 1 ist ein eisenhaltiger Na-SO₄-Cl-Säuerling, die Marienquelle 2 ein Na-SO₄-HCO₃-Cl-Wasser und die Marienquelle 3 ein Na-SO₄-Cl-HCO₃-Wasser.
- *Moritzquelle*: älteste Mineralquelle; das Mineralwasser (Typ: eisenhaltiger Na-SO₄-Cl-HCO₃-Säuerling) strömt dem Brunnen in etwa 15 bis 17 m u.Gel. zu. Eine Sanierung des Brunnens erfolgte 1993. Daraufhin stieg der Feststoffgehalt des Wassers auf über 3000 mg/l an.
- *Salzquelle*: Das Mineralwasser besitzt mit über 4000 mg/l von allen Mineralwässern in Bad Elster den höchsten Gehalt an gelösten Inhaltsstoffen. Das Wasser ist ein eisenhaltiger Na-SO₄-Cl-Säuerling und wird aus einer Tiefe bis 25 m u. Gel. gefördert.
- *Sprudelquelle 3*: Das Mineralwasser des Typs eisenhaltiger Na-Mg-HCO₃-SO₄-Säuerling wird aus einer Tiefe von 45 bis 103 m u.Gel. gefördert. Das Wasser besitzt mit 460 mg/l von den beschriebenen Vorkommen den geringsten Gehalt an gelösten Inhaltsstoffen.

Die Mineralwässer von **Sohl** befinden sich im Übergangsbereich zwischen der Glimmerschieferzone im Süden und der Phyllitzone im Norden. Das Einzugsgebiet der Mineralquellen wird dem Phyllitkomplex zugeordnet (UFZ/HGC 1996). Der Phyllit besitzt im südlichen Abschnitt linsenförmige Einlagerungen von hellem, schiefrigen Quarzit. Nach Norden bzw. Nordosten nehmen diese Quarzitanteile ab, wodurch die Durchlässigkeit des Phyllits vermindert wird und die Grundwasserzirkulation hauptsächlich an Störungs- und Klufsysteme sowie Schieferungsflächen beschränkt ist.

- *Hofquelle*: Das Mineralwasser des Typs Na-SO₄-Cl-HCO₃ strömt einem Schachtbrunnen in einer Tiefe von 2,9 m zu.
- *Neue Quelle*: Das Mineralwasser (Typ:Na-Cl-SO₄-HCO₃) wurde 1994 mit einer Neubohrung in 45 m Tiefe erschlossen.
- *Sachsenquelle*: Das Mineralwasser (Typ: Na-SO₄-Cl-HCO₃) wurde wie die Hofquelle durch einen Schachtbrunnen in 2,9 m Tiefe gefaßt (UFZ/HGC 1996). Von allen Vorkommen besitzt die Sachsenquelle die höchsten Gehalte an gelösten Inhaltsstoffen (> 3800 mg/l).
- *Waldquelle*: Die Waldquelle befindet sich ca. 2 km südlich der übrigen Sohler Mineralquellen. Das Wasser des Typs Mg-Na-Ca-HCO₃ besitzt einen Feststoffgehalt < 400 mg/l und tritt als Quelle aus Schichten des Glimmerschiefers aus.

Das Wasser des etwa 3 km südöstlich von Bad Brambach im Grenzgebiet zu Tschechien befindlichen **Schönberger Säuerlings** (Typ: fluoridhaltiger Na-SO₄-HCO₃-Säuerling) tritt artesisch aus dem geklüfteten Fichtelgebirgsgranit aus. Die Grundwasserführung ist an Klüfte und Störungen gebunden. Die bevorzugten Kluftrichtungen sind NW-SE und WSW-ENE (UFZ/HGC 1996). Die Quelle hatte im Sommer 1994 eine geringe Schüttung von 24 l/h. 1961 wurde noch eine Schüttung von 50 l/h gemessen. Diese Veränderung wird von UFZ/HGC (1996) auf Schwankungen in der Kohlensäureführung (Gaslifteffekt) zurückgeführt.

Elbtalgraben

Innerhalb des **Elbtalgrabens** wurden in mehreren Bohrungen Wässer mit hohen CO₂-Gehalten angetroffen (Abb. 3).

Das bekannteste Vorkommen befindet sich in **Dresden-Briesnitz** („Briesnitzer Säuerling“, siehe Abb. 3), das bis 1990 als Mineralwasser gehandelt wurde (SCHIRNER 1995). Die Förderung erfolgte aus insgesamt zwei Brunnen aus bis zu 80 m Tiefe: der „Alten Quelle“

(1904) und der „Neuen Quelle“ (1931). Die von der früheren SDAG Wismut niedergebrachte Bohrung Hy D 504/90 (1990) wurde nie in Betrieb genommen. Die Mineralwässer von Dresden-Briesnitz liegen regionalgeologisch im Dresdener Becken, einem Teilbecken des Elbtalgrabens, die sich im Oberen Cenoman (Oberkreide) gebildet hat.

Die Bohrung Hy D 504/90 traf an der Sohle (80 m u. Gel.) eine Wechschicht aus Arkosen, Tuffen und schwach radioaktiven Steinkohlen an, die SACHSE & BOHNWAGNER (1991) einem kleinen Rotliegendevorkommen zuordnen. Zum Hangenden folgt eine Wechschicht von tonigen bis grobkörnigen Sedimenten. Hierzu gehören die marinen Sandsteine des Obercenomans (Oberhäslicher Schichten), der Basiston und der Pennricher Sandstein. Das darüberliegende Turon besteht aus feinkörnigen bis tonigen karbonatischen Sedimenten, den Briesnitzer und Racknitzer Schichten. Die jüngsten Ablagerungen sind quartärer Lößlehm und Schotter.

Das Wasser (Typ: Ca-Na-Mg-HCO₃) der Bohrung Hy D 504/90 wurde aus den Oberhäslicher Schichten (Unterquadersandstein) und den Gesteinen des Rotliegenden gefördert. Im Bereich der Mineralquellen bilden beide Abfolgen einen gemeinsamen Grundwasserleiter. Die von SACHSE & BOHNWAGNER (1991) erwähnte intensive Klüftung im Bereich einer dort verlaufenden N-S-Störungszone ist die Ursache für die günstige Wasserleitfähigkeit in den beschriebenen Schichten (Transmissivität: $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$).

Die Grundwasserfließrichtung ist entsprechend dem generellen Schichteinfallen im Dresdener Becken nach NE gerichtet. Die Speisung des (gespannten) Grundwasserleiters erfolgt schichtparallel über dessen oberflächliche Austrittsstellen, einer ca. 300 m breiten Zone westlich von Gompitz bis Pesterwitz (westlich von Dresden) und über die Schichten des Rotliegenden entlang des Zschonergrundes. Die Größe dieser Fläche beträgt ca. 1,5 km². Weitere Wasserzutritte aus dem Einzugsbereich der bis zu den Brunnen reichenden hydraulisch aktiven Störungszonen sind jedoch nicht auszuschließen (UFZ/HGC 1996). Die Grundwasserleiter besitzen nach einem in SACHSE & BOHNWAGNER (1991) beschriebenen Pumpversuch zusammen eine Ergiebigkeit von maximal 10 m³/h.

Nach SACHSE & BOHNWAGNER (1991) ist die Genese der CO₂-reichen Wässer vor allem an N-S-verlaufende Störungen gebunden, die aus den Rotliegendablagerungen des Döhleener Beckens bekannt sind und sich in nördliche Richtung unter der Kreidebedeckung des Elbtalgrabens fortsetzen. SCHIRNER (1995) erwähnt eine hydraulische Verbindung zum (nur wenige hundert Meter entfernten) Mineralbrunnen in Dresden-Kemnitz.

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Einflußbereich des Brunnens Hy D 504/90 sind kompliziert. Dieses wurde an dem unregelmäßigen Verlauf der Absenkungs- und der Wiederanstiegskurven während des Pumpversuchs deutlich. SACHSE & BOHNWAGNER (1991) sehen hierin das Vorhandensein gering leitfähiger Bereiche innerhalb des Einflußbereiches. Zusätzlich wird jedoch auch das komplexe Störungsmuster hierbei eine Rolle spielen.

Im Stadtteil **Dresden-Kemnitz** befand sich im Bereich des Zschonergrundes, am nordwestlichen Rand des Dresdener Beckens, die Catharinenquelle (Abb. 3), die nach einer Analyse von 1932 (ehem. Staatliche Landesstelle für öffentliche Gesundheitspflege) einen CO₂-Gehalt von 2969,3 mg/l besaß (Wassertyp: Ca-Mg-Na-HCO₃-Säuerling). Die Beckenbasis besteht aus Rotliegendeschichten (nordöstlicher Ausläufer der Rotliegendescholle von Weißig). Darüber folgen Sedimente der Oberkreide, die entsprechend des Randbereichs des Beckens nur eine geringe Mächtigkeit von 33 m besitzen. Das Wasser trat ursprünglich artesisch aus und war (wie das Mineralwasser Dresden-Briesnitz) von der wasserstauenden Plenuszzone überdeckt. PIETZSCH et al. (1934) erwähnten, daß sich nach einer Beschädigung des Brunnens (Datum unbekannt) die chemische Beschaffenheit des Wassers deutlich verändert hat. SCHIRNER (1995) gibt eine weitere Quelle am Zschonerbach an, deren Wasser möglicherweise

erhöhte CO₂-Gehalte besaß. Die Fassung dieses Vorkommens mit dem Namen „Marienquelle“ soll bei einem Hochwasser 1957 zerstört worden sein.

In **Gruben bei Meißen** betrug der CO₂-Gehalt der *Scharfenberger Silberquelle* 524,3 mg/l (umgerechnet nach FLECK 1882). Das Wasser wurde 1881 beim Abteufen eines Brunnens in das Kristallin zufällig entdeckt. Die Tiefe der Wasserzutrittsstellen ist nicht bekannt. Der Quellaustritt wurde von GOLDBERG (1903) mit Erzgängen des ehemaligen Scharfenberger Erzreviers in Verbindung gebracht. Hierbei handelt es sich im wesentlichen durch NW-SE-streichende bis zu 2 m mächtige polymetallisch mineralisierte Gänge (hauptsächlich Siderit und Magnesit sowie in tieferen Bereichen Galenit und Sphalerit). Innerhalb der Grubenbauten beschrieb SIEGERT (1906) an mehreren Stellen größere Ablagerungen von eisenhaltigem Kalksinter, die ebenfalls durch CO₂-reiche Wässer entstanden sein können.

Bei Königstein (Urangrube **Leupoldishain**) wurden im Bergbau mehrere CO₂-reiche Wässer angetroffen (UFZ/HGC 1996). Heute existiert noch die Hechtquelle, die nach einer Analyse der Wismut GmbH ein Na-Mg-Ca-HCO₃-Wasser mit einem HCO₃-Gehalt von 4912 mg/l fördert. Die chemische Beschaffenheit ist nach Unterlagen der Wismut GmbH seit 1971 weitgehend konstant geblieben. Das Vorkommen befindet sich im Bereich des Pirnaer Beckens, einer in der Oberkreide angelegten Senkungszone mit Sedimenten des Cenoman und des Turon. Das wichtigste tektonische Element ist die an der Wende Unter-/Oberkreide angelegte Lausitzer Überschiebung die den Lausitzer Granodiorit zum Granit von Markersbach begrenzt. Weitere große Störungszonen im Bereich der Grube befinden sich südwestlich der Lausitzer Überschiebung (zusammengefaßt aus UFZ/HGC 1996): die Zentralzone (NW-SE), die West-Störung (N-S), die Waldbach-Zone (N-S) und die Nord-Störung (NE-SW).

Die in der Uranerzgrube Leupoldishain angetroffenen CO₂-reichen Wässer sind Zutritte aus dem kristallinen Sockel. Die hierzu gehörende Hechtquelle befindet sich in etwa 30 m Entfernung von der Lausitzer Überschiebung. Das Wasser wurde in einem klüftigen Kontaktbereich zwischen einem Porphyrgang und dem Lausitzer Granodiorit in einer Horizontalbohrung angetroffen. Die Herkunft dieses Wassers ist bisher noch nicht bekannt. Es ist genetisch kein Zusammenhang mit den Hangendgrundwasserleitern des Kreidebeckens erkennbar (UFZ/HGC 1996).

FREIESLEBEN (1839) erwähnt in **Bad Gottleuba** (Elbtalschiefergebirge) ein CO₂-reiches eisenhaltiges Mineralwasser („Friedrichsbrunnen“), das zu Kurzwecken genutzt wurde. Dieses Vorkommen besteht heute nicht mehr.

Zittauer Becken

Im **Zittauer Becken** traten noch 1987 aus tieferen Grundwasserleitern CO₂-reiche Wässer artesisch aus, die HCO₃-Gehalte bis zu 1592 mg/l besaßen. Die hohen HCO₃-Gehalte waren nicht horizontgebunden, sondern wurden in mehreren Grundwasserleitern festgestellt. Die höchsten HCO₃-Gehalte mit 2251 mg/l beschrieben TRETTIN et al. (1987) im Stadtgebiet **Zittau-Weinapark** in der Bohrung 12/84 der früheren SDAG Wismut. Das Wasser wurde in 251,6 m Tiefe in einer Kluftzone im Lausitzer Granodiorit erbohrt. Gegenwärtig herrscht in dieser Region ein bergbaulich verursachtes hydrodynamisches Ungleichgewicht, wodurch der Grundwasserspiegel lokal gesunken ist und zu einer weitreichenden Entspannung auch tiefer Grundwasserleiter führte (RAITHEL et al. 1995).

CO₂-reiche Mineralwässer - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen

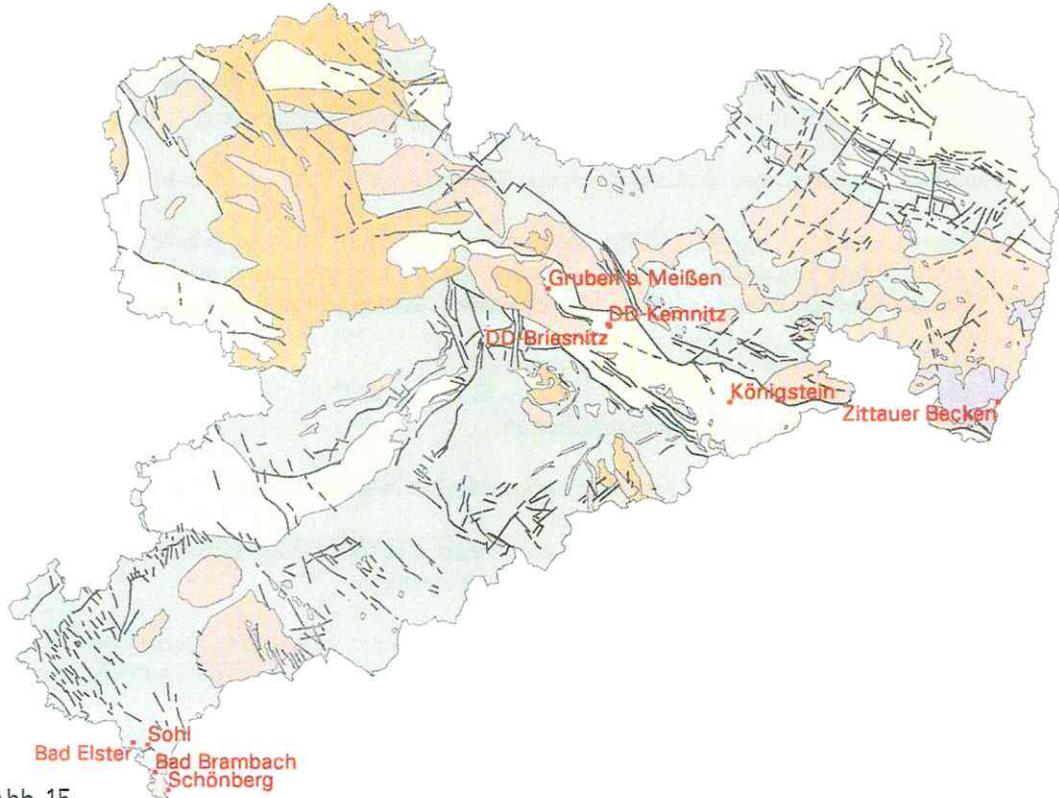


Abb. 15
Thermalwässer - historische und gegenwärtig existierende Vorkommen

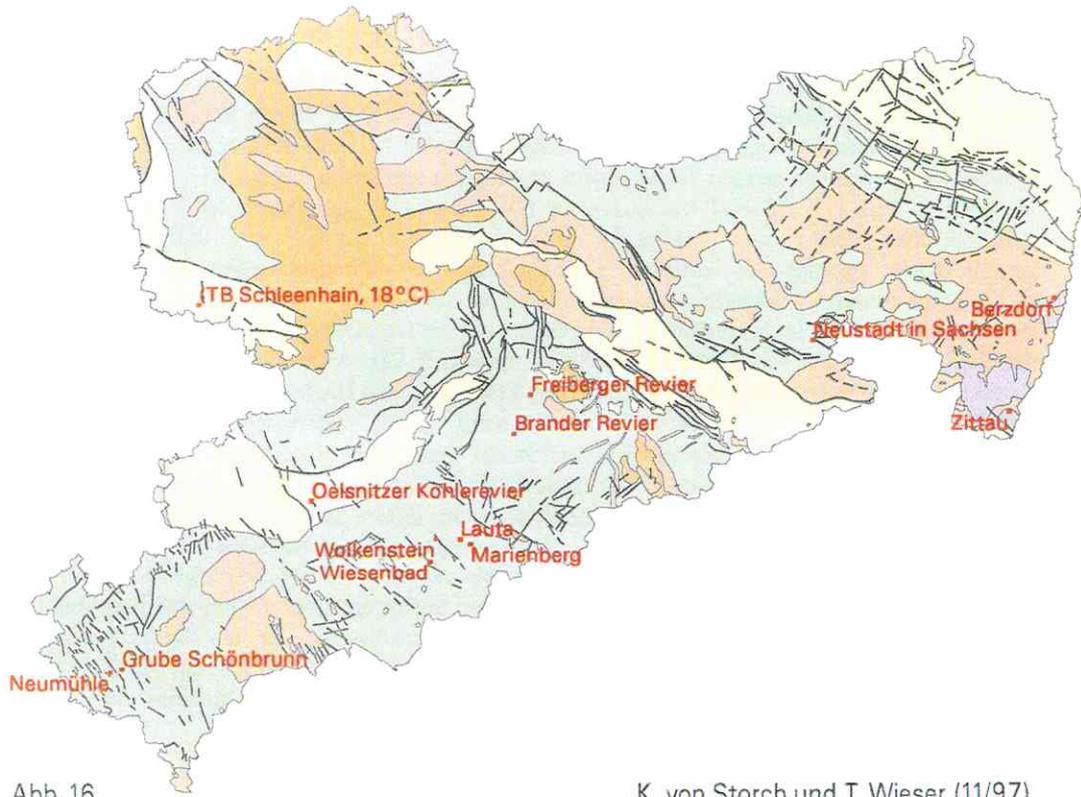


Abb. 16
K. von Storch und T. Wieser (11/97)

3.8 Thermalwässer

Neben einer möglichen balneologischen Nutzung (Bewegungstherapien) werden Thermalwässer zunehmend zur Gewinnung geothermaler Energie und im Erholungsbereich (Thermalbäder) interessant.

Grundsätzlich müssen zwei Herkunftstypen von Thermalwässern unterschieden werden:

1. Thermalwässer aus großen Tiefen, deren Erwärmung auf die geothermale Tiefenstufe zurückzuführen ist und die in der Regel durch Tiefbohrungen erschlossen werden
2. Thermalwässer im Bereich geothermaler Anomalien, die frei an der Erdoberfläche austreten oder infolge anthropogener Veränderung des hydrostatischen Regimes mobilisiert werden (z.B. Wassereinbrüche im Berg- oder Tunnelbau).

Für das Festgestein (Herkunftstyp Nr. 2) geben CLAUSER & HUENGES (1993) grundsätzlich folgende Möglichkeiten von Wärmeanomalien an:

- erhöhte Wärmeleitfähigkeit des Gesteins (konduktiver Wärmetransport)
- radiogene Wärmeproduktion im Gestein
- advektiver Wärmetransfer (mit dem Wasserkreislauf in Verbindung stehende meteorische Wässer oder freie Konvektionssysteme in der Lithosphäre)

Die Erwärmung von Thermalwässern muß auf einen dieser Effekte zurückzuführen sein. STOBER (1995) stellte fest, daß Granite ein wichtiges Zirkulationsmedium von Thermalwässern sind, da diese in der Regel gute Durchlässigkeiten besitzen.

In Sachsen sind die Mehrzahl der Thermalwässer aus dem Erzgebirge und dem Vogtland bekannt. OELSNER & HURTIG (1979) geben für das Erzgebirge ein Wärmestromhoch an, den die Autoren auf tektonogene Energiefreisetzung zurückführen („instationäre Flächenquelle“). Untersuchungen von KUSCHKA (1994) zeigen, daß besonders entlang der überregionalen NW-SE-gerichteten Störungszonen Wärmeanomalien bestehen.

Vogtland

Grube Schönbrunn

In der Fluoritgrube **Schönbrunn** wurde 1973 ursprünglich auf der 253 m Sohle ein Zustrom höher temperierten und mineralisierten Wassers festgestellt (KUSCHKA & HAHN 1996). Das Wasser wurde in zunehmenden Tiefen erneut angetroffen und besaß auf der 453 m Sohle eine Temperatur von 37,5 °C und trat aus einer NW-SE-streichenden Kluft der Störungzone „Schönbrunner Spalte“ aus. Die regionalgeologischen Verhältnisse sind durch intensive Bruchtektonik geprägt: es entstand ein engmaschiges Schollenmosaik der Schichten (Sedimentite und Vulkanite des Ordoviziums bis Silur) mit Scherzonen und Verwerfungsbeträgen im Meterbereich. Das Gebiet um die Lagerstätte Schönbrunn wird durch den verdeckten Granit von Eichigt-Schönbrunn unterteuft. Das Mineralwasser vom Typ Na-Ca-Cl besitzt einen Feststoffgehalt von 2223 mg/l (KUSCHKA & HAHN 1996). WEINLICH et al. (1993) sehen wegen der $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur einen meteorischen Ursprung des Thermalwassers. Die chemische Beschaffenheit hat sich in einem 16-monatigen Beprobungszyklus vom 28.04.1994 bis 31.08.1995 kaum verändert (STRAUCH et al. 1997). Die Schönbrunner Spalte, entlang der das Thermalwasser der Grube Schönbrunn aufsteigt, gehört zu den bedeutendsten regionalen Störungen. Nach Interpretation flachseismischer Daten durch KÄMPF et al. (1991) läßt sich diese Störungzone bis auf 2500 m Tiefe verfolgen. KUSCHKA (1994) schätzt die Tiefenreichweite der Schönbrunner Spalte auf über 13 km und beschreibt dieses Thermalwassersystem als Hydrothermal-Konvektionsmodell. Der das Thermalwasser von Schönbrunn unterlagernde Granit von Eichigt-Schönbrunn stellt nach Ansicht von KÄMPF et al. (1991) wegen seiner großen Klüftigkeit das wesentliche Medium für die

Thermalwasserzirkulation dar. Der Autor führt die erhöhten Li-, F- und Sr- Gehalte auf den Granit zurück. Untersuchungen zur Herkunft des Gasgehaltes im Thermalwasser von Schönbrunn zeigen einen geringen Heliumanteil aus dem Grenzbereich Erdmantel/Erdkruste (STRAUCH et al. 1997). Die Heliumgehalte im freien Quellgas deuten WEINLICH et al. (1993) aus dem Thorium- und Uranzerfall von Uranmineralen und Zirkon im Granit.

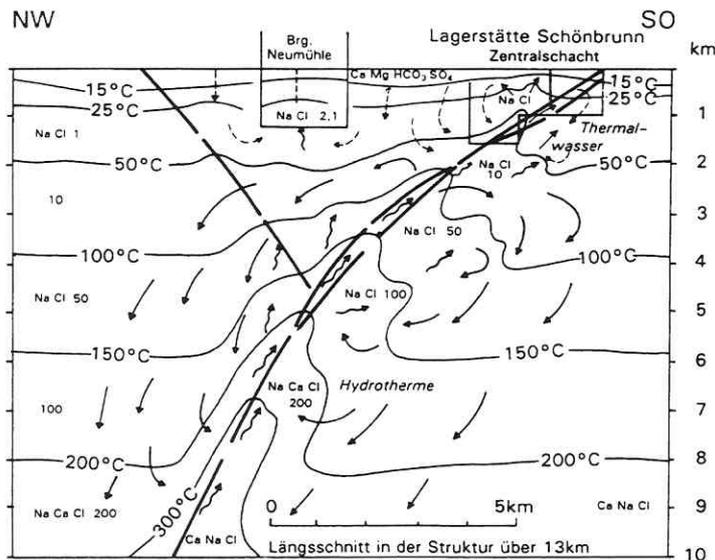


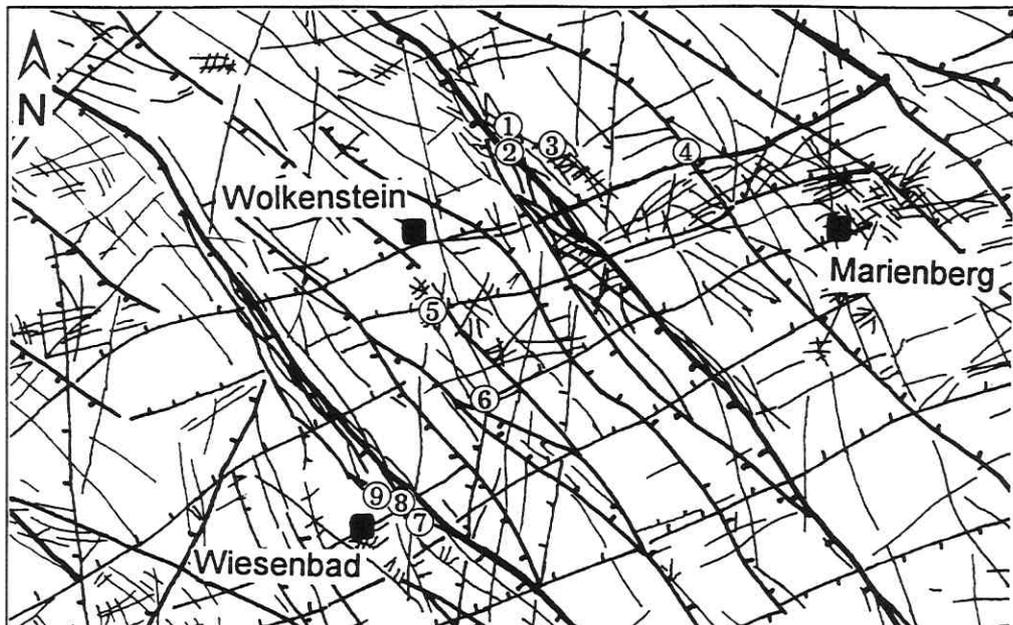
Abb. 17: Längsschnitt durch die Fluoritlagerstätte Schönbrunn mit der von KUSCHKA (1994) angenommenen Zirkulation von Thermalwässern (Deszendenz - Aufheizung - Aszendenz) und einer möglichen Beziehung zum Thermalwasser von Neumühle (KUSCHKA 1994)

Bohrung Neumühle bei Geilsdorf

In dem von der Grube Schönbrunn nur 5 km entfernten Neumühle wurde 1961 in einer Tiefbohrung durch die frühere SDAG Wistmut in 771 m Tiefe ein 25,2 °C warmes Thermalwasser (Typ Ca-Na-Cl-Wasser) in einer Abfolge von Schichten des Devon und Silur erbohrt. Das Wasser trat artesisch mit einer Schüttung von 400 l/min aus (SCHÜTZEL & HÖSEL 1962). Anfang der 90er Jahre kam der Austritt zum Erliegen. Das Vorkommen befindet sich in einem Bereich des zwischen Oelsnitz und der bayerischen Landesgrenze ausgebildeten Gangbezirks mit einer Reihe NW-SE-streichender, steil einfallender Störungen (z.B. Lauterbacher, Schönbrunner, Bösenbrunner, Geildorfer Störungssystem). Eine genetische Beziehung zum benachbarten Thermalwasser in Schönbrunn vermutet KUSCHKA (1994).

Erzgebirge

Im mittleren Erzgebirge besteht in dem Gebiet von Marienberg bis zum ca. 10 km südwestlich gelegenen Wiesenbad eine auffällige Häufung von Thermalwässern. Dort wurden an mindestens 17 Stellen bis zu 35 °C warme Wässer angetroffen. Daneben wurden an vielen Quellwässern erhöhte Temperaturen festgestellt (KUSCHKA 1962, PIETZSCH 1952). Die Thermalwässer sind in ihrer chemischen Zusammensetzung auffallend ähnlich. Neben einer geringen Gesamtmineralisation um 400 mg/l besitzen die Wässer hohe Fluoridgehalte > 3 mg/l und gehören zum Na-HCO₃- oder Na-Ca-HCO₃-Typ. Dieses betrifft auch die von KUSCHKA (1962) bzw. SCHIRNER (1995) beschriebenen fluoridhaltigen abgekühlten Wässer der Sphienquelle und der Niederauer- und Schönbrunner Bohrung.



(Maßstab: 1:100.000)

Wolkenstein	Marienberg	Sonst. Tiefbohrungen	Wiesenbad
① Thermalbad, 26 °C	④ Grube Lauta 35 °C	⑤ Bohrung Schönbrunn 17,5 °C	⑦ Friedensquelle 26 °C
② Tiefbohrung 1962 26 °C		⑥ Bohrung Niederau 13,5 °C	⑧ Georgsquelle 25 °C
③ Grube Palmbaum 28-30 °C			⑨ Sophienquelle 8,2 °C

Abb. 18: Störungen und Gänge im Gebiet zwischen Marienberg und Wiesenbad mit den bekannten Thermal- und fluoridhaltigen Tiefenwässern (Störungs- und Gangmuster nach KUSCHKA 1994)

Wolkenstein und Grube Palmbaum

Das Thermalwasser in **Wolkenstein** ist ein fluoridhaltiges Na-Ca-HCO₃-Wasser mit einer Temperatur von 26°C und einem Feststoffgehalt von 411 mg/l (UFZ/HGC 1996). Das Wasser tritt artesisch aus einem fluoritmineralisierten Gang, dem sogenannten Quellengang aus. Diese Formation gehört zu einem Gangsystem der NW-SE streichenden Neugeborenen-Kindlein-Störungszone, die im Bereich von Wolkenstein zu einem komplexen System von syn- und antitetischen Abschiebungen auffächert. Als Folge einer lang anhaltenden hydrothermalen Aktivität entlang dieser Störungszone bestehen in dem Gebiet um Warmbad vielfältige Gangparagenesen, die umfassend von KUSCHKA (1962) beschrieben werden. Die Störungen weisen zum Teil eine erhöhte Wärmeleitfähigkeit auf. Vor allem die Gänge der Eisen-Baryt(eba)-Formation spielen zusätzlich wegen ihrer guten hydraulischen Leitfähigkeit für den Aufstieg und die Mineralisierung des Thermalwassers vom Warmbad Wolkenstein eine bedeutende Rolle. Das Eindringen dieser Wässer in den Grundwasserkreislauf kann nach KUSCHKA (1962) über Klüfte des Kristallins (Marienberger Gneis), Störungszone und Hohlräume in Mineralgängen erfolgen. Die Gänge, entlang derer diese Wässer wieder aufsteigen, sind durch Mineralausfällung migrierender mineralreicher Lösungen abgedichtet

und sind weitgehend hydrodynamisch isoliert. Dadurch bilden sich innerhalb der Gänge kavernöse Hohlraumssysteme, entlang derer die Wässer infolge Druckentlastung aufsteigen können.

Thermalwasseraustritte erfolgen in dieser Region teilweise unlokalisiert unterhalb der Verwitterungsdecke und führen zu einer leichten Erhöhung der Temperatur einiger Quellen (KUSCHKA 1962). Wegen zunehmender Nitratbelastung des Thermalwassers wurde 1962 eine Tiefbohrung auf Thermalwasser ca. 400 m südlich der Thermalquelle durchgeführt, die jedoch wegen zu geringer Ergiebigkeit des angetroffenen Thermalwasserzuflusses abgebrochen werden mußte (Tiefbohrung Wolkenstein, 1962). In der ca. 4 km westlich hiervon befindlichen Grube Palmbaum wurden 1950/51 an mehreren Stellen Thermalwasserzutritte registriert, die nach KUSCHKA (1962) im Jahre 1954 zu einer Schädigung der darüber liegenden Thermalquelle Wolkenstein führten (Temperaturabnahme bis 8,9 °C).

Datum	Lokalität	Beschreibung
1950	Blindschacht auf der Strecke 29	Temperatur: 28-30 °C, Schüttung: 0,5 l/s
1951	Strecke 104 der 320 m-Sohle des Schachtes 46/138	Temperatur: 28-30°C, Schüttung 0,5 l/s
1951	Strecke 110 der 320 m-Sohle des Schachtes 46/138	Temperatur: 28-30 °C
1951	Strecke 413 u. 414 des Schachtes 46/138 auf der 296 m-Sohle	Temperatur: ca. 30 °C

Tab. 10: Austrittsstellen von Thermalwasser in der Grube Palmbaum (OESER & MEYER 1991)

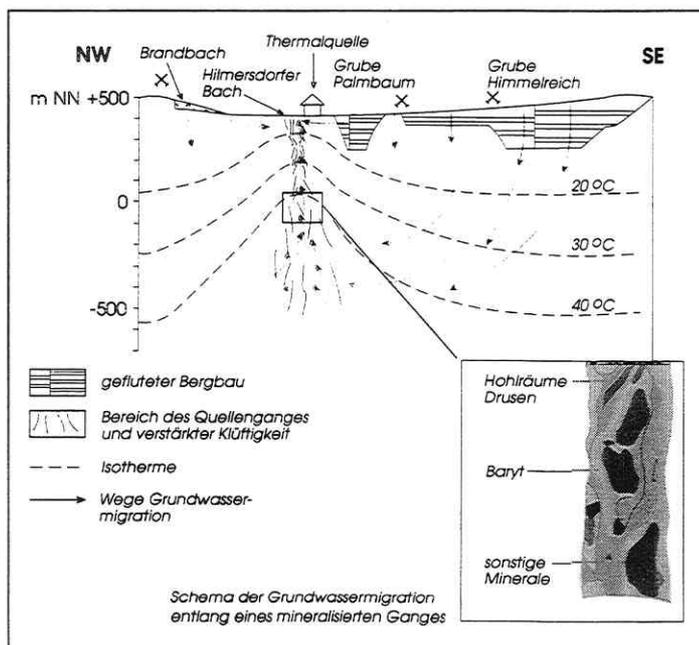


Abb. 19: Prinzip der Wasserzirkulation zur Entstehung der Thermalquelle in Warmbad Wolkenstein, unmaßstäblich (verändert nach KUSCHKA 1962). Kleine Abbildung: möglicher Verlauf des Thermalwassers entlang der Hohlräume in den Gängen. (graphische Bearbeitung: K. Geyler, UFZ)

Marienberg

Im **Marienberger** Bergbaurevier wurden an mehreren Stellen Thermalwasserzutritte dokumentiert. Das bekannteste Vorkommen befand sich im ehemaligen Schacht 139 der Grube Lauta. Dort wurde 1952 ein fluoridhaltiges Thermalwasser mit einer Temperatur von etwa 35 °C bei Erkundungsbohrungen in Klüften eines die Lagerstätte unterlagernden Granites angetroffen (SCHIRNER 1995). Das Vorkommen besaß eine ähnliche chemische Beschaffenheit wie die nur etwa 5 km entfernte Thermalquelle Wolkenstein und wurde von den Bergarbeitern zu einem Bad ausgebaut. Mit der Flutung der Grube in den 60er Jahren ging das Vorkommen verloren.

Datum	Lokalität	Beschreibung
unbekannt	im Bereich der Stadt Marienberg	freier artesischer Austritt. Die Quelle ist Mitte des 19. Jahrhunderts versiegt. Ein erneuter Versuch der Wiedererschließung schlug 1922 fehl. Die Temperatur des Wassers lag über 20 °C.
1886	Strecke 465, 3. Sohle Amandusflachen	Starker Wassereinbruch, der die gesamten tiefer gelegenen Grubenstockwerke überflutete.
2. Aug. 1950 (bekanntestes Vorkommen)	Strecke 133, 5. Sohle Claus Morgengang	27 - 35 °C warmes Thermalwasser mit einer Schüttung von 115 - 120 Litern/Minute
Ende 1952	Strecke 531 auf der 7. Sohle, ca. 200 m NW vom Querschlag 520 Gangkreuz Amandusflachen und Förster Morgengang	keine Angaben über Schüttmenge und Temperatur
1.12.1953	Strecke 157, 5. Sohle Drei Weiber Morgengang	keine Angaben über Schüttmenge und Temperatur
1957	Strecke 144, Durchschlag zur Strecke 12/I Förster Morgengang und Tzscherer Flachen	25 - 30 °C warmes Thermalwasser
Datum unbekannt	7. Sohle Elisabeth Flachen oder Apophyse Elisabeth	keine Angaben über Schüttmenge und Temperatur, der Thermalwasserzutritt auf der 3. Sohle versiegt nach Anschlagen dieses Vorkommens.

Tab. 11: Thermalwasserzutritte in der Grube Lauta (OESER & MEYER 1991)

Wiesbaden

Das Thermalwasser von **Wiesbaden** (Typ: fluoridhaltiges Na-HCO₃-Wasser) besitzt eine Temperatur von 24,6 °C und einen Feststoffgehalt von 527,4 mg/l (UFZ/HGC 1996). Heute existiert nur noch die „Georgsquelle“, ein 79 m tiefer Brunnen, dessen Wasser ursprünglich (nach Beendigung der Bauarbeiten 1919) noch artesisch austrat, heute jedoch mit Pumpen gefördert werden muß. Weitere Thermalwässer wurden mit der Friedensquelle und der Hiobsquelle erschlossen. Diese Vorkommen existieren heute nicht mehr. Die Thermalwässer sind an Gänge der Wiesebader Störung (NW-SE-streichend) gebunden, die - ähnlich wie in Wolkenstein die Neugeborenen-Kindlein-Störungszone - aus einem breiten System von Staffelbrüchen besteht. Die Bohrung der Georgsquelle steht im Gneis (Annaberger Zweiglimmergneis). Die Bohrung der Friedensquelle förderte Thermalwasser aus Klüften des den Gneis unterlagernden Wiesebader Granites.

Brander Revier

Im Brander Grubenrevier beschrieben SCHIFFNER & WEIDIG (1912) mehrere Thermalwasserzutritte von 20 bis 29 °C. Die Wässer mit teilweise erhöhter Gasbegleitung traten in Tiefen von 419 bis 666 m unter Tage zu. Daneben wurden 1957 in zwei Tiefbohrungen auf dem Owospat und 1958 in der Plutonbohrung T 3/56 Thermalwässer erschlossen (SCHIRNER 1995).

- Das 29 °C warme Wasser des Owo-Spates (Zutrittsstiefe unbekannt) trat aus einem ca. 15 m breiten Porphyrgang aus (GOTTE & RICHTER 1960). SCHIRNER (1995) vermutete, daß über diese gut geklüfteten Gänge junge Niederschlagswässer schnell in erhebliche Tiefen bis in die Grubenbaue vordringen konnten.
- In der Plutonbohrung (Grube Himmelsfürst) wurde in einer Tiefe von 1135,5 m u. Gel. ein Thermalwasser mit einer Temperatur von 39,5 °C erbohrt. Die Herkunft dieses Wassers konnte nicht geklärt werden, da die chemischen Analysen hierzu nicht vollständig waren (SCHIRNER 1995).

Freiberger Revier

MÜLLER (1901) beschrieb eine Reihe von Thermalwasseraustritten im Freiberger Revier. Der Autor beobachtete, daß die im Freiberger Revier untertage zutretenden höher temperierten Wässer erhöhte Anteile an beigemengten festen und gasförmigen Stoffen enthielten.

- Im Rothschnöberger Stollen erwähnte MÜLLER (1901) in 649,3 m Entfernung vom „7. Stolllichtloche in NO“ in 157 m Tiefe einen 20 °C warmen Thermalwasserzutritt.
- In der 4. Gezeugstrecke der damaligen Grube Kurprinz wurde 1821 in einer Tiefe von 160 m im Bereich des Ludwig-Spatganges ebenfalls ein 20 bis 25 °C warmes Thermalwasser angetroffen (MÜLLER 1901).
- Aus der ehemaligen Grube Himmelsfürst gab MÜLLER (1901) einen 20-22 °C warmen Wasserzutritt aus dem Jahr 1885 und einen 25 °C warmen Wasserzutritt aus dem Jahr 1890 an.
- SCHIFFNER & WEIDIG (1912) beschrieben in dieser Grube mehrere Thermalwässer (Temperaturen: 23,5 bis 27,5 °C) in Tiefen von 700 bis 500 m u. Gel.
- ROHRLACK et al. (1969) erwähnten ein 31 °C warmes Wasser im Gangkreuz Hauptstollengang mit dem Drei Fürsten Spat.

Neustadt in Sachsen

1889 wurde beim Ausschachten eines Brunnens im ehemaligen Emailierwerk in 9 m Tiefe ein Zutritt von 38 °C warmen Wasser festgestellt (KLEMM 1890). Unter 4 m mächtigen Lehmschichten, welche zum Liegenden in Tone und Schluffe übergehen, stieß man auf das kristalline Grundgebirge (keine Angaben zur Lithologie: wahrscheinlich Granodiorit oder Granit). Die Erwärmung und der Feuchtigkeitsgrad des in diesem Bereich stark grusigen Gesteines nahm zur Tiefe hin zu (KLEMM 1890). Die Thermalquelle trat am Südrand des Schachtes artesisch aus. Bei weiteren Grabungsarbeiten stieß man auf mehrere Wasserzutritte aus Klüften, die unterschiedliche Temperaturen aufwiesen. Das nunmehr vorhandene Mischwasser besaß noch eine Temperatur von 22 °C. Die Angaben zur Schüttung schwanken zwischen 1,4 und 6 l/s (KLEMM 1890, SCHIRNER 1995). Aus alten Berichten von 1890 und 1895 (*Zeitung für das Meißener Hochland*) läßt sich schließen, daß die Thermalquelle 1895 bereits nicht mehr existierte.

- In der Nähe der Einmündung der Mandau in die Neiße befand sich die sogenannte **Heilquelle Lusatia**, ein alter Brunnen, der heute nicht mehr in Betrieb ist (Abb. 20). Das ursprünglich artesisch ausgetretene Wasser besaß eine Temperatur von 18,8 °C (JONSCHER 1908). Auffällig sind die vom Autor gemessenen hohen Stickstoffanteile (N₂) am Gasgehalt (95,2 %).
- „Heiße Quellen“ wurden 1784 in 5 km westlich gelegenen **Hainewalde** beschrieben (Staatsarchiv Dresden).

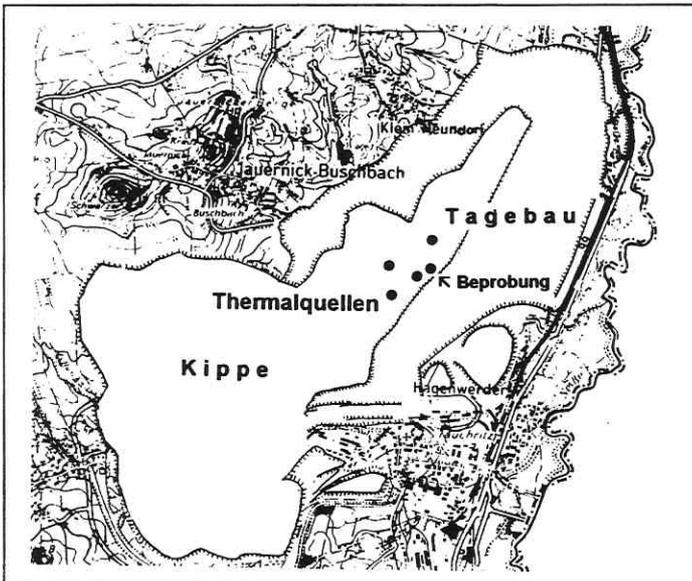
GWBR-Nr. im Zittauer Becken	T°C des Wassers	Teufe (m u. Gel)	pH	Feststoffgehalt (mg/l)	Wassertyp	HCO ₃ (mg/l)
533/83	23,3	138-140	7,6	140	Na-Ca-HCO ₃	61
802	23,0	62	8,8	1340	Na-HCO ₃	906
620/84	26,7	232-234	k.A.	k.A.	k.A.	854
12/84 Weinaupark	26,2	ca. 250	8,4	3360	Na-HCO ₃	2251

Tab. 12: Chemische Beschaffenheit und Temperatur der Thermalwässer des Zittauer Beckens (TRETTIN et al. 1987), k.A. = keine Angabe.

Berzdorf

Das Berzdorfer Kohlebecken (etwa 20 km nördlich vom Zittauer Becken) ist ein kleines Teilbecken des östlich gelegenen wesentlich größeren Beckens von Radomierzycze auf polnischer Seite und wird von diesem durch einen tertiären Basaltrücken getrennt.

In dem gegenwärtig noch aktiven Braunkohlebergbau kam es in den Flözhorizonten 1 bis 4 zu mehreren Wasserzutritten mit Temperaturen von 16 - 21 °C. Die Wässer sind die Folge eines Liegendwasserdurchbruches im August 1988 im Baufeld III.



Maßstab 1:60.000

Abb. 21: Übersicht über das Berzdorfer Becken mit Lage der mittlerweile verkippten Thermalwasseraustrittsstellen (Unterlagen der LMBV)

Die Wässer traten nicht wie die übrigen, in diesem Kapitel beschriebenen Thermalwässer entlang einer Störungs- oder Kluftzone aus, sondern ohne erkennbare lineare Ausrichtung auf einem ca. 600 m x 600 m breiten Gebiet im Zentrum des Beckens (Abb. 21). RAITHEL (1990) vermutet, daß die Thermalwässer erst über Entspannungsklüfte im etwa 70 m mächtigen Liegendton (Kaolin) aufsteigen konnten.

Oelsnitzer Kohlerevier

Im Oelsnitzer Kohlerevier beschrieb SIEGERT (1881) den Austritt einer Thermalsole (20°C) im ehemaligen Schacht I der Kaisergrube (388 m u. Gel). Der Austritt befand sich in unmittelbarer Nähe zur NW-SE-verlaufenden Pluto-Schacht-Verwerfung (Abb. 4). Das Vorkommen wurde in späterer Literatur über das Oelsnitzer Kohlerevier nicht mehr erwähnt.

Region Pöhla - Tellerhäuser

Das Bergbaugesamt ist entlang der Gera-Jachymov-Störungszone im Westerzgebirge zwischen Fichtelberg im Südosten und Schwarzenberg im Nordwesten ausgebildet. Das Erzfeld Pöhla-Tellerhäuser liegt im Zentralteil des Fichtelgebirgsantiklinoriums. Die Erzgänge sind in den südöstlich der Schwarzenberger Gneiskuppel lagernden metamorphen Gesteinen kambrischen bis ordovizischen Alters ausgebildet. Unterlagert wird diese altpaläozoische Folge mit bis zu 800 m Mächtigkeit von jungpaläozoischen Graniten, die während der varistischen Gebirgsbildung in den Gebirgsverband intrudierten. Die flach nach Südost einfallenden metamorphen Gesteine werden von zahlreichen Störungszonen mit vorwiegend NW-SE- sowie NE-SW-Streichrichtung durchsetzt, wobei sich das für die varistische Gebirgsbildung charakteristische orthogonale Störungsmuster ausbildete (UFZ/HGC 1996).

Die Flutung des Grubengebäudes Pöhla-Tellerhäuser wurde Anfang des Jahres 1991 aufgenommen und ist bereits abgeschlossen. Die Zulaufwässer wiesen eine Temperatur von ca. 25°C auf. Die Temperatur des Wassers in der gefluteten Grube schwankt sohlenabhängig zwischen 20 und 25°C. Im Verlaufe der Flutung stiegen tendenziell die Konzentrationen an Arsen, Radium, Sulfat, Hydrogenkarbonat, Eisen und Mangan im Grubenwasser an (HGC HYDRO-GEO-CONSULT GMBH 1995). Bei dem Flutungswasser handelt es sich um ein Thermalwasser mit niedrigem Lösungsinhalt, das aufgrund der Anreicherungen mit Arsen und Uran ein erhebliches Schadstoffpotential aufweist.

Region Schlema - Alberoda

Die Flutung des Grubengebäudes der Lagerstätte Schlema-Alberoda wurde im Januar 1991 aufgenommen und erfolgt ausschließlich mit einem Teil der den Grubenhohlräumen zuzitenden Wässer aus dem Gebirgsverband. Um den Flutungsverlauf kontrollierbar zu gestalten, werden bis 1995 ca. 50% der zuzitenden Wässer gehoben und obertägig abgeleitet. Im Herbst 1995 waren vom flutbaren Hohlraum des Grubengebäudes mit einem Volumen von ca. 35,4 Mio m³ ca. 12 Mio m³ bereits geflutet (HGC HYDRO-GEO-CONSULT GMBH 1995). Die Temperatur des Flutungswassers liegt bei ca. 35°C, wobei auf den untersten Sohlen ein Anstieg bis ca. 40°C zu beobachten ist.

Die Leitfähigkeit des Grubenwassers beträgt ca. 3,8 bis 4 mS/cm und ist insgesamt als Thermalwasser mit einem erhöhten Feststoffgehalt einzustufen, welches aufgrund der Anreicherungen an Arsen und Uran ein erhebliches Schadstoffpotential enthält.

4. Methodik

Die Klärung der Herkunft der balneologisch wertbestimmenden Eigenschaften in den Mineral- und Thermalwässern sowie die hierauf aufbauende Empfehlung neuer Standorte erfordert eine möglichst umfangreiche Kenntnis zur Herkunft und Genese aller betreffenden Vorkommen und der regionalgeologischen Situation in der untersuchten Region. Die in dieser Arbeit vorgenommene Deutung zur Herkunft und Genese der Wässer erfolgt im wesentlichen über die Interpretation der chemischen und hydroisotopischen Beschaffenheit der Wässer.

Hierbei wurde in folgenden Schritten verfahren:

1. Schaffung eines möglichst einheitlichen Kenntnisstandes aller bekannten Mineral- und Thermalwässer in Sachsen:
 - Datenrecherche unter Einbeziehung von Archiven, die erst nach der politischen Wende 1989 für die Öffentlichkeit zugänglich wurden (in Zusammenarbeit mit HGC Hydro-Geo-Consult GmbH; in UFZ/HGC 1996 zusammengefaßt).
 - methodisch einheitliche chemische und isotopische Analytik an einem Standort (am Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH).
2. Hervorhebung überregionaler Gemeinsamkeiten von Bildungscharakteristiken der Mineral- und Thermalwassertypen:
 - Interpretation der Herkunft und Charakteristik aller analysierten chemischen und isotopischen Komponenten. Zusammenfassung von Gruppen gleicher Genese bezüglich der untersuchten Komponente,
 - Interpretation der wesentlichen chemischen und isotopischen Merkmale an den beprobten Einzelvorkommen.

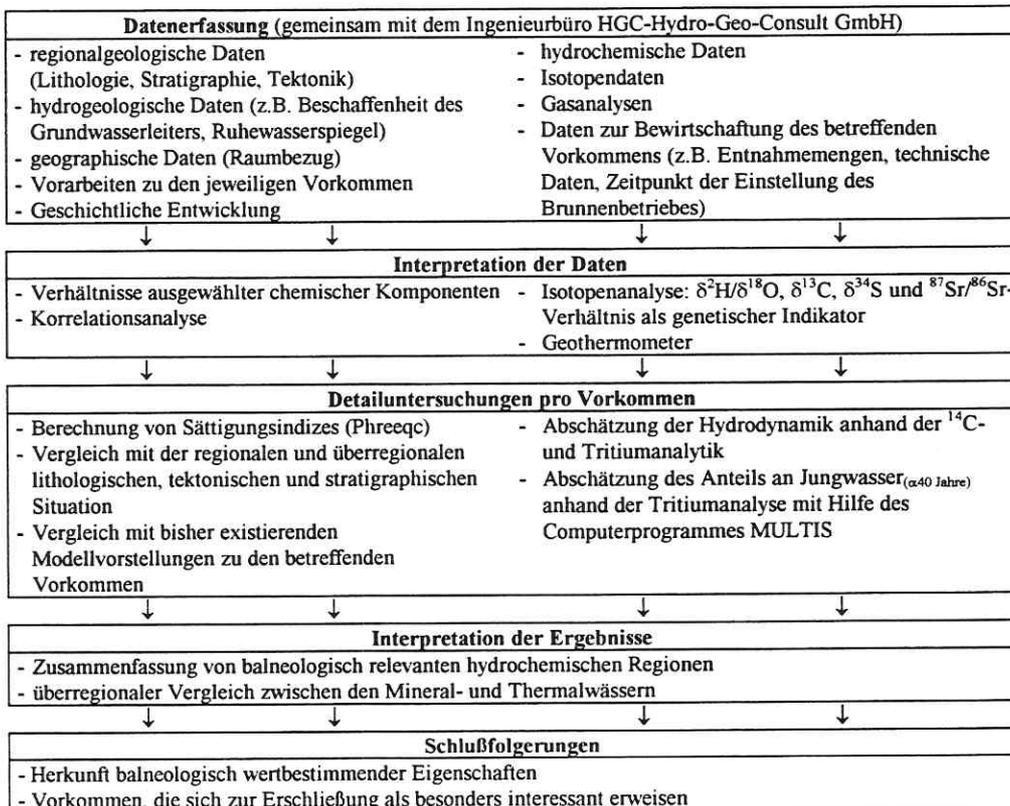


Abb. 22: Methodischer Aufbau zur Untersuchung der Herkunft balneologisch wertbestimmender Eigenschaften in den Mineral- und Thermalwässern Sachsens

4.1 Datenrecherche

Die Datenrecherche erfolgte an mehreren Standorten:

Recherche in Archiven:

Forschungsinstitut für Balneologie und Kurortwissenschaften, Bad Elster
Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg
Landesamt für Umwelt und Geologie, Radebeul
Lausitzer und Mitteldeutsche Bergbauverwaltungsgesellschaft mbH, Hagenwerder
Mitteldeutsche Braunkohlengesellschaft GmbH, Theißen
Staatliche Umweltfachämter und Stellen für Gebietsgeologie der Regierungsbezirke
Wismut GmbH, Chemnitz
Recherche in Unterlagen der jeweiligen Mineralwassernutzer vor Ort

Befragung von Behörden

Bundesamt für Strahlenschutz, Außenstelle Berlin
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin
Landesamt für Umwelt und Geologie in Freiberg
Landesamt für Umwelt und Geologie in Radebeul
Bergamt Chemnitz
Sächsische Landesuntersuchungsanstalt für das Gesundheits- und Veterinärwesen in Dresden
Sächsisches Ministerium für Umwelt- und Landesentwicklung in Dresden
Sonstige Landkreis-, Stadt- und Gemeindeverwaltungen
Staatliche Umweltfachämter der Regierungsbezirke
Thüringische Landesanstalt für Geologie in Weimar
Untere Wasserbehörden der Landkreise

Befragung privater Firmen

Bergsicherung Cottbus, Erkundungs- und Sanierungsgesellschaft mbH
Bohrlochmessung Gommern GmbH
Büro für angewandte Geologie und Hydrotechnik GmbH, Neustadt a.d. Weinstraße
C & E Consulting - Engineering GmbH, Chemnitz
Esteg- Erzgebirgische Steinkohle-Energiegesellschaft mbH, Zwickau
Faru-Forschungsstelle Dr. Kubsch, Laboratorium für Analytik, Radiometrie & Umwelttechnologie
GmbH, Dresden
G.E.O.S. Ingenieurgesellschaft GmbH, Dresden / Freiberg
HPC-Harress-Pickel-Consult GmbH, Merseburg
Ingenieurbüro IDE GmbH, Leipzig
Institut Fresenius GmbH, Außenstelle Bad Elster
Laborunion GmbH, Bad Elster
Melior Ingenieurbüro GmbH, Dresden
UWG- Gesellschaft für Umwelt- und Wirtschaftsgeologie mbH, Berlin
Befragung und Recherche bei betreffenden Wasserversorgungsverbänden und Wasserwerken

Museen

Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie, Dresden
Heimatmuseum Neustadt
Bergbaumuseum Oelsnitz
Städtische Museen Zittau

Literaturrecherche

4.2 Probenahme

Im Bereich von Brunnen mit fest installierten Pumpen oder gefaßten Quellen (z.B. bei Kureinrichtungen, Wasserversorgern oder Flaschenabfüllern) wurde die Probe direkt am Auslauf (z.B. Wasserhahn) entnommen.

In Grundwassermeßstellen ohne fest installierte Pumpe erfolgte die Beprobung mit Hilfe der Pumpe der Marke „Grundvos“, Typ MP1 und an ungefaßten Quellen durch schöpfen.

4.3 Hydrochemische Untersuchungen

Die chemische Analytik richtete sich nach der Mineral- und Tafelwasserverordnung (MTVO). Als organischer Summenparameter wurde AOX bestimmt. Zusätzlich wurden die Isotopenwerte $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$, die radioaktiven Isotope ^3H und ^{14}C sowie das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis und in einem Fall das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis gemessen.

Hauptkomponenten (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-)

Nebenkomponten (Li, Sr, Ba, Mn, Fe, N-Verbindungen ($\text{NH}_4/\text{NO}_2/\text{NO}_3$), F, Br)

Spurenelemente (As, Be, Cd, Cr, Hg, Ni, Pb, Rb, Cs, Se, V, Al, Cu, Zn, Co, Ag, Mo, U)

Undissoziierte Stoffe (H_2SiO_3 , H_3BO_3)

Gasbestimmungen (CO_2 , Radon)

Organische Verbindungen (AOX)

Abdampfrückstand (bei 180°C)

4.4 Parameter, die außerhalb des UFZ bestimmt wurden

Das Zentrallabor der *Staatlichen Umweltbetriebsgesellschaft Neusörnewitz mbH, Radebeul* bestimmte den SiO_2 -Gehalt in den Mineral- und Thermalwässern (photometrisch). Die Messung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse wurde durch Herrn Dr. Gerstenberger und Herrn Haase (*GeoForschungsZentrum Potsdam, Projektbereich „Stoffliche Eigenschaften und Transportprozesse“*) durchgeführt. Herr Dr. Weise vom *Institut für Hydrologie, GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, Neuherberg* ermittelte das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis im Wasser der Hechtquelle (Grube Königstein).

4.5 Milieuparameter und Carbonatfraktion

Bei der Bestimmung der Milieuparameter elektrische Leitfähigkeit, Temperatur, O_2 -Gehalt, pH, Eh wurden die verwendeten Meßsonden von *WTW-Wissenschaftlich-Technische Werkstätten GmbH, Weilheim* in einem luftdichten Durchflußgefäß angebracht, durch welches das zu beprobende Wasser über einen längeren Zeitraum mit konstanter Durchflußmenge bis zur Einstellung gleichbleibender Parameterwerte geleitet wurde.

Die Carbonatfraktion (HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2 -frei) wurde vor Ort titrimetrisch mit HCl und NaOH bestimmt. In Ausnahmefällen, bei sehr hohen Eisengehalten der Wasserprobe, erfolgte die Bestimmung nachträglich im Labor.

4.6 Vorbereitung der Proben am Ort der Probenahme

Für die Bestimmung der **Haupt- und Nebenkomponten** sowie der Spurenelemente wurde die Probe gefiltert (0,45 μm Cellulose-Acetat-Filter). Zur Stabilisierung der **Kationen** wurde 1 % der Probenmenge (30 ml-, 100 ml- und 250 ml-HDPE-Flaschen) an konzentrierter HNO_3 -Lösung zugegeben. Die Fixierung des **Quecksilbers** erfolgte zusätzlich durch die Zugabe von K_2CrO_7 . Für die Bestimmung der **Anionen** und des $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses wurden HDPE-Flaschen mit einem Volumen von 100 ml, 125 ml und 30 ml verwendet.

Zur $\delta^{34}\text{S}$ - **Bestimmung** wurde die Probe in 2000 ml Flaschen (HDPE) abgefüllt. Zur Verhinderung biologischer Aktivitäten wurden 2 ml Chloroform und zur Stabilisierung der Schwefelkomponenten 2 Spatel Zinkacetat zugegeben.

Zur $\delta^{13}\text{C}$ -Bestimmung wurde die Probe in 2000 ml Flaschen (HDPE) abgefüllt und zur Fällung von Bariumcarbonat etwa 30 bis 50 ml BaCl_2 -Lösung hinzugegeben.

Zur Tritiumbestimmung wurde die Probe in 500 ml Glasflaschen abgefüllt.

Zur Vorbereitung der ^{14}C -Bestimmung wurde der Carbonatinhalt aus 100 Liter des beprobten Wassers als Bariumcarbonat gefällt. Dieses erfolgte abhängig vom Carbonatgehalt der Probe durch Zugabe von etwa 5 bis 15 Liter BaCl_2 und $\text{Ba}(\text{OH})_3$ -Lösung. Zur Beschleunigung der Fällung wurde ein Flockungsmittel (Stippix) zugemischt. Die ausgefällten Bariumcarbonatflocken wurden in 5-Liter-HDPE-Gefäßen durch Dekantierung gesammelt. Teilweise wurde das beprobte Wasser in 60-Liter-HDPE-Gefäßen ohne Vorbehandlung eingefüllt. Die Aufkonzentrierung des Karbonats erfolgte später im Labor.

Zur Radonbestimmung wurden 1000 ml von der Probe mit einem Schlauch langsam unter 20 ml Szintillatorflüssigkeit in einen Erlenmeierkolben (Glas) eingeströmt.

4.7 Bestimmung der anorganischen und organischen Komponenten im Labor

Die am UFZ durchgeführte Untersuchung der anorganischen und organischen Beschaffenheit erfolgte in den Sektionen Hydrogeologie und Analytik.

<u>Kationen</u>	Methode	Nachweisgrenze (mg/l)
Lithium	ICP-AES	0,02
Natrium	Flammen-AAS	0,0002
Kalium	ICP-AES	0,004
Ammonium	Fotometrie	0,01
Magnesium	ICP-AES	0,001
Calcium	ICP-AES	0,001
Strontium	Flammen-AAS	0,005
Aluminium	ICP-AES	0,01
Mangan (gesamt)	ICP-AES	0,001
Eisen (gesamt)	ICP-AES	0,05
<u>Anionen</u>		
Fluorid	ISE	0,1
Chlorid	IC	0,5
Bromid	IC	0,01
Jodid	ICP-AES	0,01
Nitrat	IC	0,1
Nitrit	IC	0,01
Sulfat	IC	0,5
Hydrogencarbonat	Feldmessung	0,5
<u>Undissoziierte Stoffe</u>		
Kieselsäure	photometrisch	
Borsäure meta	ICP-AES	0,02
<u>Gasförmige Stoffe</u>		
gelöste Kohlensäure	Feldmessung	
Radon-Aktivität	LSC	
Trockenrückst. (180 °C)	naßchemisch	

Spurenelemente		
Arsen	Hydrittechnik/ Kaldampf	0,001
Cadmium	Graphitrohr-AAS	0,0002
Chrom	ICP-AES	0,05
Quecksilber	Hydrittechnik	0,0001
Nickel	ICP-AES	0,001
Blei	ICP-AES	0,0005
Selen	Hydrit-AAS	0,001
Barium	ICP-AES	0,008
Vanadium	ICP-AES	0,05
Kupfer	ICP-AES	0,003
Zink	Hydrit-AAS	0,002
Kobalt	ICP-AES	0,08
Silber	Hydrit-AAS	0,0005
Molybdän	ICP-AES	0,08
Beryllium	ICP-AES	0,025
Rubidium	Flammen-AAS	0,002
Caesium	Flammen-AAS	0,005
Uran	ICP-AES	0,5
Organik		
AOX	AOX-Analysator, mikrocolorimetrische Detektion	0,001

Tab. 13: Auflistung der untersuchten anorganischen und organischen Parameter und deren Nachweisgrenzen

4.8 Isotopenbestimmungen

Die Isotopenmessungen erfolgten in den Laboratorien des Umweltforschungszentrums Leipzig-Halle GmbH in der Sektion Hydrogeologie und Sektion Analytik.

Die Meßwerte der leichten stabilen Isotope werden als $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ oder $\delta^{34}\text{S}$ in ‰-Abweichung von einem Standard angegeben.

Die δ -Werte sind wie folgt definiert:

$$\delta - \text{WERT}(\text{‰}) = \left\{ \frac{R_{\text{Probe}}}{R_{\text{Standard}}} - 1 \right\} \times 1000$$

wobei

$R = (^2\text{H}/^1\text{H})$, $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})$, $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})$ oder $(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})$ bedeuten.

Die Wasserproben bzw. die Inhaltsstoffe aus den Wasserproben müssen für die Isotopenanalysen jeweils in das notwendige Meßgas umgewandelt werden. Dazu wurden die im folgenden kurz beschriebenen Methoden angewendet.

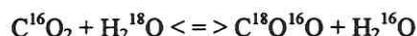
Deuterium (^2H)

3 μl der Wasserprobe wurden in einer Vakuumapparatur verdampft und in einem Reduktionsofen (Reduktionsmittel: Chrom) bei 850 °C quantitativ zu reinem H_2 umgesetzt. Die $\delta^2\text{H}$ -Messung am Wasserstoff erfolgte an einem IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) der Firma Finnigan Mat, Typ „delta S“ gegen einen internen Arbeitsstandard.

Die Meßwerte wurden auf den internationalen Standard SMOW (Standard Mean Ocean Water) umgerechnet. Der Fehler des Endwertes beträgt $\leq 1 \text{ ‰}$.

Sauerstoff-18 (^{18}O)

5 ml der Wasserprobe wurden unter Zugabe eines Puffergemisches auf einen pH-Wert von 6 - 6,5 eingestellt. Diese Probe wurde mit CO_2 unter Luftabschluß bei konstanter Temperatur in das Sauerstoff- Isotopengleichgewicht gebracht. Dieses Gleichgewicht ist in einer Schüttelvorrichtung nach etwa 6 Stunden erreicht und verläuft nach folgender Reaktion:



Das CO_2 diente als Meßgas und wurde nach einer Gastrocknung bei -65°C direkt im Massenspektrometer (Firma Finnigan Mat, Typ „delta S“) gemessen. Die Messung erfolgte gegen den gleichen internen Arbeitsstandard (MAOW) wie bei der Deuteriumbestimmung und wurde ebenfalls auf SMOW umgerechnet. Der Fehler des Endwertes beträgt $\leq 0,1 \text{ ‰}$.

Kohlenstoff-13 (^{13}C)

Das bereits am Ort der Probenahme aus der Wasserprobe gefällte BaCO_3 wurde filtriert und mit $\text{H}_2\text{O}_{(\text{dest})}$ gewaschen. Nach einer Trocknung (108°C) und Homogenisierung wurde aus dem Karbonat mit Hilfe der Phosphorsäuremethode CO_2 -Gas gewonnen und im Massenspektrometer (Firma Finnigan Mat, Typ „delta S“) gemessen.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte werden als Abweichung vom internationalen Standard PDB angegeben. Der Fehler des Endwertes beträgt $\leq 0,05 \text{ ‰}$.

Schwefel-34 (^{34}S)

Aus der Wasserprobe wurde durch Zugabe von BaCl_2 das BaSO_4 ausgefällt, gewaschen, getrocknet und homogenisiert.

Etwa $150 \mu\text{g}$ der Sulfatprobe wurden in einer mit dem Massenspektrometer (Firma Finnigan MAT, Typ „delta S“) on-line gekoppelten Apparatur zu SO_2 -Gas umgewandelt („Flash-Verbrennung“), an welchem die Messung der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte erfolgte.

Die Angabe der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte erfolgt gegen den internationalen Standard CDT. Der Fehler des Endwertes beträgt $\leq 0,3 \text{ ‰}$.

Tritium (^3H)

Etwa 270 ml der Probe wurden unter Inertschutz (Reinststickstoff) destilliert. Die elektrolytische Anreicherung (bei einer Volumenreduktion auf 10 - 12 ml) erfolgte einstufig in Edelstahlzellen unter Zugabe von Natriumperoxid. Der Anreicherungsfaktor beträgt etwa 15 bis 18. Die angereicherten Proben wurden unter Zusatz eines Neutralisationsmittels (Bleichlorid) erneut destilliert. Die Messung dieses Destillats erfolgte nach der LSC-Methode (Liquid Scintillation Counting) im Spektrometer TRI-CARB 2260 XL. Hierzu wurden 9 ml Probe mit 10 ml Szintillator vermischt und in teflonisierte Polyethylenküvetten über eine Standardmeßzeit von 1000 Minuten gemessen. Die Angabe der gemessenen Tritiummenge erfolgte in TU (Tritium Units). Der Meßfehler beträgt $\leq 10 \text{ ‰}$.

Kohlenstoff 14 (^{14}C)

Die Gewinnung von CO_2 -Gas aus dem Karbonat der Probe erfolgte auf unterschiedlichem Wege in Abhängigkeit von der Art der Vorbehandlung im Gelände:

1. bereits am Ort der Probenahme ausgefalltes BaCO_3 in 5-Liter HDPE-Gefäßen
2. Wasserprobe in gut verschlossenen 60-Liter HDPE-Gefäßen

Gewinnung des CO₂-Gases im Labor:

(1) Bereits am Ort der Probenahme ausgefälltes BaCO₃ in 5-Liter HDPE-Gefäßen

Das ausgefällte BaCO₃ wurde filtriert, mit H₂O_(dest) pH-neutral gewaschen und getrocknet. Das CO₂-Gas wurde aus dem Karbonat unter Zugabe von HCl_(konz) extrahiert.

(2) Nicht vorbehandelte Probe in 60-Liter HDPE-Gefäßen

Im Labor wurde aus der Probe das Karbonat durch Zugabe von H₂SO_{4(konz)} zu CO₂ umgesetzt und in Kalilauge (KOH) gebunden. Das CO₂-Gas wurde aus dem Karbonat (K₂CO₃) unter Zugabe von HCl_(konz) extrahiert.

Umwandlung des CO₂-Gases zu einer für die LSC-Methode geeigneten Verbindung (Benzen):

Das aus den Prozeßstufen (1) oder (2) gewonnene CO₂-Gas wurde gereinigt, in einem Reaktor mit metallischem Lithium zu Lithiumcarbid umgesetzt und mit tritiumarmen Wasser hydrolysiert. Das entstehende Ethin wurde nach einer Reinigung über einen Katalysator in eine zur Szintillationszählung geeigneten Substanz (Benzen) umgewandelt. Die ¹⁴C-Aktivität des Benzens wurde in einem LSC-Spektrometer der Firma Packard, Typ TRI-CARB 2260 XL relativ zu einem internationalen Standard (NBS-Oxalsäure oder ANU-Sucrose) gemessen und in pMC (procent Modern Carbon, siehe Kap. 6.5) angegeben. Der Meßfehler beträgt etwa 1 pMC.

4.9 Präparation der Probe zur Bestimmung des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses

Die Präparation der Wasserprobe für die Bestimmung des ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses erfolgte nach GERSTENBERGER (1992). Zur Vorbereitung auf die Rb-Sr-Trennung durch Isotopenaustausch wurden 50 ml der Probe eingedampft und in einem 4-fachen Zyklus in HCl (2,5 n) gelöst und erneut eingedampft.

Für die Trennung von Rb und Sr wurde ein Ionenaustauscherharz der Firma Bio-Rad, Typ „AG 50 W-X 12“ verwendet. Hierzu wurde der Abdampfrückstand in HCl (2,5n) gelöst und über eine Kunstharzsäule geleitet. Nach einer Spülung des Harzes mit einer definierten Menge an HCl (2,5n) wurde das am Harz adsorbierte Strontium mit 81 ml HCl aufgenommen und eingedampft.

Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis der Proben wurde am GeoForschungsZentrum Potsdam, PB „Stoffliche Eigenschaften und Prozesse“ mit einem Massenspektrometer des Typs VG Sector 54-30 gemessen. Der Fehler des bestimmten ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisses liegt bei ≤ 0,00002.

4.10 ²²²Rn- Messung

Die Wasserprobe mit dem Szintillatorcocktail wurde 10 Minuten intensiv geschüttelt. Anschließend wurden 10 ml des abgesetzten Cocktails entnommen und der Wasserprobe 10 ml neuer, radonfreier Szintillator zugegeben. Nach einem erneuten intensiven Schütteln (10 Minuten) wurden weitere 10 ml des Szintillatorcocktails entnommen. Die abklingende Radonaktivität (Radon und die kurzlebigen Tochternuklide) in dem somit insgesamt entnommenen 20 ml Szintillatorcocktail wurde mittels LSC verfolgt und auf den Probenahmezeitpunkt extrapoliert. Anschließend wurde das Meßergebnis (in cpm) mit dem Kalibrierfaktor $8,3 \cdot 10^{-3}$ in die Aktivität Bq/l umgerechnet.

4.11 Kartendarstellung

Zur Erstellung der im Anhang enthaltenen Übersichtskarte „Abgedeckte geologische Grundkarte mit UDLUFT-Diagrammen“ wurden die hierfür wesentlichen geologischen Haupteinheiten auf der von BRAUSE et al. (1975) erstellten „Geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1:400.000“ zusammengefaßt und digitalisiert. Die nachträgliche Bearbeitung erfolgte mit Hilfe des Computerprogrammes ARC/INFO. Die vereinfachte Darstellung der UDLUFT-Diagramme erfolgte über eine speziell hierfür entworfene Eingabemaske von Dr. Wieser.

Zur Erstellung der Abb. 13 („Fluoridgehalte in Fließgewässern - südliches Sachsen“) wurden die digitalisierten geologischen Haupteinheiten mit dem vom LfUG Sachsen zur Verfügung gestellten ARC/INFO-Datensatz „Fluor in Bachwässern Sachsens“ (BMBF Forschungsvorhaben 02WT9476/7: „Geogene Hintergrundbelastung im Elbeeinzugsgebiet“) kombiniert.

5. Herkunft und Charakteristik der chemischen Komponenten

5.1 Erläuterung

Mineral- und Thermalwässer verfügen überwiegend über mehr als eine balneologisch relevante Eigenschaft. Die Darstellung der chemischen Komponenten kann deswegen nicht nach balneologischen Kriterien erfolgen, da es sonst bei der Beschreibung der Ergebnisse zu Überschneidungen und Mehrfachnennungen käme. Eine Einteilung erfolgt deswegen nach lithologischen Gesichtspunkten:

1. Grundgebirgsstockwerk:
 - Mineral- und Thermalwässer aus Intrusivgesteinen, im Folgenden Typ „Granite/Granodiorite“ genannt
 - Mineral- und Thermalwässer aus Metamorphiten, im Folgenden Typ „Metamorphite“ genannt
2. Übergangsstockwerk und unteres Deckgebirgsstockwerk
 - Mineral- und Thermalwässer aus Beckensedimenten von Oberkarbon bis Kreide, im Folgenden Typ „Sedimentite Karbon - Kreide“ genannt
3. Oberes Deckgebirgsstockwerk
 - Mineral- und Thermalwässer in tertiären und quartären Lockersedimenten, im Folgenden Typ „Tertiär/Quartär“ genannt

Charakteristik: **G** = Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l; **Rn** = Radonhaltig (≥ 666 Bd/l); **CO₂** = Säuerling (≥ 1000 mg/l freies CO₂); **F** = Fluoridhaltig (≥ 1 mg/l); **Fe** = Eisenhaltig (≥ 20 mg/l Fe); **T** = Thermalwasser (mind. 20 °C)

Typ „Granite/Granodiorite“

Ort	Quelle	Wassertyp	Charakteristik	Gestein
Bad Brambach	Obere Grenzquelle	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	G, Rn, CO ₂ , F	Fichtelgebirgsgranit/ kambrischer Phyllit
	Untere Grenzquelle	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	G, Rn, CO ₂ , F	
	Radonquelle	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	G, Rn, CO ₂ , F	
	Eisenquelle	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	G, Rn, CO ₂ , F	
	Schillerquelle	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	G, Rn, CO ₂ , F	
	Wiesenquelle	Ca-Na-SO ₄ -HCO ₃	Rn	
Schönberg	Säuerling	Na-HCO ₃ -SO ₄	G, CO ₂ , F	Fichtelgebirgsgranit
Obercrinitz	Radiumquelle	Ca-Mg-SO ₄	G, Rn	Granit von Kirchberg
Bad Reiboldsgrün	Chr. Eberhardinen Q.	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	Fe	Eibenstocker Granit
Berggießhübel	Tiefbohrung Hy Bg 1/94	Ca-Na-HCO ₃	F	Markersbacher Granit
Schlema	Gleeßbergquelle	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	Rn	Auer Granit
TB Berzdorf	Liegendwasser	Na-HCO ₃	F, T	Lausitzer Granodiorit
Gruben	Silberquelle	Ca-SO ₄ -Cl	Fe, G	Meissener Syenit-Granitmassiv
Grube Lauta	Abrahamschacht (Schacht 139)	Na-Ca-HCO ₃	T, F	Granit
Königstein	Hechtquelle	Na-Mg-HCO ₃	G, CO ₂	Markersbacher Granit, Lausitzer Granodiorit

Tab. 14: Mineral- und Thermalwässer des Typs „Granite/Granodiorite“

Typ „Metamorphite“

Bad Elster	Marienquelle1	Na-SO ₄ -Cl	G, CO ₂ , Fe	kambrischer Phyllit
	Marienquelle2	Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl		
	Marienquelle3	Na-SO ₄ -Cl-HCO ₃	G	
	Moritzquelle1	Na-SO ₄ -Cl-HCO ₃	G, Fe	
	Salzquelle	Na-SO ₄ -Cl	G, Fe	
	Sprudelquelle 3	Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄	CO ₂ , Fe	
Sohl	Neue Quelle	Na-Cl-SO ₄	G	Marienberger Gneis
	Hofquelle	Na-SO ₄ -Cl-HCO ₃	G	
	Sachsenquelle	Na-SO ₄ -Cl-HCO ₃	G	
	Waldquelle	Mg-Na-Ca-HCO ₃		
Oberbrambach	Henry Klinkert Brunnen	Ca-Mg-HCO ₃	Fe	Annaberger Zweiglimmergneis, Wiesenbader Granit
Wolkenstein	Tiefbohrung v. 1962	Na-HCO ₃ -Cl	F, T, Rn	
	Thermalquelle	Na-Ca-HCO ₃	F, T	
Niederau	Tiefbohrung	Na-HCO ₃	F	
Schönbrunn	Tiefbohrung	Na-Ca-HCO ₃	F, Rn	
Wiesenbad	Georgsquelle	Na-HCO ₃	F, T	
	Friedensquelle	Na-HCO ₃	F, T	
	Sophienquelle	Na-HCO ₃	F	
Grube Schönbrunn	Thermalwasser	Na-Ca-Cl	G, F, T	ordovizische Metavulkanite, Phyllite, Granit von Eichigt- Schönbrunn
Pausa	Albertquelle	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	G	ordovizische Tonschiefer
Naundorf	Brunnen Hy Fr 101/89	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	F	Freiberger Gneis / Granit
Altensalz	mehrere Quellen	Na-Ca-Cl	G	devonische Schiefer, Grauwacken
Neumühle	B 280/60	Ca-Na-Cl	G	devonische und silurische Schiefer u. Kalke, Diabase, Granit von Eichigt-Schönbrunn

Tab. 15: Mineral- und Thermalwässer des Typs „Metamorphite“

Typ „Sedimente Karbon - Kreide“

Crottenlaide	TBr 60/I	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	G	Wechselschichtung von Dolomit mit terrestrischen Sedimentiten (Zechstein), Buntsandstein, glaziale und präglaziale Sedimente des Quartär
Briesnitz	Hy D 504/90	Ca-Na-Mg-HCO ₃	G, F	Sedimente des Obercenoman, kalkiges Bindemittel
	Alter Brunnen	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	G	
	Neuer Brunnen	Ca-Mg-HCO ₃	G	
St. Egidien	Brunnen 109/84	Na-Ca-Mg-Cl	G	Kalke, Dolomite, Tonschiefer, Sandsteine (Unteres Rotliegendes)
Zwickau	Fr. Nicolay Schacht	Ca-Na-Cl	G, Fe	Kalke, Dolomite, Tonschiefer, Sandsteine, Steinkohleflöze (Unteres Rotliegendes, Karbon)
TB Schleenhain	Liegendwasser	Ca-Na-Cl-SO ₄ - HCO ₃	G	Plattendolomit (Zechstein)
Dresden-Kemnitz	Catharinenquelle	Ca-Mg-Na-HCO ₃	CO ₂ , G	Sedimentite des Obercenoman, kalkiges Bindemittel
Dresden-WeiBeritztal	Falkenbrunnen	Ca-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	G	
	Budapester Str.	Ca-SO ₄ -Cl- HCO ₃	G	
	Würzburger Str.	Ca-SO ₄ -HCO ₃	G	
Hagenest	Brunnen 6a/76	Ca-SO ₄ -HCO ₃	G	Plattendolomit (Zechstein)

Tab. 16: Mineralwässer des Typs „Sedimentite Karbon - Kreide“

Typ „Tertiär/Quartär“

Bad Muskau	Bergquelle	Ca-Mg-SO ₄	Fe	Braunkohle, Tone, Sande (Tertiär)
Bad Lausick	Matthesbrunnen	Ca-Mg-SO ₄	G, Fe	
	Albertbrunnen	Ca-Mg-SO ₄	G, Fe	
Krostitz	Mineralbrunnen	Ca-SO ₄ -HCO ₃ -Cl	G	Geschiebemergel, fluviatile Sande und Kiese (Quartär), evtl. Braunkohle (Tertiär)
Hagenest	Brunnen Nr. 6e/79	Ca-SO ₄	G, Fe	pyritführende Sande, Feinsande (Tertiär)
Peres	Brunnen 3656	Ca-SO ₄	G	
	Brunnen 3773	Ca-SO ₄ -HCO ₃	G	

Tab. 17: Mineralwässer des Typs „Tertiär/Quartär“

Bei den Vorkommen, bei denen eine Beprobung nicht möglich war, wurden externe Analysen verwendet. Dieses betrifft folgende Vorkommen:

- Altensalz (CARLÉ 1975)
- Dresden-Briesnitz, Neuer Brunnen (KIONKA 1931)
- Dresden-Kemnitz, Catharinenquelle (Sächs. Landesamt f. Umwelt und Geologie)
- Dresden-Weißeritz, Budapester Str. (MIBUS & SZYMCAK 1994)
- Dresden-Weißeritz, Falkenbrunnen (MIBUS & SZYMCAK 1994)
- Dresden-Weißeritz, Würzburger Str. (MIBUS & SZYMCAK 1994)
- Gruben bei Meissen, Silberquelle (FLECK 1882)
- Hagenest, Brunnen 6a/76 (KITTLER & GRÄBER 1995)
- Hagenest, Brunnen 6e/79 (KITTLER & GRÄBER 1995)
- Krostitz, Mineralbrunnen (LABOR ROMEIS 1991)
- Lauta, Abrahamschacht (KAWELKE 1961)
- Neumühle, Tiefbohrung (Inst. f. Balneologie. u. Kurortwiss. Bad Elster 1990)
- Niederau, Tiefbohrung (SCHIRNER 1995)
- Peres, Bohrung B 3656 (Unterlagen der MIBRAG)
- Peres, Bohrung B 3773 (Unterlagen der MIBRAG)
- Schönbrunn, Tiefbohrung (SCHIRNER 1995)
- Wiesenbad, Friedensquelle (Sächs. Landesamt f. Umwelt und Geologie)
- Wiesenbad, Sophienquelle (Sächs. Landesamt f. Umwelt und Geologie)
- Wolkenstein, Tiefbohrung von 1962 (Unterlagen der Knappschaftsklinik)
- Zwickau, Friedrich-Nicolay-Schacht (SCHRÄBER 1968)

5.2 Hauptkomponenten (Na-K-Ca-Mg / HCO₃-SO₄-Cl)

Na- und K-Gehalt

Natrium- und Kaliumgehalte im Grundwasser entstehen in erster Linie durch Verwitterung von Silikaten, wie z.B. Tonmineralen und Feldspäten. Hierzu gehört auch die Verwitterung durch Zutritt von externem CO₂ oder durch Säuren, die z.B. durch die Oxidation von Metallsulfiden entstanden sind. Eine Erhöhung des Na-Gehaltes kann auch durch Zumischung von salinaren Wässern oder durch Ionenaustausch erfolgen. Kalium wird - im Gegensatz zu Natrium - nach verhältnismäßig kurzen Transportwegen im Grundwasserleiter durch Adsorption an Tonminerale oder durch Einbau in sekundäre Minerale wieder gebunden (MATTHESS 1994). In den sächsischen Mineral- und Thermalwässern reicht der Na-Gehalt von 5,9 mg/l im radonhaltigen Mineralwasser der Gleeßbergquelle (Schlema) bis zu 2385 mg/l in der früheren Sole von Altensalz.

- Die Natriumgehalte in den Mineralwässern des Typs "Granit/Granodiorit" und des Typs "Metamorphit" zeigen eine deutliche lineare Beziehung zum Feststoffgehalt. Hierbei handelt es sich überwiegend um Austauschwässer und um Wässer mit einer salinaren Komponente.
- Bei den Mineralwässern des Typs "Sedimentite Oberkarbon - Kreide" und des Typs "Tertiär/Quartär" besteht eine breitere Streuung (Abb. 23). Hierbei handelt es sich überwiegend um Wässer, deren dominierendes Kation Calcium oder Magnesium ist.
- Natrium ist neben den NaCl-reichen Mineralwässern das Hauptkation bei den Thermalwässern des **mittleren Erzgebirges** und im **Berzdorfer Kohlebecken**, den CO₂-reichen Mineralwässern des **südlichen Vogtlandes** und des Sauerlings der **Grube Königstein**.
- Erhöhte Kaliumanteile existieren in den tritiumarmen Wässern von **Bad Elster** und **Sohl** sowie im **Schönberger Sauerling** und in den NaCl-reichen Mineralwässern.
- Die anteilig höchsten Kaliumgehalte bestehen in Thermalwässern und den **Tiefbohrungen „Schönberg“** und **„Niederau“** des mittleren Erzgebirges sowie in der Tiefbohrung Hy Bg 1/94 in **Berggießhübel**. Diese Wässer werden entweder aus jungpaläozoischen Graniten gefördert oder es wird in deren Nähe ein derartiger Granit vermutet (mittleres Erzgebirge).

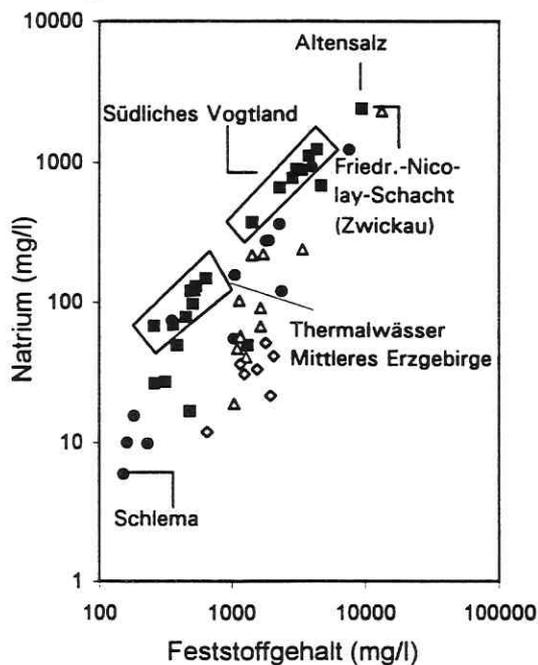


Abb. 23: Natriumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

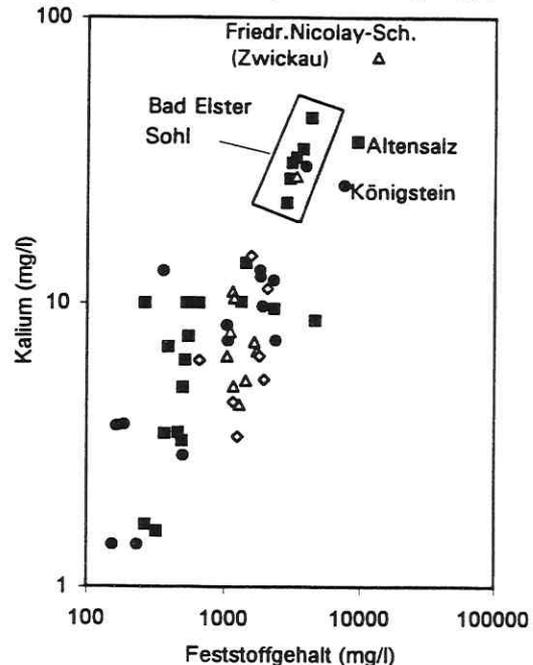


Abb. 24: Kaliumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

- Legende
- Typ "Granit/Granodiorit"
 - Typ "Metamorphit"
 - ▲ Typ "Sedimentite Oberkarbon - Kreide"
 - ◇ Typ "Tertiär/Quartär"

Ca- und Mg-Gehalt

Ca- und Mg-Gehalte entstehen in Grundwässern durch Lösung von mafischen Mineralen (z.B. Ca aus Ca-reichen Plagioklasen, Mg und Ca aus Amphiboliten, Pyroxenen, Granaten), sowie aus Karbonaten (z.B. Calcit, Aragonit, Dolomit) und Sulfaten (z.B. Anhydrit, Gips). Der Ca-Gehalt im Grundwasser wird im wesentlichen durch das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht bestimmt. Eine sekundäre Beeinflussung erfolgt durch Ionenaustauscheffekte. Durch den Austausch von Ca gegen Na reichert sich Natrium mit der Dauer des Wasserkontaktes mit austauschfähigen Mineralen an („NaHCO₃-Wässer“). Bei fortwährender Wasser-Gesteins-Wechselwirkung verschiebt sich das Na/Ca-Verhältnis wieder in Richtung Ca, das bis zur Bildung von CaCl₂-Wässern führen kann. Die Genese solcher Wässer ist bislang unklar (MATTHESS 1994). Durch den Effekt, daß Mg durch Ionenaustausch (Dolomitierung) aus der Lösung entfernt wird, kann das Ca/Mg-Verhältnis Hinweise auf ein diagenetisch überprägtes Wasser geben, denn mit dem Alterungsprozeß nimmt das Ca/Mg-Verhältnis zu.

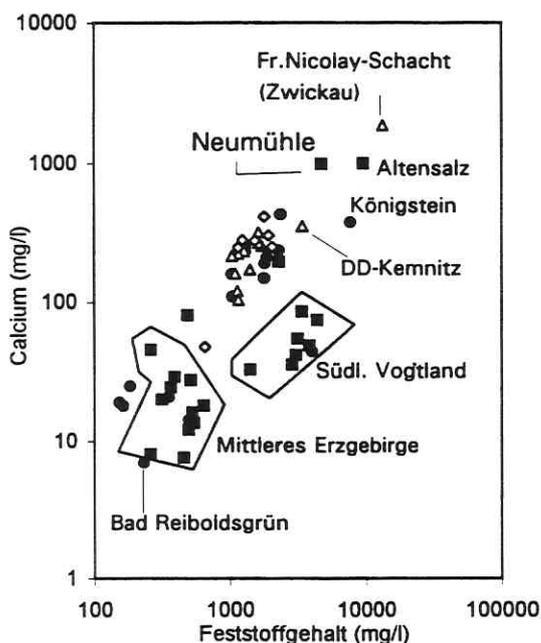


Abb. 25: Calciumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

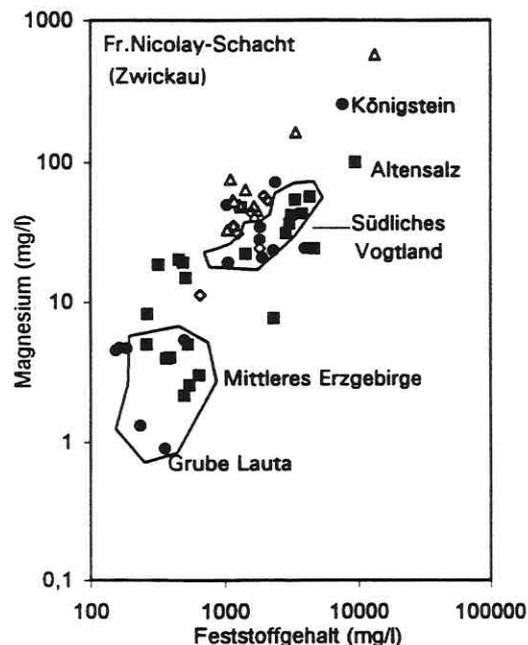


Abb. 26: Magnesiumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

In den sächsischen Mineral- und Thermalwässern reicht der Ca-Gehalt von 7 mg/l im Wasser der **Christian-Eberhardinen-Quelle** bis 1880 mg/l im Solewasserzutritt im **Friedrich-Nicolay-Schacht (Zwickauer Kohlebecken)**. Der Mg-Gehalt reicht von 0,9 mg/l im Thermalwasser im Schacht 109 (**Grube Lauta**) bis zu 574 mg/l im **Friedrich-Nicolay-Schacht (Zwickauer Kohlerevier)**.

- Allgemein ist der Ca-Gehalt in Mineralwässern des Typs "Tertiär/Quartär" und des Typs "Sedimentite Oberkarbon - Kreide" hoch, während bei den Mineralwässern des Typs "Granit/Granodiorit" und des Typs "Metamorphit" eine Erhöhung nur bei Wässern mit Einflüssen salinärer Anteile zu erkennen ist.

- Die höchsten Magnesiumgehalte anteilig am Feststoffgehalt existieren in den Mineralwässern des Typs "Sedimentite Oberkarbon - Kreide". Hierbei handelt es sich in erster Linie um Einflüsse dolomitischer Sedimente.
- Hohe Ca- und Mg-Gehalte besitzen die sehr CO₂-reichen Wässer der ehemaligen Katharinenquelle in **Dresden-Kemnitz** und der Hechtquelle in der **Grube Königstein**, die auf die von UDLUFT (1991) beschriebene sekundäre Erhöhung des Ca- und Mg-Gehaltes durch CO₂-Zumischung zurückzuführen sein kann.
- Die hohen Ca- Konzentrationen in **Altensalz** und **Neumühle** resultieren aus Ionenaustauscheffekten (Bildung von CaCl-Wässern), worauf das hohe Ca/Mg-Verhältnis hindeutet.
- Die auffällig hohen Ca/Mg-Verhältnisse in den Mineralwässern des nördlichen Vogtlandes und im Thermalwasser der **Grube Lauta** (Schacht 109) weisen auf besonders alte Wässer hin.

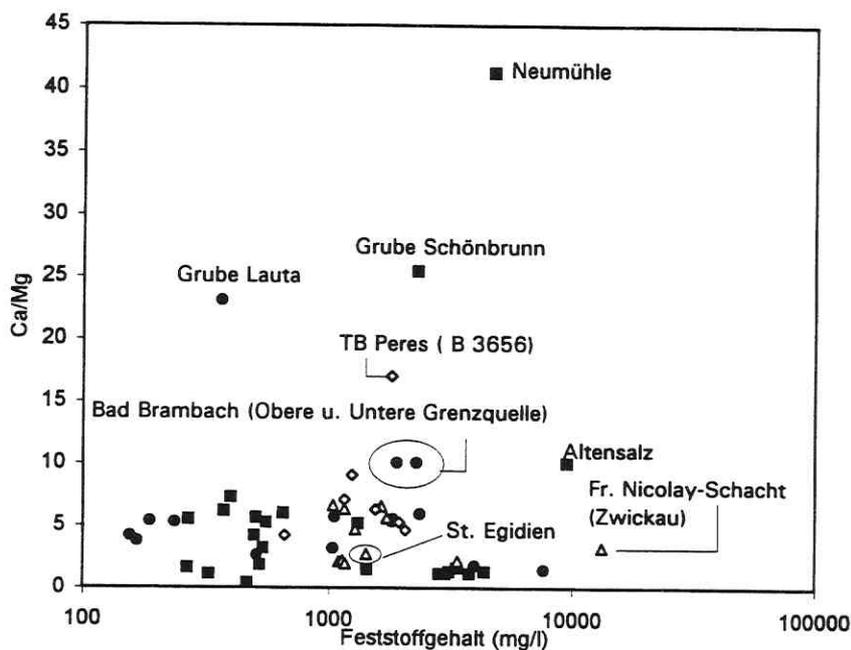


Abb. 27: Ca/Mg-Verhältnisse in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

SO₄

Für die Herkunft des Sulfats im Grundwasser hebt MATTHESS (1994) folgende Möglichkeiten hervor:

1. Lösung von Gips und Anhydrit
2. aus Meerwasser (Aerosole)
3. aus Staub

4. durch Oxidation von H_2S (z.B. aus Entgasung in Flachmeergebieten, vulkanischen Emanationen)
5. aus anthropogenen Luftverunreinigungen
6. durch Eintrag über Dünger

Hohe Sulfatgehalte in Mineralwässern sind in erster Linie die Folge einer Lösung von Evaporiten, wie z.B. Gips und Anhydrit, der Verwitterung von Metallsulfiden in Verbindung mit Luftsauerstoff und der Lösung von sulfatreichen Lockersedimenten. Der Sulfatgehalt im Grundwasser wird wesentlich durch mikrobiologische Prozesse beeinflusst. In Tiefenwässern erfolgt eine mikrobielle Reduktion, die zur Abreicherung des SO_4 durch Bildung von HS^- -Ionen führt.

Die Sulfatgehalte in den Mineralwässern sind breit gestreut und reichen von 13,8 mg/l in der Tiefbohrung Hy Bg 1/94 (**Berggießhübel**) bis 1378 mg/l im Wasser der Salzquelle (**Bad Elster**). Es besteht nur eine mäßige Korrelation mit dem Feststoffgehalt.

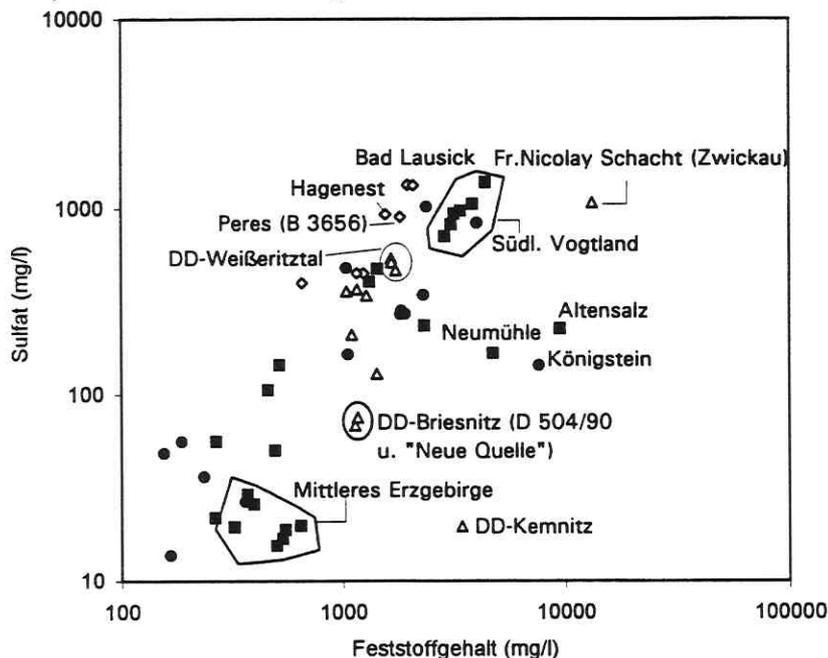


Abb. 28: Sulfatgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

- Hohe SO_4 -Gehalte wurden in Mineralwässern des südlichen Vogtlandes festgestellt (**Bad Elster, Sohl, Schönberger Säuerling**). Da der Tritiumanteil in den Wässern mit hohen SO_4 -Gehalten gegenüber den sulfatärmeren Wässern gering ist, kann das Sulfat aus einem Altwasseranteil stammen. Es sind geringfügige Unterschiede in dem SO_4 -Anteil zwischen den Wässern des südlichen Vogtlandes aus Bad Brambach/Schönberg und Bad Elster/Sohl zu erkennen. Der Anteil liegt in Bad Elster/Sohl bei 36-48 moleq(%) und ist in den Mineralwässern von Bad Brambach bei 23-26 moleq(%) und in Schönberg bei 33 moleq(%) etwas niedriger.
- Insgesamt hohe Sulfatkonzentrationen wurden in Mineralwässern des Typs "Tertiär/Quartär" festgestellt. Die Sulfatgehalte von 938,2 bis 1342 mg/l in den Mineralwässern von **Bad Lausick** und **Hagenest** werden mit Pyritoxidationsprozessen

erklärt (KITTLER & GRÄBER 1995, MÜLLER 1964). Das Salzwasser des Friedrich-Nicolay-Schachtes (**Zwickauer Kohlerevier**) besaß einen Sulfatgehalt von 1080 mg/l, der aufgrund der hohen Fe-Konzentration ebenfalls auf die Verwitterung von Metallsulfiden zurückzuführen sein dürfte.

- Die von MIBUS & SZYMCZAK (1994) gemessenen hohen Sulfatkonzentrationen in den Mineralwässern des Weißeritztals (**Dresdener Becken**) sind wahrscheinlich geogener Herkunft. PIETZSCH et al. (1934) vermutete die Herkunft hoher Sulfat- und Chloridgehalte in den tiefen Grundwässern im Dresdener Becken aus den Rotliegendeschichten. Demgegenüber besitzen die Mineralwässer von **Dresden-Briesnitz** (Bohrung Hy D 504/90 und „Neuer Brunnen“) mit Ausnahme des beschädigten „Alten Brunnens“ und **Dresden-Kemnitz** (Catharinenbrunnen) niedrige Sulfatgehalte, obwohl auch dort Rotliegendeschichten in den jeweiligen Tiefbohrungen angetroffen wurden.
- Eine diagenetisch bedingte Sulfatabreicherung ist in den Tiefenwässern in **Neumühle**, in der **Grube Königstein**, in **Altensalz** und in **Dresden-Kemnitz** erkennbar. Deren SO_4 -Konzentrationen weichen von der allgemeinen Trendlinie ab (Abb. 28).

Cl-Gehalt

Die natürliche Herkunft dieses Elementes ist ausführlich in Kap. 3.3 beschrieben. Chlorid eignet sich besonders gut in Verbindung mit Tritiumdatierungen als geogener Tracer für chloridische Tiefenwässer. In allen Grundtypen Typ "Tertiär/Quartär", Typ "Sedimentite Oberkarbon - Kreide", Typ "Metamorphit" und Typ "Granit/Granodiorit" sind Cl-Anomalien in Mineralwässern festgestellt worden.

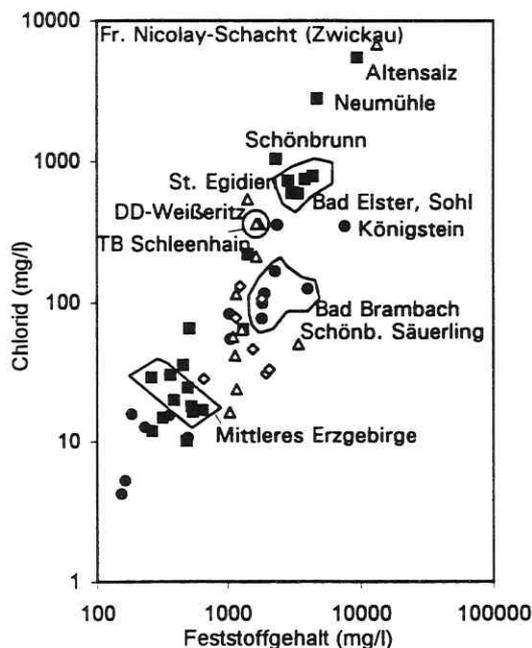


Abb. 29: Chloridgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Der Chloridgehalt korreliert eng mit dem Feststoffgehalt (Abb. 29).

- Typ „Tertiär/Quartär“: Im **Tagebau Peres** (Cl in den Grundwassermeßstellen B 3656 und B 3773: 78 bzw. 107 mg/l) und im Mineralbrunnen in **Krostitz** (Cl: 131 mg/l) weisen die Chloridgehalte auf einen mineralisierenden Einfluß von Zechsteinschichten hin, da oberflächennahe Einflüsse ausgeschlossen werden können.

- Typ "Sedimentite Oberkarbon - Kreide": Hierzu gehören folgende Mineralwässer: Tiefbrunnen **Crottenlaide** (TBr 60/I: 57,4 mg/l Cl), **Zwickauer Kohlerevier** (Friedrich-Nicolay-Schacht: 6770 mg/l Cl) und die Wässer der drei Tiefbrunnen in **Dresden-Weißeritztal** (Falkenbrunnen, Würzburger Str. und Budapester Str.: 115 bis 363 mg/l Cl.). In **St. Egidien** (Cl-Gehalt im Brunnen B 109/84: 539,7 mg/l) besteht bezüglich des Chlorids ein deutlicher Unterschied zu dem von BEIER & SZYMCAK (1986) gemessenen Wert von 8520 mg/l. Er ist auf erhebliche Veränderungen in der Beschaffenheit des dem Brunnen zuströmenden Grundwassers zurückzuführen.
Innerhalb der Bornaer Mulde besitzt das Mineralwasser aus dem **Tagebau Schleenhain** eine erhöhte Cl-Konzentration von 360,5 mg/l. Aus chemischen Analysen, die an dem Wasser unmittelbar nach dem Liegendwasserdurchbruch erfolgten (ANONYMOUS 1978), ist erkennbar, daß der Cl-Gehalt seit 1976 (Cl-Konzentration noch 255,5 mg/l) deutlich angestiegen ist.

- Typ "Metamorphit" und "Granit/Granodiorit": Chloridanomalien in Mineralwässern aus dem Grundgebirge wurden an mehreren Stellen festgestellt. Im nördlichen Vogtland wurden hohe Cl-Gehalte im Thermalwasser der **Grube Schönbrunn** ermittelt, die mit 1036 mg/l im Bereich der von STRAUCH et al. (1997) gemessenen Werte lagen.
Im südlichen Vogtland sind in vielen CO₂-reichen Mineralwässern Chloridanomalien festgestellt worden. In **Bad Elster** und **Sohl** betragen die Cl-Gehalte in den tritiumarmen Mineralwässern 589 bis 786 mg/l und liegen etwas oberhalb der von EGERTER (1984) gemessenen Werte (Kap. 3.3). In **Bad Brambach** und im **Schönberger Sauerling** (Typ "Granit/Granodiorit") liegen die Cl-Konzentrationen mit Werten bis 125,8 mg/l etwas niedriger.
In der Hechtquelle (**Grube Königstein**) beträgt der Cl-Gehalt 350,2 mg/l.

HCO₃

Die chemischen Bindungstypen des anorganischen Kohlenstoffs sind im Grundwasser durch das pH-abhängige System $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$ bestimmt. Bei pH-Werten unterhalb von pH 5 liegt praktisch nur Kohlendioxid vor (Abb. 30), bei pH-Werten um pH 8 dominiert Hydrogencarbonat und bei pH 11 sind fast nur noch Karbonationen vorhanden. Bei pH 6,4 beträgt der Anteil an HCO₃⁻- und CO₂-Ionen jeweils ca. 50 % und bei pH 10,4 der Anteil an HCO₃⁻- und CO₃²⁻-Ionen jeweils ca. 50 % (ROHMANN 1989). Der HCO₃⁻-Gehalt wird bei der Entstehung des Grundwassers durch den Partialdruck des Boden-CO₂ bestimmt. Eine sekundäre Anreicherung erfolgt durch die Lösung von karbonathaltigen Mineralen und durch die Zumischung externer Kohlensäure.

Die Diskussion über die Herkunft des HCO₃ ist in Verbindung mit der Deutung der δ¹³C (DIC)-Signatur der Wässer möglich (Kap. 6.2).

Die HCO₃⁻-Gehalte in den Mineralwässern reichen von 0 mg/l in den Fe-haltigen schwefelsauren Mineralwässern in **Bad Lausick** bis 5186,5 mg/l im Sauerling in der Grube **Leupoldishain** bei **Königstein**.

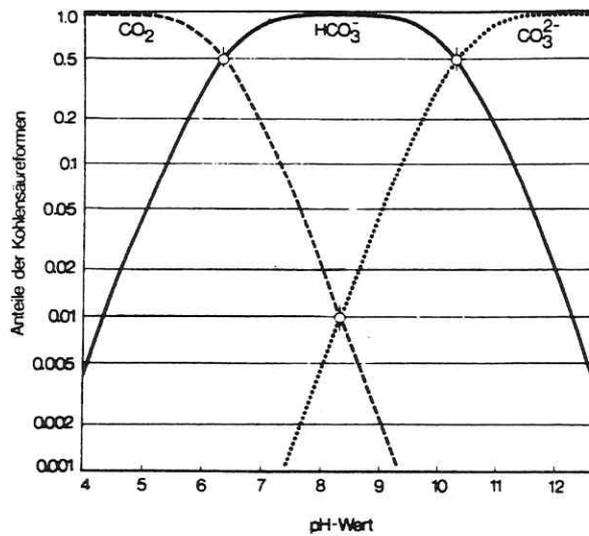
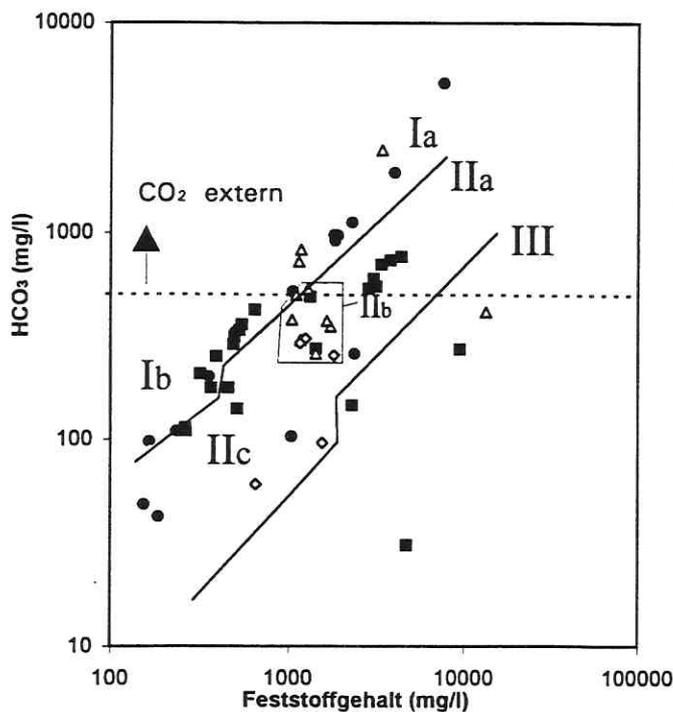


Abb. 30: Anteile der gelösten CO_2 -Spezies, abhängig vom pH-Wert - berechnet für Ionenstärke $I = 0$ mmol/l und 25°C (ROHMANN 1989)



I = HCO_3 -dominierte Wässer
 II = SO_4 -dominierte Wässer
 III = Cl -dominierte Wässer

Abb. 31: Hydrogencarbonatgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Abb. 31 verdeutlicht eine lineare Beziehung der HCO_3 -dominierten Wässer zum Feststoffgehalt (Gruppe I). In den Gruppen II und III sind die Wässer zusammengefasst, in denen das Sulfat bzw. das Chlorid das dominierende Anion ist. HCO_3 -Gehalte > 500 mg/l resultieren aus einer externen Zumischung von CO_2 (oberhalb der gestrichelten Linie in der

Abb. 31). Wässer, deren hohe HCO_3^- -Gehalte aus der Lösung von karbonathaltigen Gesteinen stammen, besitzen ebenfalls hohe SO_4 -Konzentrationen.

- Gruppe Ia: Wässer mit einem Einfluß von magmatogenem CO_2 (Dresden-Briesnitz, Dresden-Kemnitz, Bad Brambach, Schönberger Säuerling, Grube Königstein)
- Gruppe Ib: Wässer des Typs Na-HCO_3 bzw. Na-Ca-HCO_3 (Wolkenstein, Wiesenbad, Berzdorf, Niederau, Naundorf, Lauta, Berggießhübel)
- Gruppe IIa: CO_2 -reiche Wässer des Typs $\text{Na-SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ in Bad Elster und Sohl
- Gruppe IIb: Wässer mit hohen HCO_3^- -Gehalten aus der Lösung von Karbonaten (Dresden-Weißeritztal, Hagenest-B 6a/76, Krostitz, Pausa, TB Peres, Crottenlaide)
- Gruppe IIc: sulfatdominierte Wässer mit einer geringen Verweilzeit (Bad Muskau, Hagenest-B 6e/79, Bad Elster: Sprudelquelle 3 und Marienquelle 3, Obercrinitz, Schlema, Bad Brambach: Wiesenquelle)
- Gruppe III: chloridische Tiefenwässer (Altensalz, Neumühle, Schönbrunn, Friedr.-Nicolay-Schacht im Zwickauer Kohlerevier)

5.3 NebenkompONENTEN

(Li, Sr, Ba, Mn, Fe, F, Br, N-Verbindungen ($\text{NH}_4/\text{NO}_2/\text{NO}_3$), Si, Bor)

Lithium

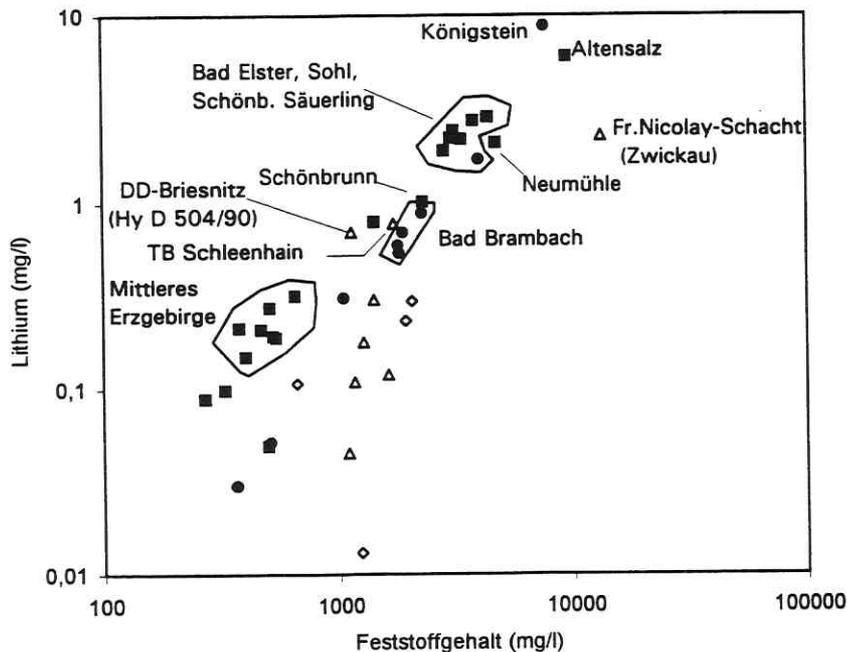


Abb. 32: Lithiumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Lithium ist ein relativ seltenes Element, welches in Restdifferentiaten intrudierter Magmen angereichert wird, wo es bevorzugt anstelle von Mg in das Kristallgitter eingebaut ist (HEM 1985). Nach MASON & MOORE (1985) nimmt das Li/Mg-Verhältnis in Mineralen mit fortschreitender Kristallisationsdifferentiation in Magmatiten zu. In Evaporiten ist Lithium nur geringfügig angereichert (WEDEPOHL 1978). Wichtige Li-Mineralen sind *Spodumen* ($\text{LiAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$), *Amblygonit* ($((\text{Li},\text{Na})\text{Al}(\text{PO}_4)(\text{F},\text{OH}))$) und *Lepidolith*

($K_2Li_3Al_3(OH,F)_4(AlSi_3O_{10})_2$). Li wird durch Ionenaustauschprozesse nur wenig gebunden, so daß es nach Freisetzung bevorzugt in Lösung bleibt (MATTHESS 1994). Nach HAHN (1972) ist Lithium ähnlich wie Chlorid bezüglich der Reaktionsfreudigkeit im Grundwasser ein verhältnismäßig konservatives Element. Der Autor beobachtete, daß das Li/Cl-Verhältnis in intrudierten Meerwässern auch bei zunehmenden diagenetischen Veränderungen der Gesamtbeschaffenheit des Wassers bis in eine Eindringtiefe von 250 m relativ konstant blieb. In Tiefenwässern wiederum besteht ein höheres Li/Cl-Verhältnis.

Lithium reichert sich - ähnlich wie Bromid - bei Eindampfungsprozessen im Zuge der Salzabscheidung in Mutterlaugen (= hochsalinare Restlösungen der Eindunstung) an (HERRMANN et al. 1997). Jedoch ist eine Deutung der Salinitätsfazies nur anhand des Lithiums schwierig. VOIGT (1977) sieht bei Tiefenwässern die Herkunft des Li aus Tonmineralen - vorzugsweise Kaolinit und Salztone - und nicht aus Mutterlaugen. Demgegenüber hat WEDEWART (1995) in Solen der Tiefenwässer im Ruhr-Revier eine Anreicherung des Lithium durch Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen nicht bestätigen können. Eine weitere Möglichkeit der Anreicherung wurde von CATHELINÉAU et al. (1994) in CO₂-reichen Brines beschrieben, die das Lithium durch CO₂-Einwirkung aus lithiumreichen Magmatiten bezogen.

In Sachsen reichen die nachgewiesenen Li-Gehalte in den Mineralwässern von 0,013 mg/l (Mineralbrunnen **Krostitz**) bis 8,78 mg/l (Hechtquelle, **Grube Königstein**). Es besteht eine enge Korrelation zwischen Lithium und dem Feststoffgehalt sowie zu Natrium und HCO₃.

- Es ist die enge Korrelation zwischen Lithium und dem Feststoffgehalt der Mineralwässer des Typs "Metamorphite" hervorzuheben, die auch anteilig besonders hohe Lithiumgehalte besitzen.
- Im Verhältnis zum Feststoffgehalt hohe Li-Gehalte existieren in den CO₂-reichen Mineralwässern, wobei innerhalb dieser Gruppe die anteilig höchsten Li-Gehalte in den Wässern der Bohrung Hy D 504/90 (**Dresden-Briesnitz**) und der Hechtquelle (**Grube Königstein**) bestehen.
- Hohe Gehalte von 1,7 mg/l bis 2,9 mg/l wurden in den Mineralwässern aus den Phylliten in **Bad Elster** (Marienquelle 1, Moritzquelle, Salzquelle) und **Sohl** (Hofquelle, Neue Quelle, Sachenquelle) sowie im **Schönberger Säuerling** (Fichtelgebirgsgranit) angetroffen. In den Mineralwässern des südlichen Vogtlandes zeigt sich eine auffällige lineare Beziehung zwischen Lithium, Natrium und Sulfat.
- In den chloridischen Tiefenwässern im **Zwickauer Kohlerevier**, **Altensalz** und **Neumühle** wurden in früheren Arbeiten (Balneologisches Institut Bad Elster, CARLÉ 1966, SCHRÄBER 1968) Li-Gehalte von 2,1 bis 6 mg/l bestimmt.
- Niedrige Li-Konzentrationen unter 0,4 mg/l wurden im **mittleren Erzgebirge**, in **Crottenlaide**, **St. Egidien** und im CO₂-armen Mineralwasser des ehemaligen Falkenbrunnens (**Dresden-Weißeritztal**) festgestellt.

Die ermittelten Li-Konzentrationen decken sich gut mit den Untersuchungen von PÄLCHEN et al. (1982) zur geogenen Verteilung von Lithium. Demnach sind erhöhte Li-Gehalte in den Dachbereichen der Li-spezialisierten jungpaläozoischen Granite Eibenstock, Schellerhau, Markersbach und Bergen sowie in Phylliten anzutreffen.

Strontium, Barium

Strontium ist hauptsächlich in den Mineralen Strontianit (SrCO₃) und Coelestin (SrSO₄) in Sedimenten und in hydrothermalen Gängen verbreitet. Hohe Sr-Konzentrationen können nach WEDEPOHL (1978) in Feldspäten durch Austauschreaktionen zwischen Sr mit Ca und K entstehen. Im Grundwasser liegen die Strontiumgehalte in der Größenordnung von 0,01-1 mg/l

(MATTHESS 1994). Erhöhte Gehalte können auch ein Hinweis auf anthropogene Kontamination sein (SCHLEYER & KERNDORFF 1992).

Barium besitzt eine geringere geochemische Beweglichkeit als Strontium und ist in Sandsteinen angereichert. Das Hauptmineral ist Baryt (BaSO_4). Im Grundwasser wird der Gehalt von Barium im wesentlichen durch das SO_4 -Angebot bestimmt.

In Sachsen reicht die Sr-Konzentration von 0,026 mg/l (**Bad Elster, Sprudelquelle 3**) bis 15,3 mg/l (**Bohrung Neumühle**). Eine enge Korrelation besteht zwischen Sr und Ca (0,714).

- Sr-Gehalte über 1 mg/l wurden in **Bad Brambach** (Obere-, Untere Grenzquelle), **Altensalz**, **Königstein**, **St. Egidien**, **Falkenbrunnen (Dresden-Weißeritz)**, **Gruben bei Meißen**, **Grube Schönbrunn** und im Liegendwasserdurchbruch **Tagebau Schleenhain** festgestellt.
- Niedrige Sr-Konzentrationen um 0,1 mg/l und darunter existieren in Mineralwässern mit niedrigem Lösungsinhalt aus Graniten (**Schlema**, **Bad Brambach**, **Bad Reiboldsgrün**, **Berggießhübel**), aber auch in den Mineralwässern im südlichen Vogtland (**Bad Elster, Sohl**). Abb. 33 zeigt ein allgemeines Ansteigen der Sr-Konzentration mit dem Gehalt an gelösten Inhaltsstoffen.

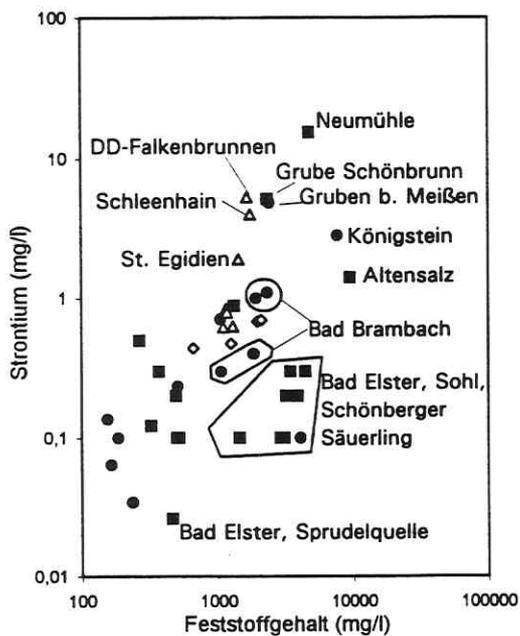


Abb. 33: Strontiumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

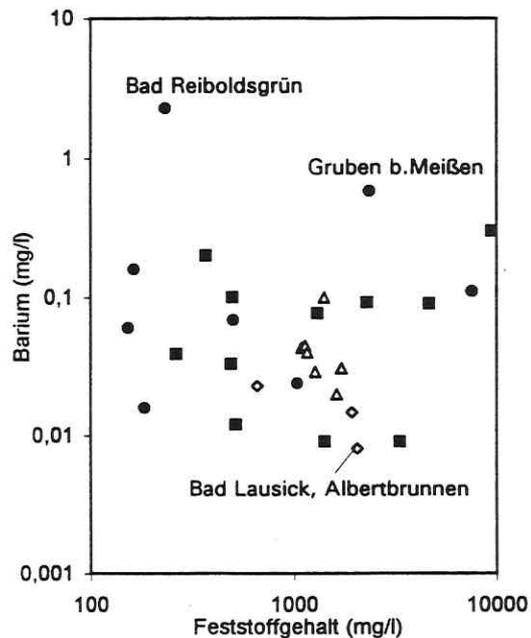


Abb. 34: Bariumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Die nachgewiesenen Bariumgehalte reichen von 0,0081 mg/l im Wasser des Albertbrunnens in **Bad Lausick** bis 2,29 mg/l in der Christian-Eberhardinen-Quelle in **Bad Reiboldsgrün**. Im Gegensatz zum Strontium ist zwischen Barium und dem Feststoffgehalt kein linearer Zusammenhang zu erkennen. Der Bariumgehalt nimmt generell mit zunehmenden Sulfatanteilen ab. Hier bestätigt sich die von VOIGT (1977) und WEDEWART (1995) vertretene sulfatabhängige Regulierung der Ba-Konzentration. Wässer mit erhöhten SO_4 -Gehalten können kaum noch Barium lösen.

Eisen, Mangan

Eine Beschreibung zum chemischen Verhalten von Eisen ist in Kap. 3.4 enthalten.

Die Eisengehalte in den Mineralwässern reichen von 0,02 mg/l (St. Egidien: B 109/84) bis 254,6 mg/l (Bad Lausick: Albertbrunnen). Die Mangangehalte reichen von < 0,001 bis 26,9 mg/l (Gruben bei Meißen, Silberquelle). Weder beim Eisen noch beim Mangan ist ein genetischer Zusammenhang mit dem Feststoffgehalt zu erkennen (Abb. 35 und Abb. 36).

- Besonders hohe Fe- Gehalte über 70 mg/l sind in Wässern gemessen worden, die in ihrer chemischen Beschaffenheit durch Pyritoxidation stark beeinflusst sind. Hierzu gehören Mineralwässer des Typs "Tertiär/Quartär" (**Bad Lausick**: Albertbrunnen, Matthesbrunnen; **Bad Muskau**: Bergquelle, **Hagenest**: B 6E/79).

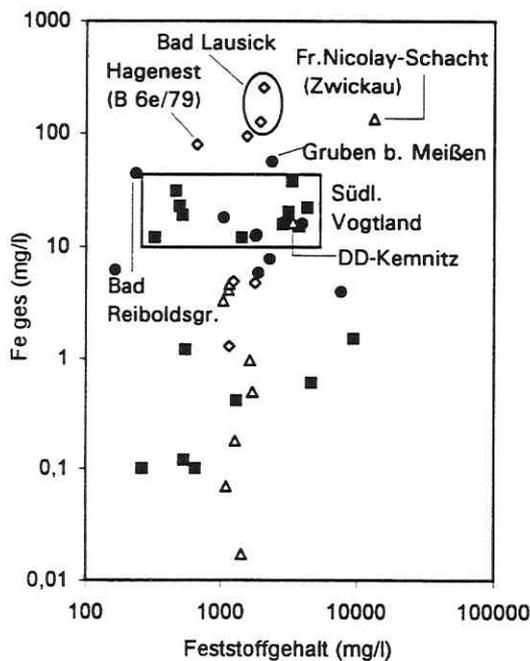


Abb. 35: Fe_(ges)-Gehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

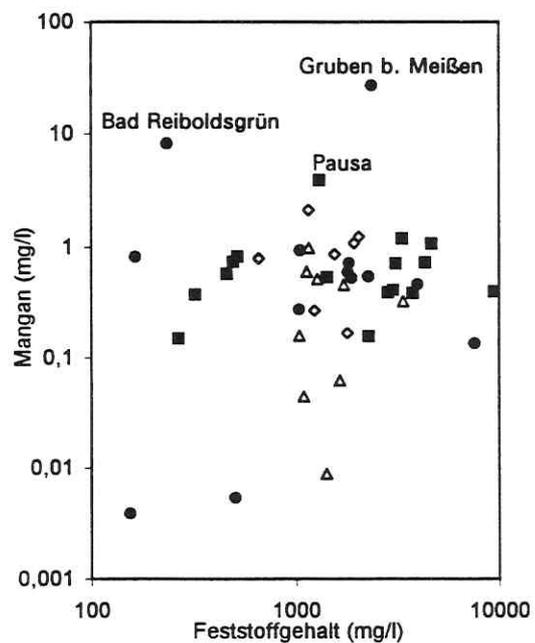


Abb. 36: Mn_(ges)-Gehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

- Eine zweite Gruppe von Wässern bildet einen Bereich von 12 mg/l (**Bad Elster**: Marienquelle 3) bis 44,14 mg/l (**Bad Reiboldsgrün**: Chr.-Eberhardinen-Quelle). Hierzu gehören die Mehrzahl der Mineralwässer des südlichen Vogtlandes (**Bad Elster**, **Bad Brambach**, **Oberbrambach**, **Sohl**, **Schönberger Säuerling**) sowie der Säuerling von **Dresden-Kemnitz** und die Silberquelle (**Gruben bei Meißen**). Diese Wässer unterscheiden sich von den Wässern mit Fe-Gehalten von > 70 mg/l durch ihrem höheren pH-Wert. Ein Zusammenhang zu Pyritoxidationsprozessen ist nicht feststellbar.

Fluorid

Eine nähere Beschreibung über Fluorid enthält Kap. 3.6. Die analytisch nachweisbaren Fluoridgehalte in den Mineralwässern reichen von 0,14 mg/l in der Wiesenquelle in **Bad Brambach** bis 7,7 mg/l in der Tiefbohrung **Niederrau**.

- Hohe F-Konzentrationen über 4 mg/l wurden in den Mineral- und Thermalwässern des **mittleren Erzgebirges** sowie in der **Grube Schönbrunn** gemessen.
- Eine zweite Gruppe erhöhter F-Konzentrationen reicht von 0,94 bis 2,9 mg/l. Hierbei handelt es sich um Wässer aus Graniten des Oberkarbon (**Berggießhübel**, **Bad Brambach**, **Grube Königstein**, **Schönberger Säuerling**), sowie dem Liegendwasserdurchbruch im **Tagebau Berzdorf** und um Mineralwässer des Typs "Metamorphite" (**Bohrung Neumühle**, **Tiefbrunnen Naundorf**).

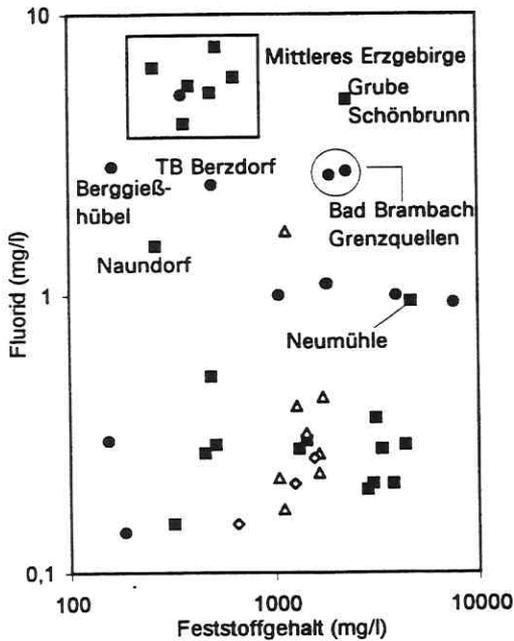


Abb. 37: Fluoridgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

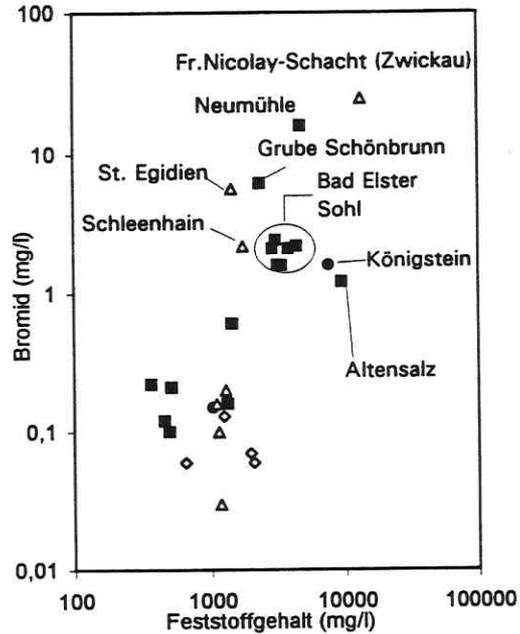


Abb. 38: Bromidgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Ein genetischer Zusammenhang zwischen dem F-Gehalt und dem Feststoffgehalt ist nicht feststellbar (Abb. 37). Hierin kommt der komplexe hydrochemische Charakter des Fluorids zum Ausdruck, insbesondere die Beeinflussung der Fluoridkonzentration durch Ionenaustauschprozesse und möglicherweise auch die Neigung dieses Elementes, stabile Komplexe mit Al, Be, Fe oder B einzugehen (HEM 1985). In den Mineralwässern des mittleren Erzgebirges ist ein deutlicher Anstieg der F-Konzentration mit dem pH-Wert zu erkennen, was für Ionenaustauscheffekte spricht: durch die hohe Bindungskraft des H^+ -Ions an Tonminerale kommt es zu einer allmählichen relativen Anreicherung der OH^- -Ionen. Gleichzeitig wird Ca^{2+} gegen Na^+ ausgetauscht. Da NaF ein höheres Löslichkeitsprodukt als CaF_2 besitzt, bleibt mehr Fluorid in Lösung.

Bromid

Bromid ist geochemisch dem Chlorid ähnlich. Dessen Konzentration wird durch Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen kaum beeinflusst. Im Wasser ist Brom ausschließlich als Bromid gelöst (MATTHESS 1994).

Für Bromid faßt WEDEWARDT (1995) folgende Herkunftsmöglichkeiten zusammen:

1. Organische Substanz: Aufkonzentrierung von Brom durch bestimmte marine Organismen (Brom ist beispielsweise als ein biophiles Element ein charakteristischer Bestandteil von Ölfeldwässern)
2. Lösung von Brom aus dem Gestein
3. Anreicherung aus Meerwasser durch Tonmembraneffekte (Ultrafiltration)
4. Evaporation von Meerwasser: das besser lösliche Bromid reichert sich gegenüber dem Chlorid in der hochsalinaren Restlauge (Mutterlauge) an
5. Lösung von Steinsalz: neben der Anreicherung in der Mutterlauge kommt es zu einem geringfügigen Einbau von Bromid in das Kristallgitter, welches bei Subrosion wegen der guten Löslichkeit von Salzen in größeren Mengen wieder freigesetzt wird.

Dem Bromgehalt im Wasser kommt besondere Bedeutung zu, da das Br/Cl-Verhältnis zur Deutung der Herkunft salinärer Wässer genutzt werden kann (Kap. 7.2.1).

Die nachgewiesene Bromidkonzentration in Mineralwässern Sachsens reicht von 0,03 mg/l (**Dresden-Briesnitz**: Neuer Brunnen) bis 25 mg/l (**Zwickau Kohlerevier**: Friedrich-Nicolay-Schacht). Die Bromidkonzentration steigt im allgemeinen mit dem Feststoffgehalt an (Abb. 38). Eine enge Korrelation besteht zu Ca, sowie zu Cl und Mg. Bromid konnte in insgesamt 28 Vorkommen nachgewiesen werden.

Br-Gehalte über 1 mg/l wurden in zwei Wassertypen festgestellt:

1. Wässer des Alkali/Kalkalkali-Chlorid-Typs mit Br-Konzentrationen von 5,7 bis 25 mg/l (Mineralwässer der Bohrung **Neumühle**, **St. Egidien** sowie in den Gruben **Schönbrunn** und **Zwickauer Kohlerevier**)
2. Wässer der Alkali/Kalkalkali-(Sulfat) - HCO₃-Typs mit Br-Konzentrationen von 1,6 bis 2,4 mg/l (Mineralwässer des südlichen Vogtlandes: **Bad Elster**, **Sohl**; der **Grube Königstein**: **Hechtquelle**). Eine Cl-Anomalie ist in diesen Wässern erkennbar.

Stickstoffverbindungen (Nitrit, Nitrat, Ammonium)

Stickstoffverbindungen können durch unterschiedliche Weise in das Grundwasser gelangen. Die Haupteintragsquelle ist die Landwirtschaft (Düngung, Massentierhaltung). Eine geogene Herkunftsquelle ist die Anreicherung durch Evaporation, die in salinaren Ablagerungsräumen zu hohen N-Gehalten führen (z.B. die Nitratlagerstätten in Nordchile). WEDEWARDT (1995) fand in Solen des Ruhr-Revieres NO₃-Gehalte bis zu 174 mg/l und NH₄-Gehalte bis zu 111 mg/l, die geogenen Ursprungs sein müssen. Der Autor sieht dort beim NO₃ und beim NH₄ eine unterschiedliche Herkunft: Ammonium ist im Tiefenwasser gegenüber Meerwasser bis zu maximal dem Faktor 100 angereichert, welche möglicherweise durch Evaporation erfolgen konnte, während Nitrat wahrscheinlich eher sekundär aus organischem Stickstoff entstanden ist. Hohe natürliche Stickstoffkonzentrationen im Grundwasser wurden auch von MÜLLER (1969) beschrieben. Ammonium kann in Grundwasser besonders durch mikrobielle Aktivität zu Nitrat oxidiert werden. Nitrit ist eine Zwischenstufe bei der Reduktion von Nitrat zu N₂ bzw. bei der Oxidation von Ammonium zu Nitrat.

Nitrat und Ammonium gehören zu den wasserwirtschaftlich problematischen Stoffen. In Sachsen wurden NO₃-Gehalte in Mineralwässern von < 0,01 mg/l bis 93,4 mg/l (**Obercrinitz**, **Radiumquelle**) festgestellt. Ein Zusammenhang zwischen den Gehalten an Ammonium, Nitrit und Nitrat ist nicht erkennbar.

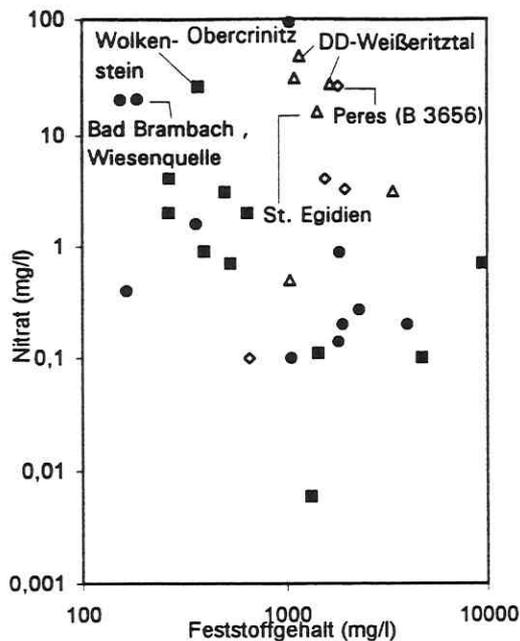


Abb. 39: Nitratgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

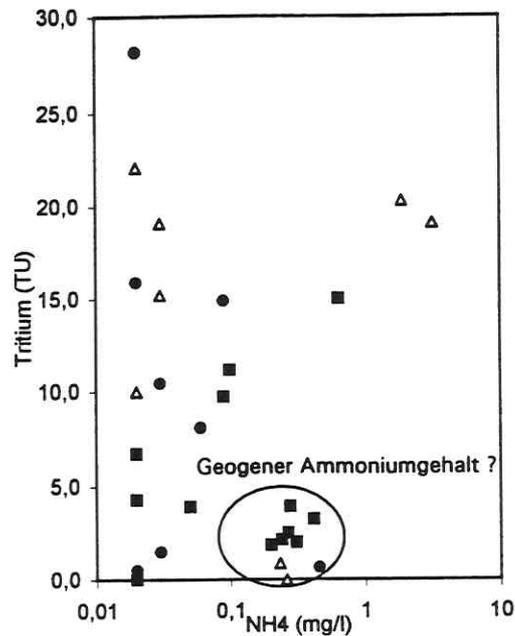


Abb. 40: Ammonium- in Verbindung mit den Tritiumgehalten in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

- Hohe NO_3 -Gehalte über 10 mg/l wurden in Wässern gefunden, die ebenfalls hohe Tritiumanteile besitzen und sind auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen.
- Sehr niedrige Nitratgehalte < 1 mg/l existieren in den Mineralwässern im südlichen Vogtland (Ausnahme: Wiesenquelle in **Bad Brambach**).
- In **Bad Elster** und in **Sohl** existieren teilweise verhältnismäßig hohe NH_4 -Gehalte von 0,2 mg/l (Sohl, Sachsenquelle) bis 0,42 mg/l (Bad Elster: Moritzquelle1), obwohl in diesen Wässern kaum Nitrat nachgewiesen wurde.
- Vergleicht man den NH_4 -Anteil mit den Tritiummessungen, so läßt sich eine Gruppe abgrenzen, die bei niedrigen Tritiumanteilen erhöhte Ammoniumgehalte (0,16 bis 0,45 mg/l) besitzt (Abb. 40). Die Tritiumsignatur dieser Wässer weist auf eine relativ hohe mittlere Verweilzeit hin. Hierbei handelt es sich neben den Mineralwässern in **Bad Elster** und **Sohl** auch um das Wasser der Bohrung Hy D 504/90 in **Dresden-Briesnitz**, dem Liegendwasserdurchbruch im **Tagebau Berzdorf** und den Tiefbrunnen von **Hagenest** (B 6a/76 und B 6e/79). Der Stickstoff in diesen Wässern ist zum Teil wahrscheinlich geogener Natur und möglicherweise über einen salinaren Anteil oder Gaszumischungen vulkanogenen Ursprungs in diesen Wässern entstanden.
- Die in der 90 m tiefen Bohrung B 3656 festgestellten ungewöhnlich hohen NO_3 -Gehalte im **Tagebau Peres** (Unterlagen der MIBRAG) können probenahmebedingt eine Folge der Ammoniumoxidation sein, welche innerhalb kürzester Zeit nach der Probenahme erfolgt, wenn es nicht sofort zu einer analytischen Bestimmung kommt.

Kieselsäure

Der Kieselsäuregehalt im Grundwasser entsteht in erster Linie durch die Verwitterung von Silikaten und amorpher Kieselsäure. Es handelt sich bei der Lösung um eine molekulare Dispersion. Die Löslichkeit von amorpher Kieselsäure ist temperaturabhängig und wird durch pH-Änderungen im Bereich von 1 bis 9 kaum beeinflusst (MATTHESS 1994). Oberhalb von pH 9 nimmt die Löslichkeit von SiO₂ schnell zu und kann zu sehr hohen Kieselsäuregehalten führen (HEM 1985). Die SiO₂-Konzentrationen natürlicher Wässer befinden sich generell zwischen 1 bis 30 mg/l (MATTHESS 1994). Die Gehalte an Kieselsäure (im Folgenden bestimmt als H₂SiO₃) reichen in den Mineralwässern von 5,24 mg/l (**Bad Brambach**: Wiesenquelle) bis 79,4 mg/l (**Bad Muskau**: Bergquelle). Eine Beziehung zum Feststoffgehalt ist nicht erkennbar.

- Hohe H₂SiO₃-Gehalte (19,65 bis 53,05 mg/l) wurden in den Mineral- und Thermalwässern des mittleren Erzgebirges (**Wolkenstein**, **Wiesbaden**, **Lauta**, **Bohrung Schönbrunn**) sowie im Wasser des Liegendwasserdurchbruchs im **Tagebau Berzdorf** und den Mineralwässern in der **Grube Schönbrunn** und der Tiefbohrung **Neumühle** festgestellt.
- Die hohe H₂SiO₃-Konzentration im **Schönberger Säuerling**, in **Königstein** (Hechtquelle) sowie in **Dresden-Kemnitz** (24,89 - 52,7 mg/l) kann die Folge der CO₂-Einwirkung und damit verstärkte Verwitterung von Silikaten sein.
- Die hohen Werte in den Mineralwässern von **Bad Muskau** und **Bad Lausick** (14,41 bis 79,9 mg/l) können mit der Pyritoxidation zusammenhängen. Die hierbei entstehenden Lösungen mit sehr niedrigen pH-Werten führen zur Freisetzung von SiO₂ aus silikatischen Mineralen.
- Im südlichen Vogtland sind die H₂SiO₃-Gehalte in den Mineralwässern von **Bad Elster** und **Sohl** (7,2 bis 12,44 mg/l) niedriger als in den (CO₂-reicheren) Mineralwässern in **Bad Brambach** und **Schönberg** (12,44 bis 24,89 mg/l).
- In den Mineralwässern des Typs "Sedimentite Oberkarbon - Kreide" wurden noch Kieselsäuregehalte von 12,05 mg/l (**Dresden-Briesnitz**, Alter Brunnen) bis 52,7 mg/l (**Dresden-Kemnitz**) festgestellt. Die hohen Werte von Dresden-Kemnitz resultieren aus der verstärkten Mineralalteration durch das CO₂.

Die Löslichkeit von SiO₂ ist temperaturabhängig. Da sich beim gelösten SiO₂ nach einer Temperaturerniedrigung wiederum nur allmählich ein neues Gleichgewicht einstellt, kann SiO₂ als Geothermometer genutzt werden und somit ein Anhaltspunkt für die (Mindest-) Zirkulationstiefe des Thermalwassers sein. Die Voraussetzung für diese Abschätzung ist die Kenntnis über den regionalen geothermalen Gradienten. Bei Geothermalstudien wird die Löslichkeit von amorphem SiO₂, Chaledon und Quarz zugrunde gelegt.

FOURNIER (1981) beschreibt folgende Beziehungen zwischen SiO₂ und der zu bestimmenden Geotemperatur:

amorphes SiO ₂	t _{am}	=	(731/4,52 - lg SiO ₂) - 273,15
Chaledon	t _{ch}	=	(1032/4,69 - lg SiO ₂) - 273,15
Quarz (konduktive Abkühlung)	t _q	=	(1309/5,19 - lg SiO ₂) - 273,15

Die SiO_2 -Methode wird bei Temperaturen von 0 bis 250 °C angewandt. Die Anwendbarkeit von Geothermometern allgemein unterliegt folgenden Rahmenbedingungen (zusammengefaßt in PLUM 1989):

1. Lange Gesteins - Wasser Wechselwirkung in einem als homogen anzunehmenden Grundwasserleiter
2. Einstellung eines temperaturabhängigen thermodynamischen Gleichgewichtes zwischen Wasser und Kontaktgestein; dieses ist identisch mit der temperaturabhängigen SiO_2 -Sättigung des Wassers
3. Die Einstellzeit des Gleichgewichtes muß lang sein
4. Möglichst kurze Aufstiegszeit des Wassers
5. Keine Vermischung zwischen dem aufgestiegenen Wasser und oberflächennahen Grundwässern
6. Das an die Oberfläche gelangte Wasser ist an den Mineralen übersättigt, die zur geothermometrischen Bestimmung genutzt werden.

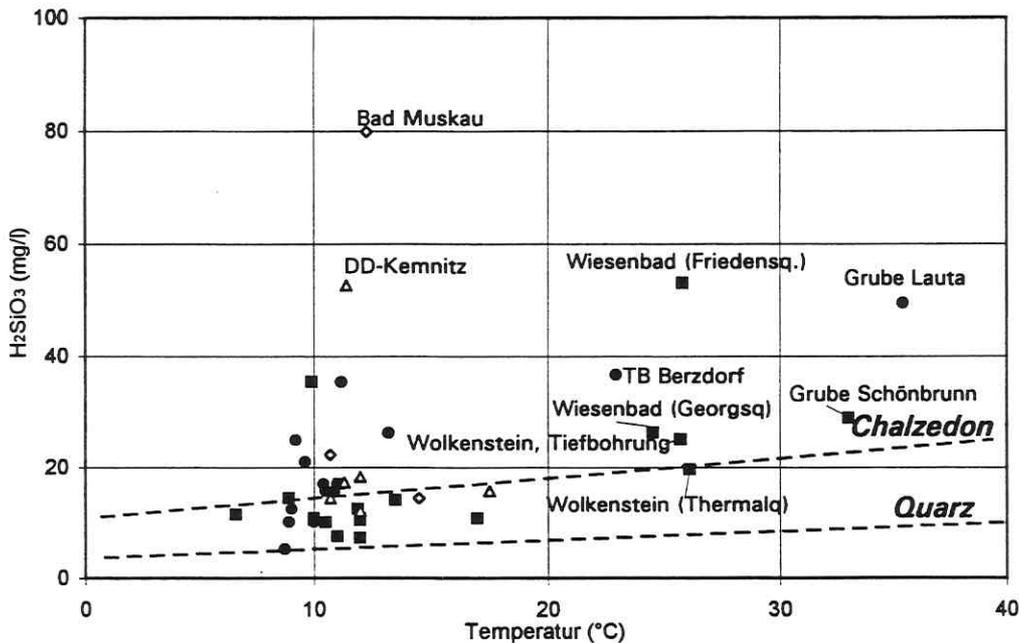


Abb. 41: Chalzedon- und Quarzsättigungskurven nach HENLEY et al. (1984) und Kieselsäuregehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Folgende Schwierigkeiten treten bei der SiO_2 -Methode auf:

- der SiO_2 -Gehalt im Grundwasser ist abhängig von der jeweils dominierenden festen Phase. Somit muß auch die betreffende Quarzmodifikation bekannt sein, aus der das SiO_2 gelöst wurde.
- SiO_2 wird im Grundwasser durch Einfluß von Säuren, die zu einer erhöhten Silikatverwitterung führen, angereichert. Hierzu gehört z.B. der Einfluß von Schwefelsäure, die durch die Pyritverwitterung entstanden ist oder die Zumischung von magmatogenem CO_2 . Beide Lösungseffekte führen zu SiO_2 -Konzentrationen im Grundwasser, die weit über die Sättigungskonzentration von Quarz oder Chalzedon hinausgehen (PLUM 1989). Somit ist die

SiO₂-Methode nicht bei Grundwässern mit hohem Gehalt an überschüssigem CO₂ oder Pyritoxidationswässern anwendbar.

- bei sehr alten Grundwässern, wo es durch einen lang andauernden Kontakt zwischen Gestein und Wasser zu einer Erhöhung des SiO₂-Gehaltes kommt, läßt sich die SiO₂-Methode ebenfalls nicht anwenden.

Eine generelle Übereinstimmung der SiO₂-Temperatur mit der tatsächlichen Aquifertemperatur fanden jedoch SWANBERG & MORGAN (1979) bei statistischen Untersuchungen von Grundwässern in den USA heraus.

Für die Thermalwässer Sachsens ergeben sich nach dem SiO₂-Geothermometer nach FOURNIER (1981) bzw. HENLEY et al. (1984) für Chalzedon und für Quarz folgende Reservoirtemperaturen:

Mineralwasser	H ₂ SiO ₃ -Gehalt (mg/l)	Temp. Probe	berechnete Temperatur Chalzedon Lösungsgleichgewicht	berechnete Temperatur Quarz (konduktive Abkühlung) Lösungsgleichgewicht
Wolkenstein, Thermalquelle	19,65	26,2	21	53
Wiesbaden, Georgsquelle	26,2	24,6	32	64
Wiesbaden, Sophienquelle	22	8,2	25	57
Wiesbaden, Friedensquelle	53,05	25,9	62	93
Lauta, Abrahamschacht	49,5	35,4	59	89
Grube Schönbrunn, Thermalquelle	28,82	33	35	67
Neumühle, Tiefbohrung	29,2	16	35	68
Neustadt (Sachsen), Thermalquelle	46,8	38	56	87
Liegendwasserdurchbruch TB Berzdorf	36,38	23	45	77
Liegendwasserdurchbruch TB Schleenhain	14	17,5	9	42

Tab. 18: Anhand des SiO₂-Gehaltes nach FOURNIER (1981) bzw. HENLEY et al. (1984) für Chalzedon und für Quarz berechnete Reservoirtemperaturen

Welche SiO₂-Modifikation in den Wässern dominant ist, läßt sich anhand der Datenbasis nicht klären. Die berechneten Bildungstemperaturen werden zwischen Chalzedon und Quarz liegen. Da die regionalen geothermalen Gradienten zu den betreffenden Thermalwässern nicht genau bekannt sind, sind konkrete Aussagen zur Bildungstiefe der Wässer nicht möglich. Durch die geothermometrischen Berechnungen wird jedoch das schnelle Aufsteigen der Wässer aus größeren Tiefen belegt. Im Gegensatz dazu zeigt sich, daß das Wasser des Liegendwasserdurchbruchs im Tagebau Schleenhain nicht durch hydrothermale Konvektion (entlang einer Störungszone) erwärmt wurde, sondern bei einem normalen geothermischen Gradienten.

Bor

Wichtigste Bor-Mineralen sind Turmalin und untergeordnet Biotit und Amphibole. Bor kann nach WEGEHAUPT (1962) in marinen Schieferfolgen angereichert sein. Nach CHRIST & HARDER (1978) treten hohe Borkonzentrationen auch im Bereich hydrothermalen Gangmineralisationen, in Formationswässern und in salinaren Tiefenwässern auf.

SCHLEYER & KERNDORFF (1992) geben einen mittleren Borgehalt in oberflächennahen Grundwässern in den alten Bundesländern von 0,0035 mg/l an. In Sachsen existieren nach KARDEL et al. (1996) niedrige Borgehalte generell im Bereich der Metamorphite des Erzgebirges und des Granulitgebirges sowie im Nordwestsächsischen Eruptivkomplex und den dortigen Lößbedeckungen. Im Randbereich der Granite des Mittel- und Westerzgebirges und des nördlichen Vogtlandes (mit Ausnahme des Kirchberger Granites) ist nach PÄLCHEN & OSSENKOPF (1989) das Auftreten von starken Boranomalien charakteristisch.

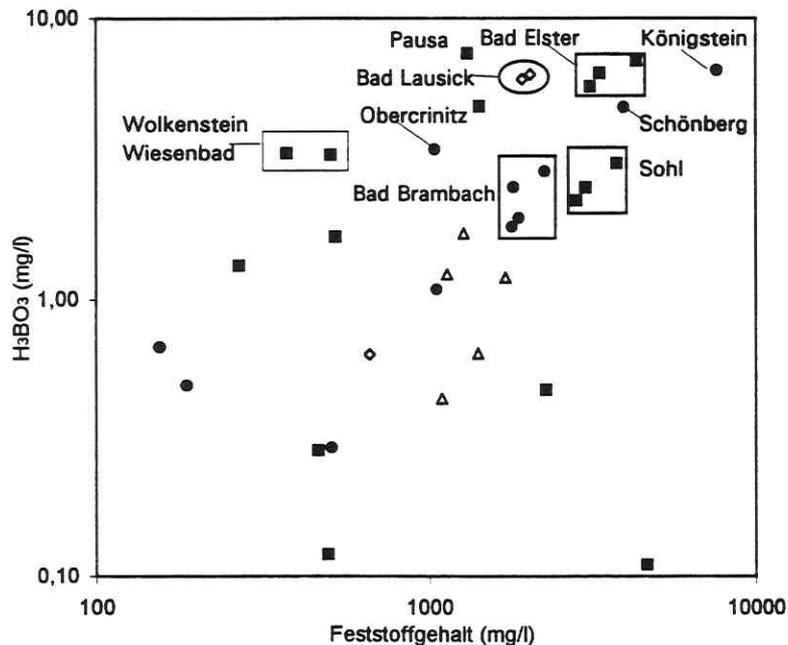


Abb. 42: Orthoborsäuregehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Die Werte für H₃BO₃ reichen von < 0,12 mg/l bis 7,52 mg/l (Pausa: Albertquelle), wobei ein allgemeiner Anstieg mit dem Feststoffgehalt erkennbar ist. Eine Anreicherung von Bor in den Mineralwässern aus granitoiden Grundwasserleitern besteht nicht. Hohe Borkonzentrationen wurden in den CO₂-reichen Mineralwässern des Typs "Metamorphite" und in den schwefelsauren Mineralwässern von Bad Lausick (um 6 mg/l) festgestellt. Die regionale Verbreitung der Borgehalte in den Mineral- und Thermalwässern deckt sich nicht mit den von KARDEL et al. (1996) beschriebenen geogenen Boranomalien.

- In den Mineralwässern des **südlichen Vogtlandes** bestehen starke Schwankungen im Gehalt an Orthoborsäure. Hohe Gehalte bis 7,07 mg/l wurden z.B. in **Bad Elster** in der Salzquelle gemessen, während dort die beiden Wässer mit niedrigerem Lösungsinhalt der Marienquelle 2 und der Sprudelquelle 3 mit 0,29 bis 1,7 mg/l deutlich darunter liegen. Ein Unterschied besteht auch zu **Sohl** (Gehalte um 2-3 mg/l), obwohl ansonsten zu den höher

mineralisierten Wässern von Bad Elster in der allgemeinen chemischen Beschaffenheit eine auffallende Ähnlichkeit besteht.

- Ebenfalls im Bereich um 2 mg/l befinden sich die Wässer von **Bad Brambach**.
- In den Mineralwässern des Typs "Sedimentite Oberkarbon - Kreide" liegt der Orthoborsäuregehalt mit Werten um 1 mg/l im Verhältnis zu den übrigen Wässern niedrig. Unterhalb davon liegen die Werte der Thermalwässer der **Grube Schönbrunn** (0,47 mg/l) und der **Tiefbohrung Neumühle** (0,11 mg/l).
- Um 4,5 - 6,5 mg/l betragen die H₃BO₃-Gehalte in den Sauerlingen von **Schönberg** und **Königstein** (Hechtquelle).
- Die hohen Borkonzentrationen in der Albertquelle in **Pausa** können aus den marinen ordovizischen Schieferabfolgen stammen.

5.4 Spurenelemente (As, Be, Cd, Cr, Hg, Ni, Pb, Rb, Cs, Se, V, Al, Cu, Zn, Co, Ag, Mo, U)

Arsen

Arsen ist in Erzlagerstätten, in Kohlen und im Erdöl angereichert. Anthropogen kann Arsen auch in Sickerwässern aus Abfalldeponien in erhöhten Konzentrationen enthalten sein (SCHLEYER & KERNDORFF 1992). In Sachsen beschreiben KARDEL et al. (1996) hohe As-Gehalte in jüngeren Graniten des Ost- und Mittel Erzgebirges und dem Granitporphyr von Altenberg-Frauenstein. Hohe As-Konzentrationen können ebenfalls in Sedimentiten der Trias und des Perms enthalten sein, wie z.B. in Schichten des Döhlener und des Erzgebirgischen Beckens, welche KARDEL et al. (1996) u.a. auf die Abtragung As-führender Vererzungen des Erzgebirges zurückführen.

In den beprobten Mineralwässern reichen die Arsengehalte von < 0,001 mg/l bis 0,41 mg/l (Christian Eberhardinen Quelle in **Bad Reiboldsgrün**: 0,39 mg/l und Hechtquelle in der **Grube Königstein**: 0,41 mg/l). Erhöhte Gehalte von 0,01 mg/l bis 0,044 mg/l finden sich noch in Wässern im südlichen Vogtland (**Bad Brambach**, **Sohl**) sowie in **St. Egidien** (Bohrung Nr. 109/84), **Wiesbaden** (Georgsquelle) und **Bad Lausick** (Albertbrunnen).

Beryllium

Beryllium ist ein sehr seltenes Element und wurde in nur zwei Fällen in einem Mineralwasser nachgewiesen. Hierbei handelt es sich um das Vorkommen in der **Grube Königstein** (Hechtquelle: 0,029 mg/l) und das Wasser des Albertbrunnens in **Bad Lausick** (0,0367 mg/l). Nach HEM (1985) sind erhöhte Werte nur in Wässern mit niedrigen pH-Werten zu erwarten.

Cadmium

Cadmium ist ebenfalls ein seltenes Element, welches in Blei- und Zinkerzen enthalten ist. Da Cadmium technisch verwertet wird, können anthropogen erhöhte Cd-Gehalte im Grundwasser existieren. SCHLEYER & KERNDORFF (1992) geben mittlere Cd-Gehalte von 0,000013 bis 0,00002 mg/l für wasserwirtschaftlich genutzte Grundwässer an.

In den sächsischen Mineralwässern wurde Cadmium nur in drei Vorkommen nachgewiesen. Hierzu gehören zwei Mineralwässer des Typs "Granit/Granodiorit" nämlich in **Obercrinitz** (Radiumquelle) mit 0,00067 mg/l und **Berggießhübel** mit 0,00057 mg/l. Etwa um den Faktor 5 - 10 höher ist der Cadmiumgehalt in zwei Mineralwässern des Typs "Tertiär/Quartär", die in ihrer chemischen Beschaffenheit durch Pyritoxidation überprägt sind: in **Bad Lausick** (Albertbrunnen) beträgt der Cd-Gehalt 0,0047 mg/l und in **Bad Muskau** (Bergquelle) 0,002 mg/l.

Chrom

SCHLEYER & KERNDORFF (1992) geben eine geogen bedingte mittlere Konzentration von 0,00005 bis 0,00015 mg/l an. In Sachsen wurden die höchsten Cr-Gehalte von KARDEL et al. (1996) in tertiären Basaltoiden sowie in basischen bis ultrabasischen metamorphen Magmatiten angegeben. In den sächsischen Mineralwässern beträgt der Chromgehalt < 0,05 mg/l.

Quecksilber

Quecksilber ist wegen seiner geochemischen Seltenheit und seiner geringen hydrochemischen Mobilität nur in sehr niedrigen Konzentrationen in Grundwässern enthalten (SCHLEYER & KERNDORFF 1992). In den Mineralwässern Sachsens reichen die Hg-Gehalte von < 0,0001 bis 0,00072 mg/l. Die höchsten Konzentrationen mit Werten über 0,00055 mg/l wurden in der Radiumquelle in **Obercrinitz**, der Thermalquelle in **Wolkenstein**, der Georgsquelle in **Wiesbaden**, in der Waldquelle in **Sohl** und in dem Thermalwasser der **Grube Schönbrunn** gemessen.

Nickel

Die durchschnittlichen Ni-Konzentrationen betragen für westdeutsche Grundwässer nach SCHLEYER & KERNDORFF (1962) 0,0001 mg/l. KARDEL et al. (1996) geben als geogenen Background in Sachsen besonders niedrige Ni-Gehalte (< 10 mg/kg) in sauren Magmatiten, Orthometamorphiten und Sedimentiten der Kreide an. Die höchsten Ni-Konzentrationen von über 80 mg/kg treten in den paläozoischen basischen Vulkaniten des Vogtlandes und des Elbtalschiefergebirges, den tertiären basischen Vulkaniten und den Metabasiten Mittelsachsens und des Erzgebirges auf.

In den Mineralwässern wurden die höchsten Ni-Gehalte in **Oberbrambach** (Henry-Klinkert-Brunnen: 0,235 mg/l) und in **Bad Lausick** (Albertbrunnen: 0,349 mg/l, Matthesbrunnen: 0,304 mg/l) gemessen. Der hohe Meßwert in Bad Lausick kann mit der Pyritoxidation in Verbindung gebracht werden. Ebenfalls erhöhte Werte wurden in der Moritzquelle in **Bad Elster** (0,0676 mg/l) und in der Bergquelle in **Bad Muskau** (0,061 mg/l) gemessen. Die übrigen Mineralwässer besitzen Ni-Gehalte von < 0,001 mg/l bis 0,032 mg/l.

Blei

Geogen erhöhte Bleigehalte im Grundwasser werden neben der Lösung von Pb-haltigen Mineralen auch durch die Oxidation von Pb-Sulfiden ähnlich wie die Eisenfreisetzung bei der Pyritoxidation hervorgerufen. Da Blei mit seinen sulfidischen, sulfatischen und karbonatischen Verbindungen nur gering löslich ist, ist der Gehalt dieses Metalls im Grundwasser generell niedrig. Der durchschnittliche Bleigehalt in anthropogen unbelasteten Grundwässern liegt nach SCHLEYER & KERNDORFF (1992) bei 0,00015 mg/l. Nach KARDEL et al. (1996) existieren in Sachsen im Gestein hohe geogene Backgroundwerte für Blei in Graniten und Granodioriten der Elbezone und der Lausitz sowie im Granulitgebirge (Werte über 42 mg/kg). Hohe Werte treten auch im Unteren Tuff (Perm) des Erzgebirgischen Beckens und in Sedimentiten des Zechstein und im Löß auf. Die niedrigsten Bleigehalte haben die Autoren in jüngeren Graniten des Vogtlandes und des Westerzgebirges und in tertiären Basalten gemessen (Werte < 15 mg/kg).

In Sachsen wurden in den Mineralwässern Pb-Konzentrationen von < 0,0005 bis 0,079 mg/l (**Bad Reiboldsgrün**) bestimmt. Erhöhte Werte ab 0,03 mg/l existieren in Mineralwässern des Typs "Granit/Granodiorit" neben **Bad Reiboldsgrün** in **Bad Brambach** (Untere Grenzquelle), **Obercrinitz** (Radiumquelle) sowie in Mineralwässern des Typs "Metamorphit" in der Grube **Schönbrunn** (Thermalquelle) und **Pausa** (Albertquelle). In Wasser der Bergquelle in **Bad**

Muskau, welches einen wesentlichen Teil der Mineralisation über die Pyritoxidation erhält, wurde noch ein Bleigehalt von 0,044 mg/l festgestellt.

Rubidium

Der Rubidiumgehalt in Gesteinen ist nach PÄLCHEN et al. (1982) im Bereich des Erzgebirges vor allem in jungen Graniten besonders hoch (> 420 mg/kg). In den Mineralwässern von Sachsen reicht die Rb-Konzentration von < 0,0002 bis 0,13 mg/l (**Bad Elster**: Moritzquelle, Marienquelle1). Es ist eine deutliche Korrelation zu Natrium, Kalium, Lithium und zu Cäsium zu erkennen. Die höchsten Rb-Konzentrationen ab 0,05 mg/l sind in Mineralwässern des südlichen Vogtlandes in **Bad Elster** (Marienquelle 1, Moritzquelle, Salzquelle), dem **Schönberger Säuerling**, in **Sohl** (Hofquelle, Sachsenquelle) und in **Bad Brambach** (alle außer der Wiesenquelle) sowie im nördlichen Vogtland im Mineralwasser der **Bohrung Neumühle** und in der **Grube Schönbrunn** gemessen worden.

Cäsium

Die Cäsiumkonzentrationen in den Mineralwässern reichen von < 0,005 bis 0,423 mg/l (Thermalwasser **Grube Schönbrunn**) und liegen damit etwas über dem Rubidium. Cäsium besitzt eine deutliche Korrelation zu Natrium, Kalium, Rubidium und zum Lithium. Es besteht ebenfalls eine deutliche Korrelation zum Feststoffgehalt. Erhöhte Cs-Gehalte besitzen die Mineralwässer im südlichen Vogtland (**Bad Elster**, **Bad Brambach**, **Sohl**: 0,077 mg/l in Bad Elster, Marienquelle3 bis 0,26 mg/l in Bad Elster, Salzquelle) mit Ausnahme der Eisen- und Wiesenquelle in Bad Brambach. Besonders niedrige Cs-Konzentrationen wurden in den allgemein gering mineralisierten Wässern, wie z.B. in den Thermalwässern des **mittleren Erzgebirges** und in den radonhaltigen Mineralwässern aus Graniten festgestellt.

Selen

Selen gehört zu den sehr seltenen Elementen, welches fast ausschließlich in Spuren der Sulfide von Fe, Cu und Zink vorkommt (SCHLEYER & KERNDORFF 1992). In den Mineralwässern Sachsens wurden Selengehalte von < 0,001 bis 0,01 mg/l (Liegendwasserdurchbruch **Tagebau Schleenhain**) angetroffen, wobei in der Mehrzahl der Mineralwässer die meßbare Selenkonzentration sich nahe der Nachweisgrenze befindet. Ein Zusammenhang zwischen dem Selengehalt und dem Feststoffgehalt ist nicht erkennbar. Werte > 0,002 mg/l wurden auch in den Mineralwässern in **Bad Reiboldgrün** und in **Berggießhübel** gemessen. Hier kann eine Verbindung zu dort existierenden sulfidischen Erzgängen (selenidische Paragenesen) bestehen. Der Selengehalt von 0,01 mg/l im Liegendwasserdurchbruch des Tagebaus Schleenhain hebt sich deutlich von den übrigen Wässern ab.

Vanadium

Vanadium ist in Magmatiten als Spurenelement hauptsächlich in basischen Mineralen (Magmatit, Pyroxen, Amphibolen und Biotit) enthalten. Eine Anreicherung erfolgt in Sulfid-Erzen (MATTHESS 1994). In den Mineralwässern Sachsens betragen die Vanadiumgehalte < 0,05 mg/l (Ausnahme: **Bad Brambach**, Untere Grenzquelle mit einem V-Gehalt von 0,06 mg/l).

Aluminium

Aluminium ist ein wesentlicher Bestandteil von Magmatiten und deren Zersetzprodukten, den Tonen sowie deren diagenetisch und metamorph überprägten Folgegesteinen (ca. 80000 mg/kg). Geringere Gehalte existieren in Sandsteinen (ca. 32000 mg/kg) und Karbonaten (ca. 10000 mg/kg). Die geringsten Al-Gehalte besitzen Evaporite mit ca. 30 mg/kg (SCHLEYER & KERNDORFF 1992). Aluminium ist Bestandteil vieler Silikate, wie z.B. Feldspäte, Glimmer,

Amphibole und Tone. Mit sinkendem pH-Wert steigt die Al-Löslichkeit (HEM 1985). In schwefelsauren Wässern sind die Al-Gehalte durch Zerstörung der silikatischen Matrix als Folge der Pyritoxidation hoch und führen u.a. zur Bildung von Alunit ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$). Nach SCHLEYER & KERNDORFF (1992) ist die bedeutendste anthropogene Al-Quelle die Aluminiummobilisierung in Böden durch sauren Regen und Sickerwässer von Deponien. Die durchschnittlichen Al-Gehalte in Deutschland reichen nach Untersuchungen dieser Autoren von < 0,01 mg/l bis 0,06 mg/l.

In Mineralwässern in Sachsen reicht die Aluminiumkonzentration von < 0,001 mg/l bis 70,2 mg/l im Albertbrunnen in **Bad Lausick**. Hierbei lassen sich zwei Bereiche abgrenzen:

1. sehr hohe Al-Gehalte bis 70,2 mg/l in den Mineralwässern, deren chemische Beschaffenheit im wesentlichen durch Pyritoxidation beeinflusst ist (**Bad Lausick, Bad Muskau, Hagenest**: Brunnen 6e/79). Es besteht lineare Beziehung zwischen Zunahme des Al-Gehaltes und der H^+ -Konzentration (Abnahme des pH-Wertes).
2. niedrige Al-Gehalte von < 0,01 mg/l bis 0,23 mg/l (**Bad Brambach**: Radonquelle) in den übrigen Mineralwässern. Eine Korrelation zum pH-Wert ist sehr gering bis zweifelhaft. Es besteht zu keinem anderen Element eine lineare Beziehung.

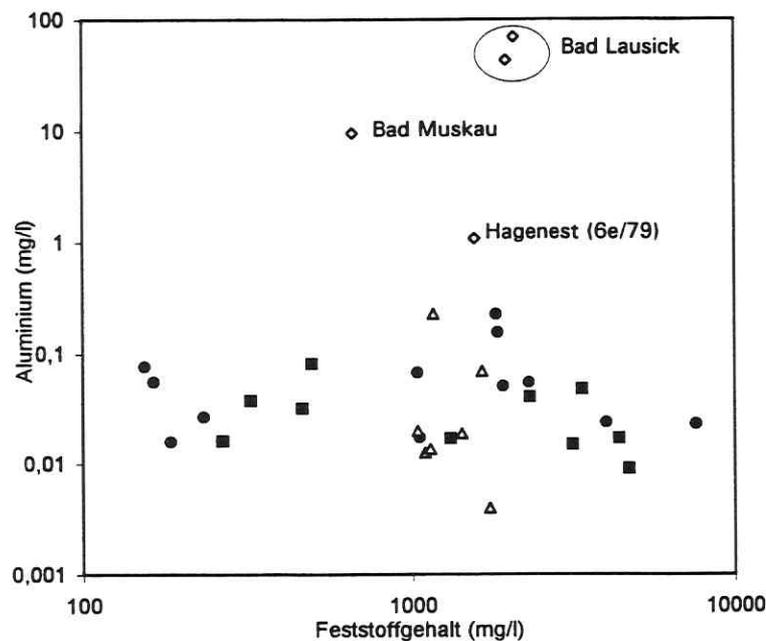


Abb. 43: Aluminiumgehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Kupfer

Die Kupfergehalte in Gesteinen sind generell niedrig. Hohe Gehalte können im Bereich von sulfidischen Cu-Vererzungen und deren Verwitterungsprodukten (Karbonate, Oxide) auftreten. SCHLEYER & KERNDORFF (1992) unterscheiden zwischen den durchschnittlichen Cu-Gehalten in Magmatiten und Tongesteinen (40 - 100 mg/kg), Sandsteinen (15 mg/kg) und Karbonatgesteinen (4 mg/kg). Die Autoren geben für Grundwässer aus Lockersedimenten durchschnittliche Cu-Konzentrationen bis zu 0,0085 mg/l an. Nach KARDEL et al. (1996)

existieren die niedrigsten Gehalte (< 7 mg/kg) in magmatogenen Restdifferentiaten, wie den erzgebirgischen und vogtländischen Graniten und Rhyolithen. Die höchsten Werte (<56 mg/kg) besitzen die kambroordovizischen basischen Vulkanite, die Metabasite des Erzgebirges, die tertiären Basaltoide und die Sedimente des Zechsteins.

In Mineralwässern in Sachsen wurden nur in drei Vorkommen Cu-Gehalte oberhalb der Nachweisgrenze von 0,003 mg/l festgestellt. Hierbei handelt es sich um den Matthesbrunnen in **Bad Lausick** (0,0055 mg/l), die Schillerquelle in **Bad Brambach** (0,073 mg/l) und den Brunnen B 109/84 in **St. Egidien** (0,01 mg/l). In **Gruben bei Meißen** wurde von FLECK (1883) ein Cu-Gehalt von 0,14 mg/l angegeben, den der Autor auf die polymetallischen Gangmineralisationen im damaligen Silberbergwerk von Scharfenberg zurückführte.

Zink

Zink gehört zu den verhältnismäßig häufigen Elementen, welches Eisen oder Magnesium in Silikaten ersetzt. Da Zink ein weitverbreiteter Werkstoff ist, treten erhöhte Zn-Gehalte im Bereich von Deponien und im Bereich von Metallverhüttung auf (MATTHESS 1994). Zinkverbindungen sind vor allem bei pH-Werten unterhalb von 7 gut löslich. Die durchschnittlichen Gehalte für Grundwässer zu Trinkwasserzwecken liegen nach SCHLEYER & KERNDORFF (1992) bei 0,027 - 0,117 mg/l. KARDEL et al. (1996) geben in Sedimenten und Gesteinen Sachsens die niedrigsten geogenen Backgroundwerte (< 30 mg/kg) in Schmelzwasserbildungen des Quartärs, sowie in Sedimenten des Tertiärs und der Kreide an. Die höchsten Zn-Gehalte von > 105 mg/kg besitzen die Phyllite des Erzgebirges, des Elbtalschiefergebirges und des Vogtlandes sowie die Tonschiefer und Glimmerschiefer Mittelsachsens.

Die Mineralwässer enthalten Zn-Gehalte von < 0,002 mg/l bis 1,2 mg/l (**Bad Lausick**, Albertbrunnen). Zink besitzt eine sehr enge Korrelation zu Aluminium (0,932), eine enge negative Korrelation zum pH-Wert (-0,745) und eine deutliche Korrelation zu SO₄ (0,647). Die höchsten Zinkkonzentrationen wurden im Wasser des Albertbrunnens und des Matthesbrunnens in **Bad Lausick** mit Werten um 1 mg/l festgestellt. Der hohe Zn-Gehalt von 0,51 mg/l im Wasser der Mineralwasserbohrung **Berggießhübel** paßt zu den von KARDEL et al. (1996) bestimmten erhöhten Werten im Elbtalschiefergebirge.

Kobalt

Kobalt ist in ultrabasischen Gesteinen angereichert. Wegen der geringen Löslichkeit von Kobalt und seinem Sorptionsverhalten sind die Gehalte im Grundwasser im allgemeinen sehr niedrig. In den Mineralwässern Sachsens konnten Kobaltgehalte über der Nachweisgrenze von 0,08 mg/l nur in der Albertquelle in **Pausa** (0,324 mg/l) und im Albertbrunnen in **Bad Lausick** (0,115 mg/l) nachgewiesen werden.

Silber

Die Silberkonzentrationen sind in Grundwässern wegen der Seltenheit dieses Elementes nur sehr gering. Nach SCHLEYER & KERNDORFF (1992) befinden sich die natürlichen Silbergehalte in Grundwässern zwischen < 0,00001 und 0,001 mg/l. Erhöhte Ag-Konzentrationen werden nur im Bereich von polymetallischen Vererzungen oder anthropogen im Kontaktbereich bestimmter Abfälle z.B. aus der Fotoindustrie angetroffen. In den Mineralwässern Sachsens wurden in 5 Fällen Silbergehalte oberhalb der Nachweisgrenze von 0,0005 mg/l bestimmt. Hierbei handelt es sich um die Mineralwässer im **Tagebau Berzdorf** (0,0008 mg/l), **Dresden-Briesnitz** („Alter Brunnen“ und B Hy D 504/90, jeweils 0,0011 mg/l) sowie der Albertbrunnen (0,001 mg/l) und der Matthesbrunnen (0,0008 mg/l) in **Bad Lausick** und der Tiefbrunnen in **Naundorf** (0,0012 mg/l).

Molybdän

Molybdän gehört ebenfalls zu den Elementen, die in nur sehr geringen Konzentrationen in Grundwasser vorkommen. Eine Anreicherung findet in fossilen Brennstoffen statt. Die Konzentrationen im Grundwasser sind im allgemeinen wenige $\mu\text{g/l}$ (MATTHESS 1994). In den Mineralwässern Sachsens liegt die Molybdänkonzentration unterhalb der analytischen Nachweisgrenze von 0,08 mg/l.

Uran

Der mittlere Urangehalt sächsischer Gesteine liegt mit 3,5 mg/kg oberhalb des von WEDEPOHL (1995) mit 2,5 mg/kg angegebenen Wertes für die obere kontinentale Kruste (KARDEL et al. 1996). Besonders hohe Gehalte von > 6 mg/kg sind in varistischen Magmatiten zu finden. In den Mineralwässern Sachsens beträgt die Urankonzentration $< 0,05$ mg/l (Ausnahme: **Königstein**, Hechtquelle mit einem Urangehalt von 0,63 mg/l).

5.5 Gasbestimmungen (CO₂, Radon)

CO₂

Eine nähere Beschreibung über CO₂ enthält Kap. 3.7. In den Mineralwässern reicht der CO₂-Gehalt von 9 mg/l (**Tiefbohrung Niederau**) bis 2969 mg/l im Säuerling der Catharinenquelle (**Dresden-Kemnitz**). Es ist auffällig, daß hohe CO₂-Konzentrationen in Mineralwässern des Typs "Granit/Granodiorit", insbesondere im Bereich jungpaläozoischer Granite vorkommen. Hierzu gehören die Mineralwässer im südlichen Vogtland und des Elbtalgrabens.

- In den Mineralwässern von **Bad Brambach**, **Bad Elster**, **Schönberg** und **Sohl** (alle südliches Vogtland) reicht der CO₂-Gehalt von 22 mg/l (Bad Brambach, Wiesenquelle) bis 1672 mg/l (Bad Brambach, Eisenquelle und Schillerquelle). Die Schwankungen der Tritiumwerte lassen erkennen, daß der CO₂-Gehalt im Grundwasser durch das unterschiedliche Mischungsverhältnis mit CO₂-armen jungen Wässern beeinflusst wird. Es ist auffällig, daß bei früheren Untersuchungen des Balneologischen Institutes Bad Elster in Bad Brambach CO₂-Konzentrationen gemessen wurden, die bis zu 1000 mg/l höher lagen. Diese Schwankungen können möglicherweise eine natürliche Ursache haben. So bestanden z.B. in der Zeit von 1957 bis 1985 in der Eisenquelle CO₂-Schwankungen um 500 mg/l (UFZ/HGC 1996). Bei der Wiesenquelle ist der CO₂-Gehalt von 564 mg/l im Jahre 1984 auf 22 mg/l im Jahre 1994 zurückgegangen. Ein Einfluß an magmatogenem CO₂ ist an dieser Quelle auch am $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert (-16 ‰ PDB) nicht mehr zu erkennen.
- Schwankungen im CO₂-Gehalt wurden auch im CO₂-reichen Mineralwasser von **Dresden-Briesnitz** festgestellt. Dort hatten SACHSE & BOHNWAGNER (1991) noch CO₂-Gehalte von 460 bis 605 mg/l angegeben, während 1994 dort nur noch eine CO₂-Konzentration von 383 mg/l gemessen wurde. Es zeigt sich insgesamt, daß der CO₂-Gehalt in den Mineralwässern starken Schwankungen unterliegt.

Radon

Die Herkunft des Radons wird ausführlich im Kapitel 3.7 beschrieben. In Sachsen wurden Radondaten von 24 Mineralwässern bearbeitet. Die Radongehalte reichen von 0,8 Bq/l in **St. Egidien** (Brunnen 109/84) bis 22824 Bq/l in dem Wasser der Radonquelle in **Bad Brambach**. Die höchsten Rn-Emanationen (oberhalb von 1000Bq/l) wurden in Mineralwässern aus Graniten in **Bad Brambach** (alle Mineralquellen), **Schlema** (Gleeßbergquelle) und **Obercrinitz** (Radiumquelle) gemessen. Relativ niedrige Rn-Emanationen wurden in den Mineralwässern des Typs "Metamorphite" im mittleren Erzgebirge und im Vogtland festgestellt. Die mit Abstand niedrigsten Werte besitzen die Wässer in **Bad Lausick** (Albertbrunnen, Matthesbrunnen) und das Wasser des Tiefbrunnens 109/84 in **St. Egidien**.

5.6 Organische Verbindungen (AOX - Summenparameter)

Beim AOX-Wert handelt es sich um einen Summenparameter aller an Aktivkohle adsorbierbaren organischen Halogenverbindungen (Halogene „X“ = Cl + Br + J). Ein deutlich erhöhter AOX-Wert gilt als ein eindeutiger Hinweis auf einen anthropogenen Einfluß. In den sächsischen Mineralwässern wurden AOX-Summenwerte von < 10 µg/l bis 47 µg/l festgestellt. Insgesamt wurden an 17 Mineralwässern AOX-Gehalte oberhalb der Nachweisgrenze von 10 µg/l festgestellt. Leicht erhöhte Werte wurden jedoch auch in Vorkommen bekannt, in denen durch nicht nachweisbares Tritium ein anthropogener Einfluß auf die chemische Beschaffenheit des Wassers ausgeschlossen werden konnte. Hier zeigt sich eine Problematik bei der analytischen Methode zur Bestimmung des AOX-Summenparameters: erhöhte geogene Chloridgehalte können bei der analytisch bedingten Aktivkohleadsorption die AOX-Messung beeinflussen. Somit sind Aussagen über mögliche anthropogene Belastungen anhand von AOX - Konzentrationen nahe der Nachweisgrenze (bis zu 30 µg/l) bei erhöhtem Chloridgehalt nicht möglich. Werte von 30 bis 50 µg/l wurden im Mineralwasser von **Oberbrambach** (Henry-Klinkert-Brunnen), **Bad Reiboldsgrün** (Christian Eberhardinen-Brunnen) und **Bad Lausick** (Matthesbrunnen, Albertbrunnen) festgestellt und weisen für diese Vorkommen wahrscheinlich eine geringe anthropogene Beeinflussung nach.

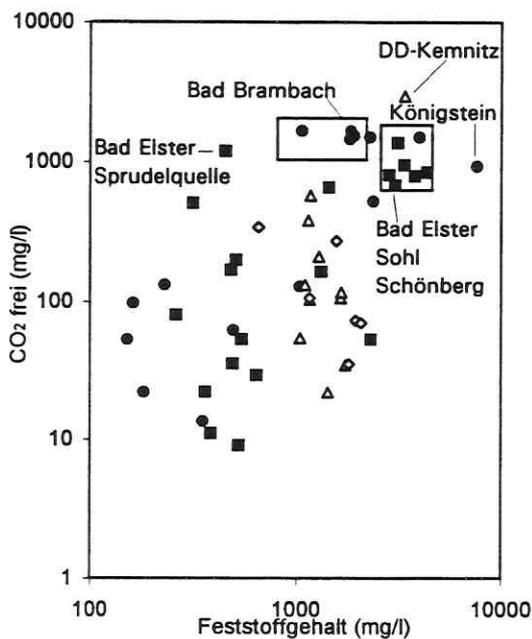


Abb. 44: CO₂-Gehalte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

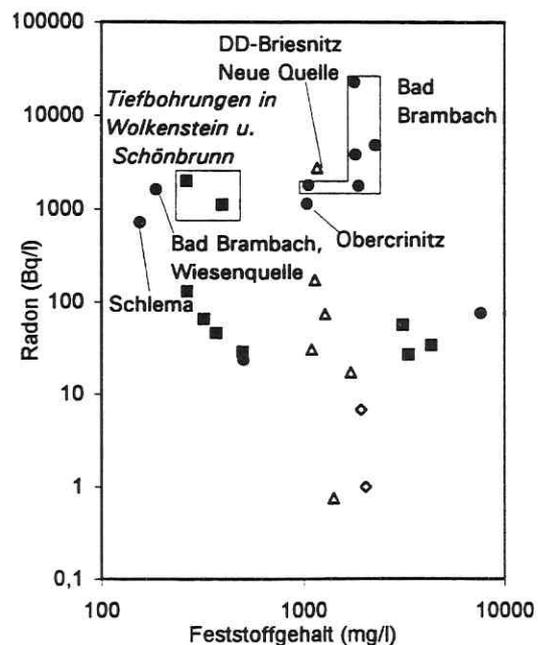


Abb. 45: Radon- Aktivitäten in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

6. Isotopenbestimmungen

6.1 Deuterium/Sauerstoff 18

Die Isotope Deuterium (^2H) und Sauerstoff 18 (^{18}O) gehören zu den schweren Isotopen des Wassermoleküls. In natürlichen Wässern finden sich unter 10^6 Wassermolekülen etwa 160 Moleküle mit dem schweren Wasserstoffisotop ^2H und etwa 2000 Moleküle mit dem schweren Sauerstoffisotop ^{18}O (MOSE & RAUERT 1980). Aufgrund der Dichteunterschiede zu den „leichten“ Wassermolekülen kommt es in der Natur durch physikalische und chemische Effekte zu einer Fraktionierung des Deuterium- und ^{18}O -Anteils im Wasser.

^2H und ^{18}O unterliegen unterschiedlich starker Isotopenfraktionierung bei Übergängen an der Gas-Flüssig-Phasengrenze. Verdunstungsprozesse verändern deshalb das durch das Wasserdampfgleichgewicht vorgegebene Verhältnis von ^2H und ^{18}O . Durch die Variation von ^2H und ^{18}O infolge von Verdunstungsprozessen können beide Isotope als Tracer bei der Differenzierung von Grundwasser und Infiltrat aus Fließgewässern oder zu paläoklimatischen Aussagen genutzt werden. Der $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf kann auch zur Datierung kurzer Zeiträume (< 10 Jahre) verwendet werden, indem man die $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Jahresgänge in mehreren Entnahmestellen vergleicht (**Saisoneffekt**). Wegen des höhenabhängigen Wasserdampfgleichgewichtes und der damit verbundenen Isotopenfraktionierung können die ^2H - und ^{18}O -Gehalte weiterhin für die Bewertung von Grundwassereinzugsgebieten eingesetzt werden (**Höheneffekt**). Eine Fraktionierung durch chemische Reaktion kann durch intensive Zumischung von CO_2 und anderen Gasphasen (z.B. H_2S) sowie durch intensive Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen erfolgen. Es kommt zum Isotopenaustausch.

Die $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte werden als Abweichung zum Meerwasserstandard SMOW (Standard Mean Ocean Water), der mit 0 ‰ in $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ definiert ist, angegeben.

Im allgemeinen besteht bei meteorischen Grundwässern aufgrund des Wasserdampfgleichgewichtes im Niederschlag eine lineare Beziehung zwischen $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ in Form folgender Gleichung, die als Global Meteoric Water Line (GMWL) bezeichnet wird:

$$\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10$$

Auf dieser allgemeinen Niederschlagsgerade liegen alle meteorischen Wässer. Hierbei wird der Deuteriumexzess konstant bei 10 gehalten. Die Position eines Wassers auf der Gerade ist abhängig von Klima und Höhenlage. Befindet sich das $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis abweichend von dieser linearen Beziehung, kann es sich um eine Veränderung durch Isotopenaustausch, um Einflüsse von Mantel/Kruste-Fluiden oder um Verdunstungseffekte handeln. Regional existieren von der Niederschlagsgerade im Deuteriumexzess Abweichungen, da deren Verlauf von lokalen klimatischen Verhältnissen beeinflusst wird.

Die $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Werte der untersuchten Mineralwässer liegen bis auf eine Ausnahme (Hechtquelle, **Grube Königstein**) auf der GMWL und zeigen somit grundsätzlich eine meteorische Herkunft an. Die Daten zeigen, daß sich die Isotopenverhältnisse im Niederschlagsgeschehen im südlichen Ostdeutschland innerhalb der letzten ca. 30 Jahre wenig geändert haben (HÜBNER et al. 1979).

Die Deuterium-Exzesse der Mineralwässer Sachsens ($E = \delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$) liegen zwischen 8,6 und 17,3 (mit Ausnahme der Hechtquelle in der **Grube Königstein**) und weisen auf eine

meteorisch betonte Herkunft hin, die durch lokale Einflüsse Schwankungen im Exzeß zwischen 8 und 17 zuläßt (v. STORCH et al. 1996). Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen zeichnen sich eher an der Hechtquelle (Königstein) ab ($E = 23,0$). Ein deutliches Indiz hierfür ist dort die Abweichung des ^{18}O -Wertes gegenüber der topographischen Höhe (Abb. 47), die beim ^2H -Wert nicht existiert.

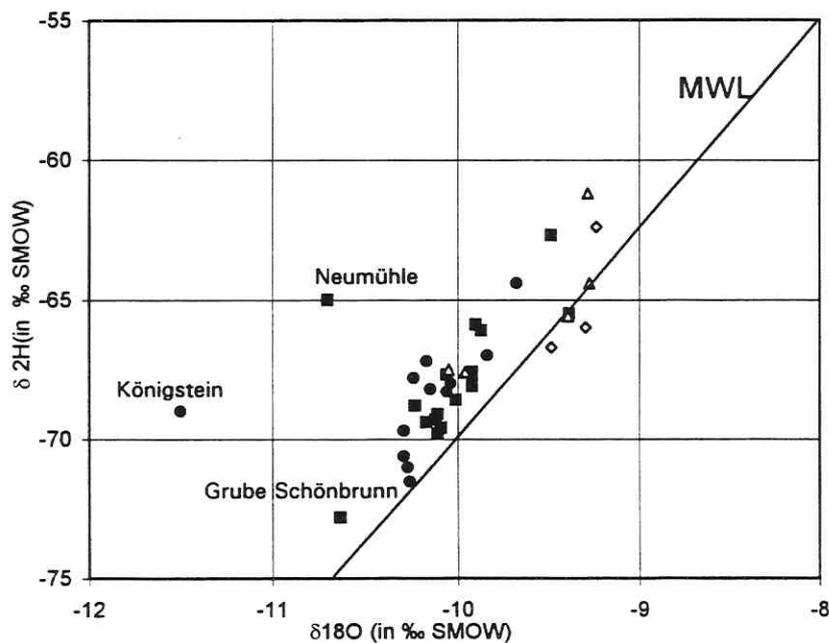


Abb. 46: $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Wässer spiegeln einen Höhenabreicherungs-effekt wider. Die aus den Werten ermittelte Regressionsgerade für den Höheneffekt beträgt $\delta^{18}\text{O} = -0,0019 y - 9,06$, wobei y ($= 1,9 \text{ ‰}$) für die Höhe steht. Der Höheneffekt äußert sich für $\delta^{18}\text{O}$ in Sachsen mit einer Steigerung von 2 ‰ (SMOW) pro 100 m Höhenzunahme (KOWSKI, mündl.), was die für die Mineralwässer ermittelte Regressionsgleichung gut widerspiegelt. Abb. 47 verdeutlicht, daß die Mineralwässer in der **Grube Schönbrunn**, im **Tagebau Berzdorf** und in der Bohrung 504/90 in **Dresden-Briesnitz** von diesem Trend abweichen.

- In Schönbrunn und Berzdorf wurden sehr geringe ^{14}C -Gehalte von $< 6 \text{ pMC}$ bestimmt, was auf eine mittlere Verweilzeit von mehreren tausend bis zehntausend Jahren hinweist. Die Abweichung ist darauf zurückzuführen, daß diese Wässer zu anderen klimatischen Verhältnissen als rezent in den Grundwasserkreislauf eingetreten sind. Das $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis spiegelt dort einen großen Anteil von sehr altem Tiefenwasser wider.
- Die Mineralwässer des südlichen Vogtlandes (**Bad Elster**, **Bad Brambach**, **Sohl**, **Oberbrambach**) liegen bezüglich der $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Variation eng zusammen. Eine deutliche Abweichung hiervon ist im Wasser des **Schönberger Sauerlings** zu erkennen, welches wesentlich geringere Anteile an ^2H und ^{18}O besitzt.

- Der ^2H - und ^{18}O -Gehalt des Thermalwassers der **Grube Schönbrunn** ist gegenüber der lokalen Niederschlagssignatur deutlich abgereichert.
- Das Wasser der Tiefbohrung **Berggießhübel** besitzt trotz eines hohen ^{14}C -Modellalters hohe ^2H und ^{18}O Gehalte und weicht somit von der allgemeinen Tendenz ab, daß bei Wässern von ähnlicher Altersstruktur die $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte generell niedrig sind.
- Die $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Wassers der beiden Vorkommen **Wolkenstein** (Thermalquelle) und **Wiesenbad** (Georgsquelle) sind sehr ähnlich. Es erfolgt eine Überprägung durch oberflächennahe Wässer, wie die erhöhten Tritiumgehalte zeigen.

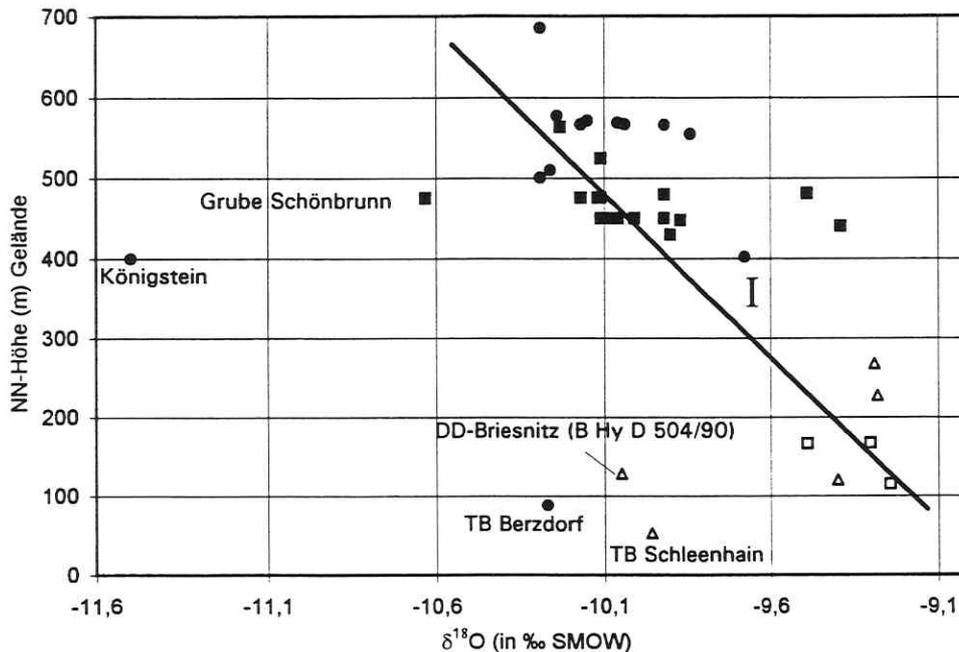


Abb. 47: Positionen von Schönbrunn, Berzdorf, Dresden-Briesnitz und Königstein außerhalb des $\delta^{18}\text{O}$ - Anstiegs mit der topographischen Höhe, Regressionsgerade (Höheneffekt $\delta^{18}\text{O}$)

6.2 Kohlenstoff 13

An allen Kohlenstoffisotopen ist das ^{13}C -Isotop mit einer Häufigkeit von 1,1 % vertreten (FRITZ & FONTES 1980). Das stabile Kohlenstoffisotop ^{13}C wird bei der ^{14}C -Altersdatierung zur Korrektur bezüglich der C-Quelle verwendet. Durch den ^{13}C -Wert lassen sich hydrochemische Prozesse bezüglich der HCO_3^- -Bildung im Grundwasser abschätzen. Hierbei ist das im Wasser bestimmte ^{13}C am Gesamt-Kohlenstoff (DIC = Dissolved Inorganic Carbon) die Summe aus den einzelnen C-Anteilen des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes. Der ^{13}C -Gehalt des gelösten anorganischen Kohlenstoffs (DIC) wird stark von biologischen und geochemischen Prozessen (über das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht) kontrolliert.

Die ^{13}C -Gehalte werden relativ zur Abweichung gegenüber dem Standard *PDB* (Pee Dee Belemnite) angegeben. Für atmosphärisches CO_2 liegt dieser Wert zwischen - 7 ‰ und - 10 ‰ (PDB) und wird durch anthropogene Einflüsse verändert (z.B. die Verbrennung fossilen Kohlenstoffs: $^{13}\text{C} \approx -25$ ‰ PDB). Pflanzen können niedrige ^{13}C -Gehalte von -25 ‰ (PDB) produzieren, wenn es sich um C3-Pflanzen handelt (FRITZ & FONTES 1980), da über die

Photosynthese hauptsächlich ^{12}C in das organische Material eingebaut wird. Ein deutlicher Unterschied besteht zum $\delta^{13}\text{C}$ von magmatischem CO_2 , welches mit -4‰ bis -6‰ (PDB) deutlich über dem atmosphärischen und pflanzlichen CO_2 liegt (HOEFS 1987).

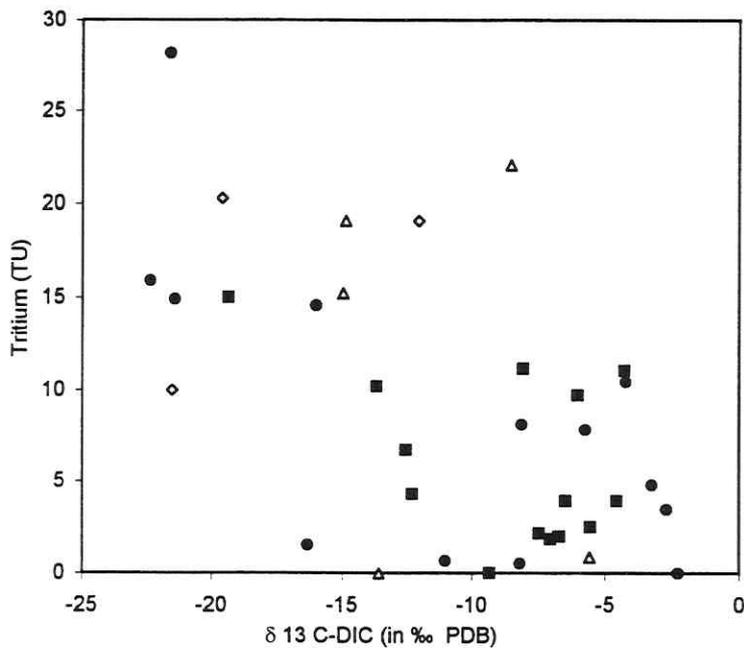


Abb. 48: $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) -Werte sächsischer Mineral- und Thermalwässer mit den zugehörigen Tritiumgehalten (Legende Abb. 23)

In den Mineralwässern Sachsens reichen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des DIC von $-22,4\text{‰}$ (PDB) in der Radiumquelle von **Obercrinitz** bis $-2,2\text{‰}$ (PDB) in der Hechtquelle, **Grube Königstein**.

Es lassen sich drei Bereiche unterscheiden:

1. $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) = -2‰ bis -9‰ (PDB): deutlicher Einfluß von magmatogenem oder karbonatischem CO_2 am DIC
2. $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) = -13‰ bis -9‰ (PDB): Bereich, in dem sich der überwiegende Teil der sehr alten Tiefenwässer befindet (außer Berggießhübel)
3. $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) = $< -13\text{‰}$ (PDB): junge Wässer mit einem hohen Anteil an CO_2 aus Respirationsprozessen im DIC

- In den untersuchten Mineralwässern des südlichen Vogtlandes reichen die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Ergebnisse von -2‰ bis -9‰ (PDB) (**Bad Elster**, **Sohl**, **Oberbrambach**, **Bad Brambach**, **Schönberg**). Lediglich im Wasser der Wiesenquelle (Bad Brambach) wurde ein ^{13}C (DIC)-Wert von -16‰ (PDB) bestimmt.
- Im Bereich der hohen $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Werte liegt auch das Wasser der Hechtquelle (**Grube Königstein**) und die CO_2 -reichen Wässer in **Dresden Briesnitz** („Alter Brunnen“ und Bohrung Hy D 504/90).
- $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) von -9‰ bis -13‰ (PDB) wurden im überwiegenden Teil der Tiefenwässer angetroffen. Hierzu gehören die Thermalwässer in der **Grube Schönbrunn**, im **Tagebau Berzdorf** und in den Thermalquellen **Wolkenstein** und **Wiesbaden**. Das Wasser des

Tiefbrunnens in **Naundorf** ($\delta^{13}\text{C-DIC} = -13,7 \text{ ‰ PDB}$) ist wahrscheinlich auch in diesen Bereich zu zählen.

- Zwischen dem Albertbrunnen und dem ca. 20 m entfernten auf gleicher Höhe liegenden Matthesbrunnen (**Bad Lausick**) besteht ein deutlicher Unterschied im $\delta^{13}\text{C}$ (DIC). Der Matthesbrunnen ist nach MÜLLER (1964) in seiner chemischen Beschaffenheit mehr durch geringmineralisierte Wässer der unmittelbaren Umgebung betroffen als der Albertbrunnen, der sich näher im Bereich der Pyritoxidation befindet. Möglicherweise sind die Unterschiede in der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) -Signatur auf die intensivere Säureeinwirkung im Bereich des Albertbrunnens zurückzuführen oder anthropogen bedingt.
- $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) $< -13 \text{ ‰ (PDB)}$ wurde in Mineralwässern gefunden, deren Tritiumanteil auf ein junges Alter deutet (siehe Abb. 48).

6.3 Schwefel 34

Schwefel besitzt vier stabile Isotope ($^{32}\text{S} = 95\%$, $^{33}\text{S} = 0,75\%$, $^{34}\text{S} = 4,2 \%$, $^{36}\text{S} = 0,017\%$; MACNAMARA & THODE 1950). Das Isotopenverhältnis der beiden häufigsten Nuklide $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ wird für die Charakterisierung von Schwefelverbindungen in der Natur verwendet. Die ^{34}S -Konzentration wird als Abweichung von dem internationalen Standard CDT (Canyon Diabolo meteorite) einer FeS-Phase (Troilit) angegeben.

Das $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnis unterliegt komplexen Prozessen der Isotopenfraktionierung, welche vom Schwefelangebot des Reaktionspartners, vom pH- und Eh-Wert und der Temperatur abhängig ist (THODE 1991). ^{34}S wird generell in Verbindungen mit der größten Bindungsstärke konzentriert.

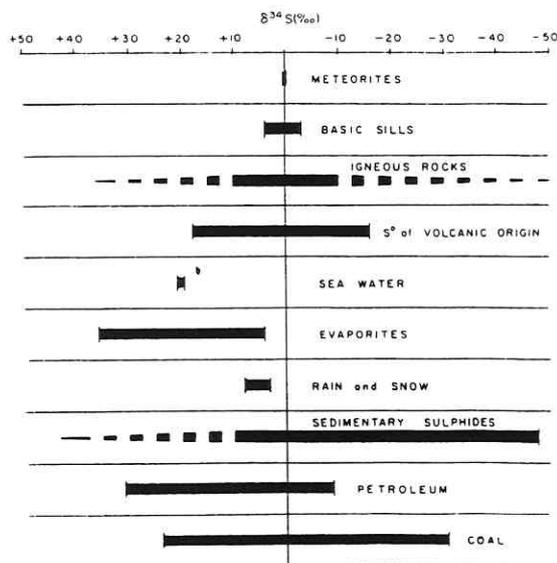


Abb. 49: $\delta^{34}\text{S}$ -Verteilung in natürlichen Systemen (THODE 1991)

Redoxreaktionen spielen bei der S-Isotopenfraktionierung eine bedeutende Rolle. Diese Reaktionsprozesse werden im Schwefelkreislauf maßgeblich durch Mikroorganismen beschleunigt. Bei der Sulfatreduktion ist das resultierende Sulfid an ^{34}S verarmt, während das Restsulfat entsprechend an ^{34}S angereichert ist (KAPLAN et al. 1964). Alle Sulfide in rezent

abgelagerten Meeressedimenten besitzen gegenüber dem Standard CDT mehr ^{32}S und zeigen deshalb negative $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (Abb. 49). Da bei der Oxidation von Sulfiden generell keine Veränderung des $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnisses stattfindet, befinden sich die hieraus entstehenden Sulfate in einem Wertebereich von -25 bis +5 ‰ (CDT). Bei der Subrosion von Evaporiten findet ebenfalls keine Fraktionierung der Schwefelisotope statt.

Rezente Meerwassersulfate haben konstante $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von +21 ‰ (CDT), die nach THODE (1991) auf eine ^{34}S -Anreicherung durch die Tätigkeit von anaeroben Bakterien zurückzuführen sind. Sulfate in Fluiden aus magmatogen-hydrothermalen Prozessen besitzen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von +8 bis +14 ‰ (CDT).

Nach NIELSEN (1965) repräsentiert der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert der Evaporite den δ -Wert, der zum Zeitpunkt der Eindampfungsphase im Eindunstungsbecken enthalten war. Dieser Wert läßt sich unter bestimmten Bedingungen in Verbindung mit dem zugehörigen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Sulfates zu Datierungszwecken verwenden. Evaporite verschiedener erdgeschichtlicher Epochen zeigen weltweit typische $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen ca. -10‰ (CDT) im Perm und + 30 ‰ (CDT) im Kambrium.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in den sächsischen Mineralwässern reichen von - 7,6 ‰ (CDT) bis +10,1 ‰ (CDT).

- Die mit Abstand niedrigsten Werte wurden in den Vorkommen in **Dresden-Briesnitz** („Alter Brunnen“: -1,1 ‰ CDT; Bohrung 504/90: -7,6 ‰ CDT) gemessen. Ebenfalls verhältnismäßig leichte Werte um + 3 ‰ (CDT) finden sich im Wasser des Liegendwasserdurchbruchs im **Tagebau Berzdorf** und in den Vorkommen **Berggießhübel**, **Naundorf**, **Bad Muskau**, **Bad Lausick** (Albertbrunnen) und **St. Egidien**.
- Die Mineralwässer im südlichen Vogtland befinden sich alle innerhalb eines schmalen Bereiches von +4,1 bis +7,9 ‰ (CDT). Insbesondere die Mineralwässer aus **Bad Elster**, **Bad Brambach**, **Sohl** und **Schönberg** zeigen unabhängig vom Gesamt-Sulfatangebot und von der lithologischen Beschaffenheit des Grundwasserleiters eine auffällige Übereinstimmung ($\delta^{34}\text{S}$ von + 5,5 bis +7 ‰ CDT, Abb. 50). Leichte Abweichungen zu geringeren $\delta^{34}\text{S}$ -Werten ergeben sich dort bei den Wässern mit erhöhten Tritiumanteilen (**Bad Brambach**: Eisenquelle, Wiesenquelle; **Bad Elster**: Sprudelquelle 3). Insgesamt ist bei den Mineralwässern des südlichen Vogtlandes mit geringeren Sulfatgehalten eine größere Streuung der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zu erkennen, die durch v. STORCH et al. (1996) durch Einflüsse von atmosphärischem Eintrag begründet werden. Für Quellwässer im Fichtelgebirge werden +5,4 bis +6,5 ‰ CDT für $\delta^{34}\text{S}$ im Sulfat angegeben (ALEWELL 1995).
- Ähnlich wie bei der ^{13}C (DIC)-Signatur zeigt sich in den Mineralwässern von **Bad Lausick** auch zwischen dem Albertbrunnen (+ 2,5 ‰ PDB) und dem Matthesbrunnen (+4,6 ‰ PDB) trotz der räumlichen Nähe der beiden Brunnen ein deutlicher Unterschied. Da es sich hierbei um Sulfate aus der Oxidation von Pyrit aus Kohleflözen und Kohleschluff handelt (MÜLLER 1964), sind diese Werte (wie auch im Mineralwasser von Bad Muskau) ungewöhnlich hoch.
- Besonders hoch sind die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im Wasser der Hechtquelle (**Grube Königstein**) mit +10,1 ‰ (CDT), die möglicherweise auf syngenetische kretazische Sulfatmineralisationen einer Küstenrandfazies zurückzuführen sind und einen Mischtyp terrestrischen und marinen Schwefels repräsentiert.
- Der hohe $\delta^{34}\text{S}$ -Wert des Liegendwasserdurchbruchs im Tagebau Schleenhain weist auf mineralisierende Einflüsse salinärer Zechsteinablagerungen (Anhydrite) hin.

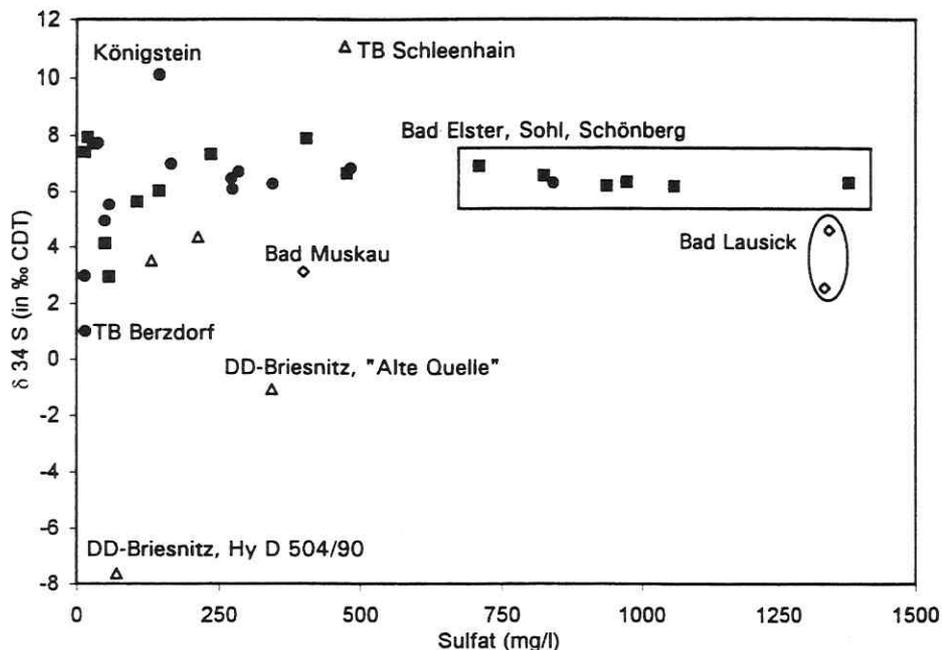


Abb. 50: $\delta^{34}\text{S}$ - Werte in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

6.4 Tritium

Tritium (^3H) ist ein radioaktives Isotop mit einer Halbwertszeit von 12,43 Jahren, das unter β -Strahlung zu ^3He zerfällt. Es wird in der höheren Atmosphäre durch die Einwirkung der durch kosmische Strahlung erzeugten Neutronen auf Stickstoffatome produziert, wo es zum größten Teil zu Wasser oxidiert wird und mit den Niederschlägen in das Grundwasser gelangt. Die Einheit für Tritium ist TU (Tritium Unit). 1 TU entspricht einem Tritiumatom pro 10^{18} Wasserstoffatomen bzw. 0,12 Bq Tritium in 1 l Wasser. In Mitteleuropa enthält der mittlere kosmogene Niederschlag ca. 6 TU (ROETHER 1967). Das Alter (mittlere Verweilzeit) der Wasser kann durch diese Methode bis etwa 50 Jahre zurückbestimmt werden.

Mit Beginn der oberirdischen Kernwaffentests ab 1952 wurden erhebliche Mengen künstliches ^3H erzeugt, sogenanntes „Bombentritium“, die im Maximum (in den Jahren 1962/63) bis zum Tausendfachen der natürlichen Konzentration erreichten. Heutige Interpretationen von Tritium in Grundwässern stützen sich hauptsächlich auf das Bombentritium.

Wässer, die vor 1952 in den Grundwasserkreislauf gelangten, besitzen heute Tritiumkonzentrationen im Bereich der Nachweisgrenze. Somit lassen sich anhand der Tritiummethode jüngere von älteren Wässern (> 40 a) unterscheiden. Dieses Verfahren wird z.B. zur Beurteilung des natürlichen Schutzes eines Mineralwassers sowie zur Überwachung der Grundwasserqualität angewandt (GEYH & MICHEL 1991, HEBERT et al. 1992).

Die Schwierigkeit bei einer Datierung des Wassers anhand von Tritium besteht darin, daß Tritium weder räumlich noch zeitlich einheitlich in das Grundwasser eingetragen wird. Die Tritiumgehalte steigen mit zunehmendem Abstand von der Küste (**Kontinentaleffekt**) und zur topographischen Höhe (**Höheneffekt**) an (MOSER et al. 1980). Weiterhin unterliegen ^3H -Konzentrationen jahreszeitlichen Schwankungen mit einem Maximum im späten Frühjahr und einem Minimum im Spätherbst. Anthropogen werden lokal in der Nähe von kerntechnischen Anlagen räumlich und zeitlich wechselnde ^3H -Gehalte in der Umgebung verursacht. Im Bereich von Mülldeponien beschrieben RANK et al. (1995) aktuelle Tritiumkonzentrationen von bis zu 3000 TU.

Durch den Einfluß des „Bombentritiums“ in der lokalen Tritiuminputkurve über die Zeit kann ein nachgewiesener Tritiumwert prinzipiell zwei Niederschlagsereignissen zugeordnet werden, nämlich:

1. einem älteren Niederschlagsereignis, welches sich zeitlich vor dem lokalen Inputmaximum befindet und
2. einem jüngeren Niederschlagsereignis, welches sich zeitlich nach dem lokalen Inputmaximum befindet.

Aus diesem Grunde ist zur Interpretation von Tritiumdaten die Kenntnis über den regionalen und gegenwärtigen Tritiuminput und eine Vorstellung über die hydrogeologische Situation, die zur Bildung der Mineralquelle führte, wichtig. Entsprechend der Hydrogeologie werden grundsätzlich drei hydrodynamische Modelle unterschieden:

1. **Piston-Flow-Modell:** homogener Grundwasserleiter, der sich zwischen zwei Grundwasserstauern befindet. Das Niederschlagswasser wird nach dem Regenereignis bis zum Austrittsort nicht mit Wässern anderer Herkunft vermischt
2. **Exponentialmodell:** homogener Grundwasserleiter im gesamten Einzugsgebiet. In der entnommenen Probe nehmen die Wasseranteile mit wachsendem Alter exponentiell ab.
3. **Dispersionsmodell:** inhomogener Grundwasserleiter im Einzugsgebiet, dispersive Vermischung von Wässern verschiedenen Alters

Durch die komplexen Einflüsse, die zu einer Veränderung der Tritiumkonzentration im Niederschlagswasser führen können, ist eine exakte Aussage zur mittleren Verweilzeit eines Wassers anhand nur einer einzelnen Analyse nicht möglich. Jedoch lassen sich die Anteile an Jungwasser $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ (= aus Niederschlagsereignissen < 40 a) im Mineralwasser schätzen. Mit Hilfe des Computerprogramms MULTIS (RICHTER et al. 1991) wurde eine Abschätzung der Jungwasseranteile vorgenommen (siehe Kap. 7.1).

In den Mineralwässern Sachsens wurden ^3H -Werte von < 1 TU bis $28,8 \pm 3$ TU gemessen. Hierbei lassen sich folgende Gruppen unterscheiden:

1. Tritiumgehalte < 1 TU: keine (oder sehr geringe) Jungwasseranteile $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ in den Wässern (**Schönberger Säuerling**, Thermalwasser **Grube Schönbrunn**, **Dresden-Briesnitz**: Hy 504/90, Thermalwasser **TB Berzdorf**, **Grube Königstein**: Hechtquelle, **TB Schleenhain**: Liegendwasserdurchbruch)
2. Tritiumgehalte von $1 - 8 \pm 1$ TU: im Mineralwasser sind Anteile von Jungwässern enthalten (**Bad Brambach**: Untere und Obere Grenzquelle, Radonquelle, Schillerquelle, **Bad Elster**: Marienquelle1, Moritzquelle, Salzquelle, Sprudelquelle 3, **Sohl**: Hofquelle, Sachsenquelle, Neue Quelle, Waldquelle, Thermalquellen in **Wolkenstein** und **Wiesbaden**, **Berggießhübel**)
3. Tritiumgehalte von 10 bis 22 ± 2 TU: das Mineralwasser ist wahrscheinlich überwiegend bis ausschließlich von Jungwässern $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ gebildet worden (**Bad Brambach**: Eisenquelle, **Wiesenquelle**, **Bad Elster**: Marienquelle 2,3, **Oberbrambach**, **Obercritz**, **Crottenlaide**, **Schlema**, **Bad Muskau**, **Bad Lausick**, **Naundorf**, **Dresden-Briesnitz**: „Alter Brunnen“, **Pausa**: Albertquelle)
4. Tritiumgehalte $> 25 \pm 2$ TU: der Tritiumgehalt befindet sich oberhalb des aktuellen Inputwertes. Bei weiter wachsenden Tritiumkonzentrationen verschiebt sich der Altersanteil zugunsten von Wässern aus Niederschlagsereignissen der 60er und 70er Jahre (**Bad Reiboldsgrün**).

6.5 Kohlenstoff 14

Radiogener Kohlenstoff ist mit einem Anteil von ca. 10^{-10} % unter allen Kohlenstoffisotopen vertreten und entsteht - ähnlich wie Tritium - in der Atmosphäre überwiegend durch kosmische Strahlung. Der Eintrag in das Grundwasser erfolgt hauptsächlich über das Boden-CO₂. ¹⁴C besitzt eine Halbwertszeit von 5730 Jahren. Mit der ¹⁴C-Methode auf radiometrischer Basis lassen sich Grundwasser-Modellalter bis ca. 45000 Jahre bestimmen. Hierzu wird die ¹⁴C-Konzentration am anorganischen Kohlenstoff bestimmt. Als Standard dient der auf 1950 hochgerechnete vorindustrielle ¹⁴C-Gehalt der Atmosphäre, der als 100 % modern (pMC) gesetzt wird. 100 pMC entsprechen 13,56 Kernzerfällen pro Minute in einem Gramm Kohlenstoff. Wie beim Tritium führten die oberirdischen Kernwaffentests zu einer Erhöhung der ¹⁴C-Konzentration, die zeitweilig nahezu den Faktor 2 erreichte.

Das Grundwassermodellalter (T_M) wird über folgende Gleichung bestimmt:

$T_M = 8270 \ln (c_0/c_t)$ <div style="display: flex; justify-content: space-around; margin-top: 10px;"> <div style="text-align: center;"> $c_0 = \text{Input zur Zeit } t_0 \text{ (in pMC)}$ </div> <div style="text-align: center;"> $c_t = \text{Output zur Zeit } t \text{ (in pMC)}$ </div> </div>
--

Durch mehrere Prozesse wird die Anfangskonzentration des ¹⁴C jedoch beeinflusst. Hierzu gehören z.B.

Erzeugungseffekte:

- Schwankungen in der kosmischen ¹⁴C-Produktion
- Einfluß von anthropogen gebildeten ¹⁴C aus Kernwaffentests

Verdünnungseffekte:

- Klimaschwankungen, die zu unterschiedlich starken Produktionsraten von pflanzlichem CO₂ führen
- Verbrennung fossilen (¹⁴C-freien) Kohlenstoffes
- zyklische vulkanische Aktivitäten (CO₂-Entgasung)

Die bedeutendsten beeinflussenden Faktoren sind jedoch vielfältige hydrochemische Reaktionen in der gesättigten und ungesättigten Zone. In erster Linie betrifft dieses Isotopenaustauschprozesse im Karbonathaushalt (Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht) des Grundwassers, wodurch die Anfangskonzentration c_0 auf 50 % modern herabgesetzt werden kann (GEYH in MOSER & RAUERT 1980). Eine nachträgliche Veränderung des ¹⁴C-Gehaltes kann u.a. durch Zumischung magmatogenen CO₂, durch Lösung karbonatischer Minerale oder durch Ionenaustausch erfolgen. Aufgrund dieser Schwierigkeiten werden die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Gehalte der C-Komponenten in die Altersberechnung mit einbezogen. ¹⁴C Gehalte wurden an insgesamt 10 sächsischen Mineral oder Thermalwässern bestimmt:

Mineral- bzw. Thermalwasser	¹⁴ C (pMC)
Wolkenstein, Thermalquelle	31,09
Wiesbaden, Georgsquelle	15,85
Schönbrunn, Thermalquelle	5,9
Obercrinitz, Radiumquelle	91,24
Berggießhübel, Tiefbohrung	41,11
Crottenlaide, Tiefbrunnen	63,13
Pausa, Albertbrunnen	85,81
Bad Muskau, Bergquelle	24,61
Naundorf, Tiefbrunnen	29,12
Tagebau Berzdorf, Liegendwasserdurchbruch	5,23

Tab. 19: ¹⁴C-Gehalte in ausgewählten Mineral- und Thermalwässern Sachsens

6.6 Strontium 87/Strontium 86

Die wesentlichen Strontiumisotope sind ^{84}Sr (0,6%), ^{86}Sr (9,9%), ^{87}Sr (7%) und ^{88}Sr (82,5%) (GERSTENBERGER 1995). Das radiogen gebildete Isotop ^{87}Sr entsteht durch den Zerfall des ^{87}Rb . Somit kam es im Verlauf der Erdgeschichte zu einer allmählichen Anreicherung des ^{87}Sr gegenüber den übrigen Sr-Isotopen. Dieser Effekt spiegelt sich in der Isotopensignatur der Gesteine wider. Ältere Gesteine besitzen ein höheres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis, welches zu jüngeren Gesteinen hin abnimmt. Grundwässer verschiedener Gesteinskomplexe lassen sich grundsätzlich anhand des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses voneinander unterscheiden. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis gibt einen Einblick in die Herkunft des gelösten Strontiums und ist vorwiegend vom Alter des betreffenden Gesteins und dem Rb/Sr-Verhältnis abhängig.

Das Widerspiegeln von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten verschiedener Gesteine in Fließgewässern zeigten WADLEIGH et al. (1985) in 39 kanadischen Flüssen. Die Autoren konnten hierdurch die Herkunftsgebiete differenzieren:

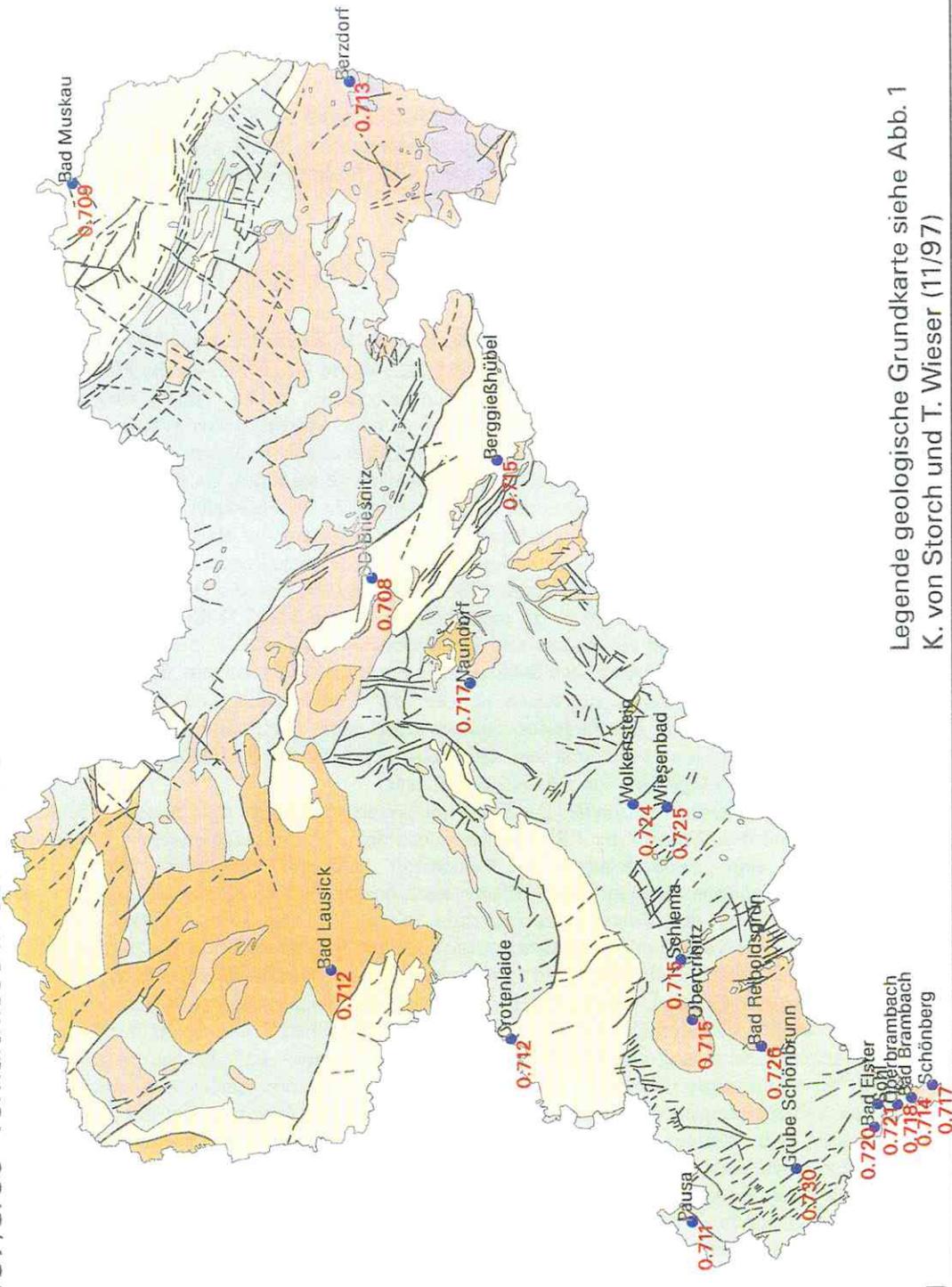
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von 0,705:	Gebiete mit vorwiegend jungen basaltischen Vulkaniten der kanadischen Westküste
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von 0,709-0,720:	Gebiete mit heterogener Lithologie (Granitoide, Kalke etc.)
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von 0,725 bis 0,740:	Gebiete mit vorwiegend präkambrischen Gesteinen.

Bei der Interpretation des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses müssen folgende Aspekte berücksichtigt werden:

1. Unterschiedlich lange Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen beeinflussen auch die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Variation
2. Nur in wenigen Fällen lassen sich charakteristische $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zu lithologischen Einheiten zuordnen. Eine Einengung des Erwartungsbereiches setzt somit Kenntnisse über die geologische Genese und der Rb/Sr-Verhältnisse voraus (TRETTIN et al. 1990).
3. Innerhalb eines Sedimentes können Variationen des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses in Abhängigkeit von der Verwitterung und der Korngröße auftreten (ÅBERG et al. 1989).
4. In Lockersedimenten ist eine Deutung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte wegen der teilweise heterogenen lithologischen Zusammensetzung und engräumigen Wechsellagerung schwierig (TRETTIN et al. 1990). In diesem Fall sind nur Trenaussagen möglich. In marinen Sedimenten sind die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse wegen der relativ kurzen weltweiten Durchmischungszeit (10^3 Jahre, ÅBERG 1995) besser bekannt.

Insgesamt wurden in den Mineralwässern Sachsens $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zwischen 0,708 und 0,730 gemessen. Auffällig ist der Unterschied zwischen den relativ hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der Mineralwässer im Bereich des Erzgebirges und des Vogtlandes und den relativ niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen in Nordwest- und Nordostsachsen. Da das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in besonderem Maße in Zusammenhang mit der regionalgeologischen Situation der betreffenden Vorkommen gesehen werden muß, erfolgt eine Interpretation eingebunden in die zusammenfassende Charakterisierung in Kap 7.1.

Sr87/Sr86 -Verhältnisse in den Mineral- und Thermalwässern



Legende geologische Grundkarte siehe Abb. 1
K. von Storch und T. Wieser (11/97)

Abb. 51

7. Diskussion

7.1 Charakterisierung der beprobten Mineralwässer (wesentliche chemische und isotopische Merkmale)

7.1.1 Bad Brambach (südliches Vogtland)

In Bad Brambach (südliches Vogtland) werden Mineralwässer des Typs Na-Ca-HCO₃-SO₄ aus Schichten des Grenzbereichs Fichtelgebirgsgranit/kambrischer Phyllit gewonnen, die teilweise hohe Gehalte an Radon, Fluorid und freiem CO₂ besitzen. Insgesamt lassen sich drei Quellgruppen unterscheiden (Abb.53, auf S. 127).

1. Radon-, Schiller- und Eisenquelle
2. Obere und Untere Grenzquelle
3. Wiesenquelle

1. *Radon-, Schiller- und Eisenquelle* (im Folgenden RSE-Quellen genannt): die in diesen Wässern gemessenen insgesamt höchsten $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Werte (-2,65 bis -4,2 ‰ PDB) der Bad Brambacher Mineralwässer deuten auf einen besonders hohen Anteil magmatogener Kohlensäure hin und sind u.a. ein Hinweis darauf, daß der Aufstieg dieser Wässer entlang von Störungszonen erfolgte. Die an diesen drei Quellen festgestellten besonders hohen Eisengehalte (12,4-18,1 mg/l) müssen aus der Tiefenwasserkomponente stammen, da in oberflächennahen Wässern in diesem Bereich keine nennenswert erhöhten Eisengehalte bekannt sind. Die Tritiumanalysen erlauben Modellberechnungen (MULTIS[®]) auf der Basis eines Exponential-Piston-Flow-Modells für die Jungwasserkomponente sowie eines Piston-Flow-Modells für die Altwasserkomponente und ergeben einen Altwasseranteil (tritiumfreies Grundwasser) von 80-90 % für die Radonquelle, 75-85 % für die Schillerquelle und 50-65 % für die Eisenquelle. Zu ähnlichen Ergebnissen bei der Radon- und Eisenquelle kam auch RICHTER (1995). Somit muß es sich vor allem bei der Radon- und Schillerquelle um alte Wässer handeln, denen eine geringe Menge an Jungwasser α_{40} Jahre zugemischt ist. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse mit Werten von 0,715 liegen eher im Bereich des Granites, können aber auch durch ältere Gesteine aus der metamorphen Randzone beeinflusst sein. GELLERMANN & FRÖHLICH (1984) wiesen in diesen Quellen geringe Urangelhalte von 1,6 bis 2,6 µg/l nach.

2. *Obere und Untere Grenzquelle*: Die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Werte (-8,1 bis - 5,75 ‰ PDB) deuten im Vergleich mit den Wässern der RSE-Quellen neben dem Einfluß magmatogener Kohlensäure auch auf eine Zumischung von Kohlenstoff anderen Ursprungs hin. In den Bohrdokumentationen wurden neben offenen auch quarzgefüllte Klüfte beschrieben, die eine wichtige Rolle bei der Mineralwassermigration spielen (BLÜHER 1936, STUMM 1993). Der vertikale Bereich von 36 m (Obere Grenzquelle) und 100 m (Untere Grenzquelle), aus dem die Wässer dem Brunnen zufließen, erfaßt somit neben Wässern aus Quarzklüften auch Wässer aus den Klüften des Granites. Dieser Mischwassercharakter spiegelt sich neben den $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Werten auch in den niedrigeren Eisengehalten wider. Die hohen Tritiumwerte deuten auf eine wesentlich höhere Jungwasserkomponente als in der Radon- und Schillerquelle hin. Die ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse mit 0,711, sowie die Lithium- und Fluoridgehalte verdeutlichen einen wesentlichen Unterschied zwischen den RSE-Quellen und den Grenzquellen: die Grenzquellen enthalten einen höheren Anteil an einer granitischen Tiefenwasserkomponente und die RSE-Quellen einen höheren Anteil an einer anderen Tiefenwasserkomponente, die wahrscheinlich für den hohen Fe-Gehalt verantwortlich ist und auch in den Mineralwässern in Bad Elster und Sohl angetroffen wird. Die von GELLERMANN & FRÖHLICH (1984) festgestellten Urankonzentrationen in den Grenzquellen, die mit 24,8 bis 30 µg/l um den Faktor 10 über den RSE-Quellen liegen, sind demnach dem Granit zuzuordnen. Eine oberflächennahe direkte hydraulische Verbindung zu den RSE-Quellen ist aufgrund der Unterschiede im Tritiumgehalt unwahrscheinlich.

3. **Wiesenquelle:** Der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert (-15,99 ‰ PDB) läßt keinen Einfluß von magmatogenem CO_2 erkennen. Die Tritiumwerte belegen einen sehr hohen Jungwasseranteil α_{40} Jahre und möglicherweise das völlige Fehlen einer Altwasserkomponente. Die chemische Beschaffenheit unterscheidet sich deutlich von den übrigen Quellen im Kurparkbereich. Bis auf die erhöhte Radonaktivität ist kein genetischer Zusammenhang mit den anderen radonhaltigen Mineralwässern zu erkennen. Die in früheren Analysen des Balneologischen Institutes in Bad Elster festgestellten höheren Feststoff- und CO_2 -Gehalte zeigen, daß sich mittlerweile die hydrogeologischen Rahmenbedingungen im Einflußbereich dieser Quelle stark verändert haben.

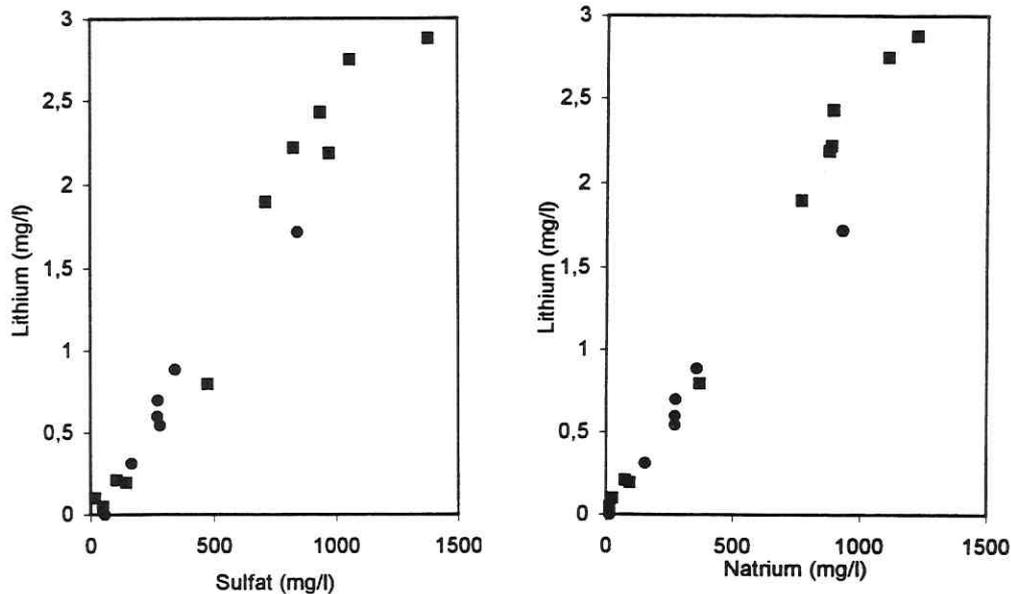


Abb. 52: Li/SO₄ und Li/Na-Verhältnisse in den Mineralwässern des südlichen Vogtlandes

7.1.2 Schönberger Säuerling

In Schönberg an der tschechischen Grenze (südliches Vogtland) tritt ein Mineralwasser des Typs fluoridhaltiger Na-HCO₃-SO₄-Säuerling aus dem Fichtelgebirgsgranit aus. Da Tritium nicht nachgewiesen wurde, kann ein Jungwasseranteil α_{40} Jahre im Wasser nicht angenommen werden. Das $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis weicht deutlich von den übrigen CO_2 -reichen Mineralwässern des südlichen Vogtlandes ab. Da die Probenahme im gleichen Zeitraum innerhalb von einer Woche auch an den übrigen Mineralwässern des südlichen Vogtlandes erfolgte, muß anhand des $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses ein höheres Alter für das Wasser des Schönberger Säuerlings angenommen werden. Ein Höheneffekt kann dort ausgeschlossen werden, weil das Vorkommen im Höhenniveau zwischen Bad Elster und Bad Brambach liegt. Ein genetischer Zusammenhang mit den Mineralwässern aus Bad Brambach kann somit nicht bestehen. Der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert von -8,2 ‰ PDB weist auf Einflüsse von magmatogenem CO_2 hin. Am Schönberger Säuerling wurde ein für Granite erhöhtes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,717 bestimmt. Auffällig ist das hohe Rb/Sr-Verhältnis, welches das höchste aller beprobten Mineralwässer in Sachsen ist. Ein verhältnismäßig hoher Anteil an Rubidium kann in diesem Fall die Erhöhung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses hervorgerufen haben. Das Wasser besitzt hohe Gehalte an „granittypischen“ Elementen, wie Fluorid, Kalium und Lithium. Der erhöhte H_2SiO_3 -Gehalt ist auf die Einwirkung des CO_2 zurückzuführen. Die Herkunft der ungewöhnlich hohen SO_4 -Konzentration ist bislang unklar. Der ^{34}S -Wert mit + 6,3 ‰ (CDT)

gibt hierzu keine Auskunft. Auffällig ist bei allen Mineralwässern des südlichen Vogtlandes sowie bei einem Großteil der Mineralwässer der benachbarten böhmischen Quellenprovinz die sehr gute Korrelation von Natrium zu Sulfat. Als Na_2SO_4 -Minerale kommen in erster Linie Thenardit (Na_2SO_4) und Glauberit ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$), die vor allem in Evaporiten salziger Seen gefunden wurden, in Frage. Thenardit tritt oft zusammen mit Boraten auf. Da besonders die SO_4 -reichen Mineralwässer von Bad Elster und Schönberg auffällig hohe Borgehalte besitzen, ist ein genetischer Zusammenhang zwischen Bor und Sulfat möglich.

7.1.3 Bad Elster/ Sohl (südliches Vogtland)

In Bad Elster und in Sohl wurden aus Phylliten des Kambriums Mineralwässer des Typs $\text{Na-SO}_4\text{-Cl}$, $\text{Na-SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$, $\text{Na-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$ und Mg-Na-Ca-HCO_3 gefördert. Die Wässer besitzen teilweise hohe CO_2 -Gehalte über 1000 mg/l und erhöhte Cl-Gehalte über 500 mg/l. Die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Werte (-4,6 bis -8,0 ‰ PDB) liegen etwas unterhalb der Werte von Bad Brambach, weisen aber auf eine magmatogene Herkunft des CO_2 hin (STRAUCH et al. 1997). Die hohen Fe-Gehalte werden wie in Bad Brambach einer Altwasserkomponente zugeordnet. Im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ist ein deutlicher Unterschied zwischen den untersuchten Wässern von Bad Brambach ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \emptyset 0,714$) und denen des benachbarten Kurortes Bad Elster ($\emptyset 0,720$) zu erkennen. Hier spiegelt sich die regionale Geologie deutlich wider. Bad Elster liegt im Bereich der kambrischen Gesteine, während der Fichtelgebirgsgranit in Bad Brambach in das Karbon datiert wird. In Bad Elster und Sohl befinden sich die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Mineralquellen zwar in engeren Bandbreiten als in den Mineralwässern von Bad Brambach, jedoch lassen sich auch dort Differenzierungen vornehmen.

Insgesamt sind drei Gruppen zu unterscheiden:

Gruppe 1: Bad Elster: Marienquelle 1, Salzquelle, Moritzquelle;

Sohl: Hofquelle, Neue Quelle, Sachsenquelle

Die Wässer heben sich im Chloridgehalt (589 bis 786 mg/l) und im Sulfatgehalt (711 bis 1378 mg/l) deutlich von den übrigen Vorkommen des südlichen Vogtlandes ab. Lediglich der Schönberger Sauerling befindet sich bezüglich des Sulfates in diesem Bereich (841 mg/l SO_4). Die geringen Tritiumwerte um $2\text{-}3 \pm 0,5$ TU weisen nach MULTIS-Berechnungen auf der Basis eines Exponentialmodells gekoppelt mit einem tritiumfreien Modell auf einen Jungwasseranteil $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ von 1 bis 20 % hin (UFZ/HGC 1996). Die auffällige lineare Beziehung zwischen Li, Na und SO_4 ist ein deutliches Indiz für einen genetischen Zusammenhang zwischen diesen Komponenten (Abb. 52). Da eine Anreicherung von Lithium magmatisch nur in Restdifferentiaten und sedimentär nur in Evaporiten erfolgt und Schwefel ein eher geringfügiger Bestandteil in Magmatiten ist, muß der Zusammenhang zwischen diesen drei Komponenten auf die Lösung von Evaporiten zurückzuführen sein. Die etwas breitere Streuung des Chlorids gegenüber diesen drei Komponenten zeigt, daß es noch eine weitere Herkunftsquelle für das Chlorid gibt. Da das Br/Cl-Verhältnis im Bereich von 0,0027 bis 0,0040 liegt, wurde ursprünglich von v. STORCH (1997) aufgrund der Nähe zum Wert für Meerwasser eine Herkunft aus Infiltrationswässern des Tertiärs angenommen. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß das Chlorid aus mehreren Herkunftsquellen stammt, nämlich aus Formationswässern und aus der Lösung von Evaporiten (Kap. 7.2.1).

Gruppe 2: Bad Elster: Marienquelle 2,3

Die hohen Tritiumgehalte ($9,7$ bzw. $11,2 \pm 1$ TU) belegen einen überwiegenden Anteil von jungen Wässern $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$. Der geringe Feststoffgehalt sowie das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis (0,717-0,718) ist auf die starke Zumischung von diesen Jungwässern zurückzuführen.

Gruppe 3: Bad Elster: Sprudelquelle3, Sohl: Waldquelle

Das Wasser der Sprudelquelle 3 besitzt die zweithöchsten Fe-Gehalte der Mineralwässer im südlichen Vogtland und anteilig an dem Feststoffgehalt die höchsten CO₂-Gehalte. Der Tritiumwert von $6 \pm 0,5$ TU weist auf eine Mischung von Alt- und Jungwässern hin. Der Altwasseranteil ist durch einen geringen Feststoffgehalt und zugleich hohe CO₂- und Fe-Gehalte gekennzeichnet. Eine saline Komponente, wie bei den übrigen Mineralwässern in Bad Elster, ist nicht zu erkennen. Das Wasser wird aus einer Tiefe von 103 m gefördert.

Ähnlich wie die Sprudelquelle 3 gehört auch die Waldquelle in Sohl zu den CO₂- und Fe-reichen Mineralwässern mit geringen Lösungsinhalten und ohne erkennbare saline Komponente. Der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert liegt mit $-4,6$ ‰ PDB etwas höher als bei den übrigen Mineralwässern von Bad Elster und Sohl.

7.1.4 Oberbrambach, Henry-Klinkert-Brunnen (südliches Vogtland)

In Oberbrambach wird ein Mineralwasser des Typs Ca-Mg-HCO₃ aus dem kambrischen Glimmerschiefer in 100 m Tiefe gefördert. Das Wasser besitzt einen geringen Feststoffgehalt und eine hohe Fe-Konzentration. Der Tritiumgehalt von $11,1 \pm 1$ TU belegt einen hohen Jungwasseranteil $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$. Der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert von $-4,2$ ‰ PDB weist auf einen überwiegenden Anteil von magmatogenem CO₂ hin. Es handelt sich um ein Mischwasser ohne erkennbare saline Komponente. Die Existenz eines Altwasseranteils ist wegen des erhöhten Fe-Gehaltes in diesem Fall sehr wahrscheinlich. Ein Einfluß des Fichtelgebirgsgranites auf die chemische Beschaffenheit ist am erhöhten Fluoridgehalt (0,51 mg/l) zu erkennen. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,718 ist durch die Zumischung von Jungwässern $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ beeinflusst.

7.1.5 Grube Schönbrunn/Neumühle (nördliches Vogtland)

Das Thermalwasser der Grube Schönbrunn tritt aus einer fluoritmineralisierten Kluft aus. Der von STRAUCH et al. (1997) angegebene ¹⁴C-Wert von 5,9 pMC spricht für ein Modellalter in der Größenordnung von 10.000 Jahren. Das Wasser enthält keine Jungwasseranteile $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$, wie aus den Tritiummessungen hervorgeht. Die deutliche Abweichung des $\delta^2\text{H}$ und des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes gegenüber der lokalen Niederschlagssignatur ist als ein Hinweis auf eine tiefreichende Zirkulation des Wassers mit Anteilen von Reliktwässern kälterer Klimate zu deuten (V. STORCH et al. 1996). Die hohen Cl-Gehalte sind auf eine saline Komponente zurückzuführen. Der hohe Fluorid- und Strontiumgehalt spiegelt die Gangmineralisation wider. Das hohe ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis weist darauf hin, daß das Strontium primär aus dem metamorphen Grundgebirge und nicht aus dem Granit von Eichigt-Schönbrunn stammt.

Die Thermalwässer von Schönbrunn und Neumühle besitzen einen ausgesprochenen Tiefenwasserchemismus, dessen chloridische Komponente aus dem Zechstein gedeutet wird (Kap. 7.2.1). Die Isotopendaten weisen auf eine hohe mittlere Verweilzeit dieses Vorkommens hin. KÄMPF et al. (1991) führten die erhöhten F⁻ - und Li⁺ -Gehalte im Wasser auf den Granit als Thermalwasserspeicher zurück. Bei der Gesamtbeschaffenheit spielt jedoch auch der Zufluß aus dem metamorphen Deckgebirge eine wichtige Rolle. Dieses zeigt sich vor allem an dem ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,730, das deutlich über den für Granite des Karbon zu erwartenden Werten von ca. 0,715 liegt. Nach geochemischen Berechnungen (Phreeqc) sind die Hauptlieferanten des Sr die Minerale Coelestin (SrSO₄) und Strontianit (SrCO₃). Das auf einem 318 m niedrigeren Höhenniveau zutretende Thermalwasser von Neumühle besitzt wesentlich höhere Li- und Sr-Gehalte und wesentlich niedrigere Cs- (Faktor 40) und F-Gehalte (Faktor 5). Die in Kap. 7.2.1 festgestellte fehlende hydraulische Kommunikation zwischen diesen beiden Vorkommen deutet darauf hin, daß es sich im Fall von Neumühle um ein Gangsystem handelt, welches sich unabhängig von dem Schönbrunner Hydrothermalsystem entwickelt hat oder von diesem hydrodynamisch abgetrennt wurde.

Für ein großräumiges Zirkulationsmodell, wie es beispielsweise STOBER (1995) für einige Thermalwässer im Schwarzwald diskutierte, spräche der hohe Feststoffgehalt und die hohe Chloridkomponente. Jedoch müßte in diesem Fall eine Veränderung der $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse aufgrund der sehr lang andauernden Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen, der sogenannte „geothermale Effekt“ (KRIMISSA et al. 1994, AIRES-BARROS et al. 1995) die Folge sein. Diese Veränderung ist zwar im Thermalwasser der Bohrung Neumühle, aber nicht in Schönbrunn erkennbar. Für die Herkunft des Thermalwassers spricht eher ein regionales Zirkulationsmodell (hydrothermales Konvektionsmodell), wie es von KUSCHKA (1994) vermutet wird. In diese Vorstellung paßt auch die von KÄMPF et al. (1991) beschriebene lokale Temperaturanomalie und der von den Autoren beschriebene hohe Alterationsgrad des Granitkomplexes.

7.1.6 Pausa, Albertquelle (Vogtland)

Das Mineralwasser vom Typ Ca-Mg-SO₄-HCO₃ besitzt hohe Gehalte an Ca, HCO₃ und SO₄. Das Wasser stammt aus Ablagerungen des Ordoviziums (niedrigmetamorphe Tonschiefer und Kalke) und besteht fast ausschließlich aus Jungwasseranteilen $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$. Hierauf weisen der hohe Tritium- und ¹⁴C-Gehalt sowie der (auf Einflüsse pflanzlichen Kohlendioxids zurückzuführende) niedrige $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert hin. Auffällig sind die hohen Konzentrationen an Orthoborsäure, die ebenso wie Calcium, Hydrogencarbonat und Sulfat aus der Gesteinslösung resultieren. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,711 kann auf die allgemein niedrigen Werte für Karbonate und auf die kurze Verweilzeit des Wassers zurückgeführt werden.

7.1.7 Schlema, Gleeßbergquelle (Erzgebirge)

Das radonhaltige Mineralwasser des Typs Ca-Mg-SO₄-HCO₃ tritt aus Klüften des Gleeßberger Granites aus. Das Wasser ist gekennzeichnet durch einen niedrigen Feststoffgehalt und eine hohe Radonaktivität (723 Bq/l). Die chemische Beschaffenheit ist typisch für ein Grundwasser aus dem Granit. Die Tritiumwerte weisen für das Wasser unter Zugrundelegung eines Exponentialmodells auf eine mittlere Verweilzeit von etwa 9 Jahren und einen Jungwasseranteil $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ von mindestens 95% hin. Da es sich fast ausschließlich um junges Wasser handelt, muß das Radon aus dem oberflächennahen Bereich des Granites stammen.

7.1.8 Obercrinitz, Radiumquelle (Vogtland)

Das Mineralwasser stammt aus Klüften des Kirchberger Granites. Neben einer hohen Radonaktivität (1140 Bq/l) besitzt das Wasser erhöhte Ca- und SO₄-Gehalte. Die Herkunft des Radons ist, wie im Wasser der Gleeßbergquelle in Schlema, auf Rn-Mutternuklide im Granit zurückzuführen. Ein deutlicher anthropogener Einfluß wird durch die hohe NO₃-Konzentration von 93,4 mg/l und dem erhöhten AOX-Wert belegt. Wegen dieser anthropogenen Überprägung ist eine Deutung der Herkunft des Calciums und des Sulfates schwierig. Das Wasser liegt bezüglich des Jungwasseranteils $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ und der mittleren Verweilzeit in einem ähnlichen Bereich wie die Gleeßbergquelle. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,715 spiegelt den granitischen Grundwasserleiter wider.

7.1.9 Bad Reiboldsgrün, Christian-Eberhardinen-Quelle (Vogtland)

Das eisenhaltige Wasser des Typs Na-Ca-HCO₃-SO₄ tritt aus Klüften des Eibenstocker Granites aus. Eine Herkunft des hohen Eisengehaltes durch Pyritoxidation ist aus der $\delta^{34}\text{S}$ -Signatur nicht zu erkennen. Der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)- und der Tritiumwert deuten auf ein Wasser aus jungen Niederschlagsereignissen (Jungwasser $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$) hin wobei ein Piston-Flow-Anteil an der Hydrodynamik möglich ist, da der Tritiumwert mit 28 ± 2 TU für rezente Tritiumeinträge außergewöhnlich hoch ist. Ein Einfluß von Gangmineralisationen wird anhand der erhöhten Konzentration an Ba, Pb, As und möglicherweise auch Se deutlich. Das hohe ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,726 deutet auf eine teilweise Herkunft des Strontiums aus den benachbarten

ordovizischen Metamorphiten hin. Ansonsten repräsentiert die chemische Beschaffenheit des Mineralwassers mit dem geringen Lösungsinhalt eher den Granit. Eine anthropogene Belastung wird durch den AOX-Wert deutlich.

7.1.10 Crotenlaide, Brunnen TBr 60/I, (Erzgebirgisches Becken)

Die hohen Ca-, Mg- und HCO₃-Gehalte resultieren aus den dolomitischen Schichten der Zechsteinrandfazies. Der ¹⁴C-Wert von 63 pMC weist theoretisch auf ein Modellalter in der Größenordnung von mehreren tausend Jahren hin, spiegelt jedoch wegen der Lösung von ¹⁴C-freien Kohlenstoffen aus den Karbonaten, die zu den hohen HCO₃-Gehalten in diesem Wasser beitragen, ein zu hohes Grundwasseralter wider. Der Tritiumgehalt von 19 ± 2 TU sowie der erhöhte Nitratgehalt zeigen, daß es sich um ein Mischwasser mit einer hohen Jungwasserkomponente $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ handelt. Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,712 ist somit durch Wasser aus den marinen Karbonaten und durch junge geringmineralisierte Wasser geprägt.

7.1.11 St. Egidien, Brunnen B 109/84 (Erzgebirgisches Becken)

Das Mineralwasser des Typs Na-Ca-Mg-Cl stammt aus Schichten des Unterrotliegenden (Leukersdorfer Schichten: Sandsteine, verfestigte Konglomerate) in 30 bis 150 m u. Gel. Es handelt sich fast ausschließlich um Jungwasser $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ (Tritium: 15 ± 1,5 TU) mit einem Einfluß eines hochsalinaren Tiefenwassers. Die erhöhten Ca-, Mg- und HCO₃-Gehalte resultieren wahrscheinlich aus dem Kontakt dolomithaltiger Schichten aus der in diesem Bereich des Beckens verbreiteten Zechsteinrandfazies. Der Cl⁻-Gehalt von 540 mg/l ist deutlich niedriger, als der von BEIER & SZYMCAK (1986) gemessene Wert von 8520 mg/l und weist auf erhebliche Veränderungen in der Beschaffenheit des dem Brunnen zuströmenden Grundwassers hin. Der Grund hierfür ist wahrscheinlich eine Beschädigung des Brunnens, die bei der Probenahme am 23.09.1996 festgestellt wurde. Die erhöhten Sr- und As-Gehalte stammen aus dem umgebenden Gestein, während die erhöhte Br⁻-Konzentration auf den salinaren Wasseranteil zurückzuführen ist.

7.1.12 Tagebau Schleenhain, Liegendwasserdurchbruch (Bornaer Mulde)

Die chemische Beschaffenheit ist im wesentlichen durch die Schichten des Zechsteins (Anhydrit, Dolomit) im Liegenden geprägt. Hierauf sind auch die erhöhten Strontium- und Selengehalte und der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert des Sulfates von +11 ‰ (CDT) zurückzuführen. Die Temperatur des Wassers (17,5 °C) resultiert aus der Tiefenlage der Zechsteinschichten in diesem Bereich der Muldenstruktur. Der Chloridgehalt des Wassers (Typ: Ca-Na-Cl-SO₄-HCO₃) beträgt 360,5 mg/l und zeigt somit gegenüber einer chemischen Analyse von 1976 (aus Unterlagen der MIBRAG) einen Anstieg von Chlorid um etwa 100 mg/l. Das am 11.03.1997 beprobte Wasser besaß eine ähnliche chemische Beschaffenheit wie eine von TRETIN (1990) dort entnommene Probe und zeigt von 1990 bis heute keine wesentliche chemische Veränderung mehr an. Die von TRETIN (1990) angegebenen $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Werte decken sich mit den am 11.03.1997 ermittelten Daten und weisen auf ein sehr altes Wasser mit Anteilen von Reliktwassern kälterer Klimate hin (Abb. 47). Dieses wird auch durch den niedrigen ¹⁴C-Wert von 7 pMC (TRETIN 1990) bestätigt, der jedoch durch geogenes Karbonat (z.B. Dolomit) beeinflusst sein kann und dadurch ein scheinbar höheres Alter anzeigt. Einflüsse von Jungwässern $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ können wegen des nicht nachweisbaren Tritiums nicht festgestellt werden.

7.1.13 Wolkenstein/Wiesbaden, Thermalquellen (mittleres Erzgebirge)

Bei den beiden Thermalwässern des Typs Na-Ca-HCO₃ (Wolkenstein, Thermalquelle) und des Typs Na-HCO₃ (Wiesbaden, Georgsquelle) handelt es sich um den gleichen hydrodynamischen Grundtyp, nämlich einen durch das hohe ¹⁴C-Modellalter belegten Altwasseranteil und einen durch die Tritiumgehalte belegten Jungwasseranteil α_{40} Jahre. In der $\delta^{34}\text{S}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Signatur, wie auch im $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ - und im ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis besteht zwischen beiden Wässern kein signifikanter Unterschied. Ebenso weist das SiO₂-Geothermometer auf eine ähnliche Bildungstemperatur von 50 bis 60 °C hin (Kap. 5.3). Die ¹⁴C-Werte zeigen, daß das Thermalwasser von Wiesbaden (Georgsquelle) eine höhere mittlere Verweilzeit aufweist, als die Thermalquelle von Wolkenstein.

Der Altwasseranteil ist das Thermalwasser, welches entlang von Gängen aufgestiegen ist und damit hydrodynamisch einen tritiumfreien Piston-Flow-Typ repräsentiert. Der Jungwasseranteil α_{40} Jahre setzt sich nach KUSCHKA (1962) aus hypodermischem Abfluß und Kluftgrundwasser zusammen. Die Berechnung des dem Thermalwasser zugemischten Jungwasseranteils α_{40} Jahre unter Zugrundelegung der Kombination eines Exponentialmodells mit einem tritiumfreien Piston-Flow-Modell mit MULTIS ergab folgendes Ergebnis:

Wolkenstein, Thermalbad: etwa 18 %

Wiesbaden, Georgsquelle: etwa 7 %.

Die Unterschiede bei den Hauptelementen (Cl, SO₄, NO₃ und HCO₃) lassen sich jedoch durch das Jungwasser α_{40} Jahre alleine nicht begründen. Hier zeigt sich ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden benachbarten Thermalwässern: das Thermalwasser von Wiesbaden läßt sich deutlicher in einen Jungwasser- und in einen Altwasseranteil differenzieren, während in Wolkenstein eine dritte Komponente, nämlich ein Anteil an tieferzirkulierenden tritiumfreien Kluftgrundwässern die Beschaffenheit des Thermalwassers beeinflusst. Die von KUSCHKA (1962) beschriebene besondere Komplexität der Neugeboren-Kindlein-Störungszone kann der Grund für exponentialartige hydraulische Verhältnisse bis in größere Tiefen sein, die zu einem (Misch-) Wasser des Na-Ca-HCO₃-Typs führt, während durch den größeren Piston-Flow-Anteil in der Altwasserkomponente der Georgsquelle (Wiesbaden) ein Na-HCO₃-Typ entsteht.

7.1.14 Berggießhübel, Brunnen Hy Bg 1/94 (Elbtalschiefergebirge)

Das fluorid- und radonhaltige geringmineralisierte Mineralwasser des Typs Ca-Na-HCO₃ wurde im Markersbacher Granit in einer Bohrung aus 83 m Tiefe erschlossen. Der Fluorid- und Radongehalt sowie der möglicherweise auch erhöhte Zinkgehalt stammen aus dem Granit. Der niedrige ¹⁴C-Wert von 41 pMC weist auf ein Modellalter von mehreren tausend Jahren hin. Im Wasser sind geringe Gehalte von Tritium ($1,5 \pm 0,5$ TU) und von Nitrat (0,4 mg/l) nachgewiesen worden. Diese Konzentrationen können ein Hinweis darauf sein, daß bereits ein schwacher Jungwassereinfluß α_{40} Jahre in diesem Wasser existiert. Auch der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert von -16 ‰ PDB kann Einflüsse von CO₂ aus Respirationsprozessen widerspiegeln. Die bei einem Demonstrationspumpversuch von BOHNWAGNER (1995) ermittelten k_f -Werte zwischen $5 \cdot 10^{-8}$ bis $1,3 \cdot 10^{-7}$ m/s weisen auf geringe Öffnungsweiten der Klüfte und auf niedrige Fließgeschwindigkeiten im Granit hin. Bei erhöhter Grundwasserentnahme - möglicherweise bereits während des Pumpversuchs - kann es nach kurzer Zeit zum Eindringen von jungen Wässern gekommen sein.

7.1.15 Naundorf, Brunnen Hy F 101/89 (Osterzgebirge)

Das fluoridhaltige geringmineralisierte Wasser wird aus einer Tiefe von ca. 40 Metern aus Klüften des Gneises gefördert. Das Wasser besteht, wie die ¹⁴C- und Tritiumgehalte belegen, aus einem Altwasseranteil in der Größenordnung von Jahrtausenden und einem Jungwasseranteil α_{40} Jahre. Von der Landesuntersuchungsanstalt für das Gesundheits- und Veterinärwesen in Dresden wurde am 08.04.1993 in dem Wasser ein Fluoridgehalt von 3 mg/l

festgestellt. Bis zum Zeitpunkt der Probenahme durch den Verfasser am 09.08.1995 ist der Fluoridgehalt auf 1,5 mg/l gesunken, während die Nitratkonzentration von 1 mg/l auf 4,1 mg/l anstieg. Das Fluorid ist wahrscheinlich überwiegend dem Altwasseranteil zuzuordnen. Durch eine hohe Grundwasserentnahme sind dort zunehmend junge Grundwässer nachgeströmt, die zu einer Absenkung des Fluoridgehaltes führten. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,717 ist für proterozoische Gneise außergewöhnlich niedrig und ist auf den Jungwasseranteil oder auf die Nähe zum Granit von Niederschöna zurückzuführen.

7.1.16 Bad Lausick, Albert- und Matthesbrunnen (Nordwestsachsen)

Die Tritiumwerte um 20 TU bestätigen die von MÜLLER (1964) geäußerte Vermutung, daß es sich bei beiden Brunnen um Wasser aus Niederschlagsereignissen < 40 a handelt. Die Unterschiede zu älteren chemischen Analysen sind Schwankungen, die bereits MÜLLER (1964) damit erklärte, daß das Niederschlagswasser schnell dem Brunnen zufließt. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Signatur bestätigt eine Herkunft des Sulfates aus der Sulfidoxidation. Auch der hohe Gehalt an Spurenelementen resultiert aus der Oxidation von Metallsulfiden. Da die Wässer beider Brunnen gleiche Sulfatkonzentrationen und eine weitgehende Ähnlichkeit in der Spurenelementzusammensetzung aufweisen, können die Unterschiede in den Fe-, Al-, As-, Si- und N-Verbindungen nicht auf Verdünnungseffekte zurückzuführen sein, wie es MÜLLER (1964) vermutete. Hierbei müssen vielmehr Fällungsreaktionen dieser geochemisch komplex reagierenden Elemente die Ursache sein, da auch das Redoxpotential im Matthesbrunnen mit $E_h = 204$ mV deutlich über dem des Albertbrunnens liegt ($E_h = 124$ mV). Der Albertbrunnen befindet sich näher zum Bildungszentrum der schwefelsauren Wässer (Hermannsbad-Hügel) als der Matthesbrunnen und ist somit weniger durch Zumischung von Sauerstoff (Luftsauerstoff in den belüfteten Schächten) beeinflusst. Diese Unterschiede zeigen sich auch in der Temperatur: das Wasser des Matthesbrunnens (Wasserspiegel: 1,20 m u. Gel.) spiegelt mit 14,5 °C (bei 20 °C Außentemperatur während der Probenahme) eine atmosphärische Erwärmung wider, die im Albertbrunnen (10,7 °C, Wasserspiegel 1,60 m u. Gel.) wegen der Nähe zum Hermannsbad-Hügel niedriger ist (Abb. 8). Die unterschiedlichen $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Werte zwischen den beiden Mineralwässern sind wahrscheinlich anthropogener Ursache: MÜLLER (1964) beschreibt, daß 1962 nach einer Geländeabsenkung durch eingestürzte Grubenbaue zur Stützung des Kurbgebäudes über 1000 t Suspension mit Festsubstanz (Hochofenzement, Schlackensand, Bentonit) in den Untergrund verpreßt wurden, die noch 1964 zu erhöhten Ca-Gehalten in den Mineralbrunnen führten. Die hierin enthaltenen Kohlenstoffverbindungen können sich auch auf den ^{13}C (DIC)-Gehalt auswirken.

7.1.17 Bad Muskau, Bergquelle (Oberlausitz)

Ähnlich wie in Bad Lausick ist auch in Bad Muskau die Existenz der eisenhaltigen Wässer auf ehemaligen untertägigen Bergbau zurückzuführen. Die Sulfatgehalte im Mineralwasser resultieren aus der Pyritoxidation ($\delta^{34}\text{S} = 3$ ‰ CDT). Der gegenüber den beiden Mineralwässern von Bad Lausick niedrigere Feststoffgehalt kann die Folge eines schwächeren Einflusses der Pyritoxidation oder der Zumischung einer weiteren (geringmineralisierten) Wasserkomponente sein.

Der hohe SiO_2 -Gehalt von 61 mg/l ist die Folge intensiver Lösungseinwirkung sehr saurer Wässer auf silikatische Minerale (vgl. APPELO & POSTMA 1994). Dieser Lösungseffekt spiegelt sich auch im ^{14}C -Wert wider (24,61 pMC), der durch ^{14}C -freien Kohlenstoff aus tertiären Sedimenten (Alaun- und Braunkohlenschichten) beeinflusst ist.

7.1.18 Dresden-Briesnitz, „Alter Brunnen“ und Brunnen Hy D 504/90 (Dresdener Becken)

Die CO₂-reichen fluoridhaltigen Mineralwässer des Typs Ca-Na-Mg-HCO₃ (Bohrung Hy D 504/90) und Ca-Mg-HCO₃-SO₄ („Alter Brunnen“) werden aus Schichten des Obercenomans und des Rotliegenden gefördert. Ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Brunnen zeigt sich im Tritiumgehalt:

- das Wasser des Brunnens „Alter Brunnen“ besteht zum überwiegenden Teil aus Jungwasser $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$. Modellberechnungen auf der Basis einer Kopplung eines tritiumfreien Modells für den möglichen Altwasseranteil und eines Exponentialmodells für den Jungwasseranteil $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ ergab bei einem Tritiumgehalt von 22 ± 2 TU eine mittlere Verweilzeit von ca. 20 Jahren bei einem Jungwasseranteil $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ von etwa 70 %.
- im Wasser der ca. 30 m von dem „Alten Brunnen“ entfernten Bohrung Hy D 504/90 konnte kein Tritium nachgewiesen werden. Die in Abb. 47 dargestellte Position der $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur unterhalb der aktuellen Niederschlagsgeraden ist ein Hinweis, daß es sich um sehr altes Wasser handelt, welches aus Niederschlagsereignissen anderer klimatischer Verhältnisse stammt.

Die chemische Beschaffenheit des Wassers des „Alten Brunnens“ spiegelt wegen der erhöhten Ca- und SO₄-Gehalte eher die Herkunft aus Schichten des Cenomans und des Rotliegenden wider. Das Wasser der Bohrung Hy D 504/90 besitzt demgegenüber einen auf Ionenaustauscheffekte zurückzuführenden hohen Na-Gehalt und erhöhte Gehalte an „granitogenen“ Elementen, wie Fluorid und Lithium sowie eine leicht erhöhte Rn-Aktivität (Rn = 172 Bq/l). Die von SACHSE & BOHNWAGNER (1991) angenommene Herkunft der Radonaktivität aus radioaktiven Kohleablagerungen eines verdeckten Rotliegendbeckens könnte noch die erhöhten Fluorid- aber nicht die hohen Lithiumgehalte erklären. Es ist eher wahrscheinlich, daß ein im Untergrund befindlicher Granit (z.B. Ausläufer des Meißener Granit-Syenit-Massivs) hierfür verantwortlich ist.

Bisher nicht geklärt sind die besonders niedrigen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von -1,1 ‰ CDT („Alter Brunnen“) und -7,6 ‰ CDT in der Bohrung Hy D 504/90, weil Oxidationsprozesse von Metallsulfiden, die zu derartig niedrigen $\delta^{34}\text{S}$ -Werten führen, in diesem Fall schwer erklärbar sind. Eine Herkunft ließe sich über die von SACHSE & BOHNWAGNER (1991) vermuteten Kohlen des Rotliegenden erklären: eine ursprünglich erfolgte postgenetische Oxidation von Pyriten in den kohlebegleitenden Schichten führt durch die allmähliche Lösung der Sulfate zu niedrigen $\delta^{34}\text{S}$ -Werten. Typisch für marine Sedimente der Kreide sind die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Wasser des „Alten Brunnens“ mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708$ (DIETRICH & LEPIN 1986).

7.1.19 Königstein, Hechtquelle (Elbtalgraben)

Jungwasseranteile $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ können anhand des nicht nachweisbaren Tritiums ausgeschlossen werden. Der außergewöhnlich hohe HCO₃-Gehalt ist wegen des $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wertes von -2,2 ‰ PDB auf magmatogene Herkunft zurückzuführen. Der CO₂-Einfluß kann auch als Grund für die erhöhten Ca-, Mg- und H₂SiO₃-Konzentrationen angesehen werden. Das diagenetisch abgereicherte Sulfat (Abb. 28) und die in Abb. 47 erkennbare Abweichung des ^{18}O -Gehaltes von der rezenten Niederschlagsgeraden sind Hinweise auf zeitlich lang andauernde Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen. Der hohe Lithium- und Fluoridgehalt weisen auf einen mineralisierenden Einfluß des benachbarten Markersbacher Granites hin. Ein Einfluß von Gangmineralen wird am hohen Arsen- und möglicherweise auch am Urangehalt erkennbar. Das Wasser besitzt weiterhin saline Anteile (Cl = 350 mg/l, $\delta^{34}\text{S} = 10$ ‰ CDT).

7.1.20 Tagebau Berzdorf, Liegendwasserdurchbruch (Oberlausitz)

Das geringmineralisierte fluoridhaltige Wasser (Typ: Na-HCO₃) des Liegendwasserdurchbruches im Tagebau Berzdorf gehört zu den wenig erkundeten Thermalwässern in Sachsen. Ein Jungwasseranteil $\alpha_{40 \text{ Jahre}}$ ist nicht erkennbar. Dieses wahrscheinlich sehr alte Wasser besitzt einen ¹⁴C-Gehalt, der einem Modellalter in der Größenordnung von 10.000 Jahren entspricht. Auch die außerhalb der lokalen Niederschlagsgeraden liegenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sprechen für ein altes Wasser (Kap. 6.1).

Für den hohen Fluoridgehalt stehen folgende Herkunftsmöglichkeiten zur Verfügung:

1. Braunkohlenablagerungen (vgl. BEUGE & SCHULZE 1976)
2. Tertiäre Basalte (KARDEL et al. 1996)
3. Fluoridimprägation des umgebenden Gesteins durch den tertiären Vulkanismus
4. Sekundäre Erhöhung durch Ionenaustausch (vgl. UDLUFT 1991)

Eine Herkunft aus den Braunkohlen ist unwahrscheinlich, da andere chemische Parameter (z.B. Fe, SO₄) nicht auf einen entsprechend hohen mineralisierenden Einfluß schließen lassen. Da jungpaläozoische Granite, die nach KARDEL et al. (1996) für hohe F⁻-Gehalte verantwortlich sind und die immer in Verbindung mit den übrigen Thermalwässern standen, im Untergrund nicht bekannt sind, kämen vor allem die tertiären Basalte oder eine mit dem tertiären Vulkanismus verbundene Fluoridimprägation des umgebenden Gesteins als Fluoridquelle in Betracht.

Wie bei den übrigen Thermalwässern besteht eine Übersättigung an Chalzedon und Quarz und eine geringfügige Untersättigung an Baryt und Fluorit. Der pH-Wert des Thermalwassers spiegelt schwache Einflüsse von Verwitterungsprozessen im Kohlebergbau wider. Diese Annahme wird durch den $\delta^{34}\text{S}$ -Wert gestützt, der mit + 1 ‰ (CDT) niedrig ist und bei den geringen SO₄-Konzentrationen (15,5 mg/l) bereits auf Schwefelanteile aus Oxidationsprozessen von Metallsulfiden („Pyritoxidation“) hinweist (siehe Abb. 50).

Die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Signatur zeigt keinen Einfluß magmatogener Kohlensäure auf den DIC-Gehalt, wie bei den etwa 20 km südlich befindlichen Thermalwässern von Zittau von TRETTIN et al. (1987) festgestellt wurde.

Die Bildungstemperatur beträgt nach der SiO₂-Methode 77°C und weist auf eine Bildungstiefe von etwa 2000 m u. Gel. hin.

Das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis von 0,713 liegt deutlich über dem zu erwartenden Wert für Basaltoide und kann nach Angaben von TRETTIN et al. (1991) ebenfalls aus dem Lausitzer Granodiorit resultieren.

7.2 Herkunft der balneologisch wertbestimmenden Eigenschaften

7.2.1 Chloridanomalien in den Mineral- und Thermalwässern

Insgesamt ist zu erkennen, daß über einen weiten Raum verteilt in Sachsen erhöhte Cl-Gehalte festgestellt wurden (Kap. 3.3.). Hierbei sollen vor allem folgende Einflüsse diskutiert werden:

- Subrosionswässer aus Evaporitablagerungen des Zechsteins oder anderer Epochen (z.B. Oberer Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Jura)
- fossiles Meerwasser
- konnate Wässer
- fossile Mutterlaugen (hochsalinare Restlösungen, die nach der Eindampfungsphase zurückbleiben)
- anthropogene Herkunft

Chlorid ist ein guter geogener Tracer, um Einflüsse von salinaren Wässern jeder Art anzuzeigen. Da jedoch bereits geringe Einflüsse hochsalinärer Tiefenwässer ausreichen, um eine Chloridanomalie im Grundwasser zu bewirken, läßt sich aus der Kenntnis des Gesamtchemismus selten auf die Herkunft des Chlorids schließen. Als ein guter genetischer Indikator bietet sich das Br/Cl-Verhältnis an (VOIGT 1977). Bei der Interpretation zur Herkunft der Chloridanomalien wurde ein besonderes Augenmerk auf das Verhältnis dieser beiden im Wasserkreislauf weitgehend inerten Elemente gerichtet. Hierbei wird folgende Modellvorstellung zugrunde gelegt, zusammengefaßt in WEDEWARDT (1995):

- Bromid reichert sich gegenüber Chlorid bei Eindampfungsprozessen in der Restlösung an.
- das auskristallisierte Salz besitzt gegenüber Meerwasser ($\text{Br/Cl} \approx 0,0034$) ein niedrigeres Br/Cl-Verhältnis mit $\text{Br/Cl} \approx 0,0002$
- die Restlösung besitzt gegenüber Meerwasser ein (wesentlich) höheres Br/Cl-Verhältnis ($> 0,0034$).
- Tonmembraneffekte und regionalmetamorphe Prozesse führen nicht zu einer Veränderung des Br/Cl-Verhältnisses.

Südliches Vogtland

Im südlichen Vogtland sind zwei Gruppen von Mineralwässern zu unterscheiden, wie anhand der in Kap. 7.1 dargestellten geochemischen und hydroisotopischen Differenzierungen ersichtlich ist:

1. **Bad Elster** (Marienquelle¹, Moritzquelle, Salzquelle) und **Sohl** (Neue Quelle, Hofquelle, Sachsenquelle)
2. **Bad Brambach** (Untere/Obere Grenzquelle, Radonquelle, Schillerquelle, Eisenquelle) und **der Schönberger Säuerling**

Allgemein ist zu erkennen, daß mit der Abnahme des Tritiumgehaltes eine Zunahme der Chlorid- und Sulfatkonzentration verbunden ist. Dieses läßt den Schluß zu, daß die Herkunft des Chlorids und des Sulfates mit älteren Wasseranteilen in Verbindung gebracht werden kann. Aufgrund der Tritium- und $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Werte besitzt das Wasser des Schönberger Säuerlings mehr alte Wasseranteile als die übrigen Mineralwässer des südlichen Vogtlandes (Kap. 7.1). Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte liegen alle innerhalb eines schmalen Bereiches von +5,6 bis +6,9 ‰ (CDT) und lassen keine Differenzierung bezüglich der Herkunft des Sulfates zu. Die von MICHLER (1973) vermutete metamorphogene Herkunft basierte auf der Beobachtung, daß generell die Salzgehalte in den Mineralwässern aus Phylliten höher als im Fichtelgebirgsgranit sind. Eine Herkunft des Chlorids durch Hydratation des Phyllits ist jedoch unwahrscheinlich, da hierfür bei den hohen Cl-Konzentrationen in Bad Elster (bis 786 mg/l) und Sohl (bis 746 mg/l) ein großes Chloridangebot bei einem großen Wasser/Gesteins-Verhältnis vorhanden sein müßte, was beim Phyllit nicht der Fall ist. Der Unterschied im Chloridanteil zwischen Bad Elster/Sohl

und dem 120 m höher gelegenen Bad Brambach ließe sich eher durch eine Abnahme des Chloridgehaltes, verbunden mit der topographischen Höhe, erklären. Jedoch ist ein Vergleich wegen der unterschiedlichen Jungwasseranteile α_{40} Jahre sowie der wenig bekannten regionalen Hydrodynamik schwierig.

Die Herkunft des Chlorids läßt sich anhand der Komponenten Na, SO₄ und Li interpretieren. Deren hohe Gehalte in Verbindung mit deren auffälliger linearer Beziehung zueinander können nur durch eine Lösung von Evaporiten erklärt werden (Kap. 7.1 und Abb. 52). Somit ist auch ein großer Teil des Chlorids in diesen Wässern ebenfalls auf die Laugung von Salzen (möglicherweise tertiäre Salzablagerungen) zurückzuführen. Es muß jedoch bezüglich des Chlorids auch ein Einfluß von Formationswässern angenommen werden, wie es DVORAK (1990) vermutete. Hierauf weist das Br/Cl-Verhältnis (0,0027-0,0040) und die etwas breitere Streuung gegenüber den drei Komponenten Na, SO₄ und Li hin.

Daß die hohen Sulfat- und Chloridgehalte der Mineralwässer auf einen Gaslifteffekt des CO₂ zurückzuführen sind, wie es EGERTER (1984) annahm, konnte jedoch weder auf tschechischer noch auf sächsischer Seite bestätigt werden. Im Vergleich mit Daten von STRAUCH et al. (1997) sind deutliche Ähnlichkeiten in der chemischen Beschaffenheit zu Mineralwässern im südlich angrenzenden Böhmen (Tschechische Republik) zu erkennen. Auffällig ist eine sehr enge Korrelation zwischen Na und SO₄ der Mineralwässer beider Regionen, die auf eine genetische Verwandtschaft schließen läßt.

Nördliches Vogtland

Der Chloridgehalt der Mineralwässer des **nördlichen Vogtlandes** (Schönbrunn, Neumühle, Altensalz) ist wesentlich höher als in den Vorkommen im südlichen Vogtland.

Das Chlorid ist in diesen Wässern das dominante Anion, während die Konzentrationen von HCO₃ und SO₄ relativ gering sind. Die Wässer besitzen einen ausgesprochenen Tiefenwasserchemismus, der sich u.a. in dem besonders hohen Ca/Mg-Verhältnis ausdrückt (Abb. 27).

KÄMPF et al. (1991) vermuteten, daß zwischen **Neumühle** und **Schönbrunn** eine hydraulische Verbindung bestehen muß, zumal mit Beginn der verstärkten Wasserhaltungsmaßnahmen in der Grube Schönbrunn die (ursprünglich) artesisch austretende Wassermenge zurückging. Die gleiche Herkunft des Chlorids bei den Vorkommen Schönbrunn und Neumühle ist sehr wahrscheinlich, da das Br/Cl-Verhältnis auffallend ähnlich ist. Eine hydraulische Verbindung ist jedoch kaum möglich, da

1. das Thermalwasser der Grube Schönbrunn in seiner chemischen Beschaffenheit und Ergiebigkeit nach Daten von STRAUCH et al. (1997) über die Jahre weitgehend konstant blieb, während sich das Wasser der Bohrung Neumühle sowohl im Chemismus als auch in der Ergiebigkeit drastisch änderte (SCHÜTZEL & HÖSEL 1962, UFZ/HGC 1996),
2. im Wasser der Tiefbohrung in Neumühle zeigen die von MICHLER (1973) publizierten Daten ein durch Austauscheffekte beeinflusstes $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis, wie es nach sehr langen Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen der Fall ist, während das $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Thermalwassers in der Grube Schönbrunn auf der GMWL liegt (siehe Abb. 46). Jedoch muß hierbei der Fortschritt in der meßtechnischen Genauigkeit seit 1973, vor allem am Deuterium, berücksichtigt werden.

Eine genetische Beziehung zu den etwa 15 km entfernten Mineralwässern in Bad Elster ist nicht zu erkennen. Hierauf weisen neben den Unterschieden in der chemischen Beschaffenheit und der $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Signatur vor allem die wesentlich höheren Br/Cl-Verhältnisse mit Werten um 0,0060 hin. Bezüglich der ehemaligen **Heilquelle Altensalz** liegt von der räumlichen Nähe und von der Ähnlichkeit der geologischen Verhältnisse her ein gleicher Ursprung des Chlorids nahe, jedoch ist ein Vergleich schwierig, da die in CARLÉ (1966) zusammengefaßten

chemischen Analysen erhebliche Schwankungen, die auch das Br/Cl-Verhältnis betreffen, aufweisen. Seismische Interpretationen von KÄMPF et al. (1989) kommen zu dem Ergebnis, daß es zeitweilig ein weit verzweigtes hydraulisches System zwischen Altensalz, Neumühle und Schönbrunn geben kann.

Erzgebirgisches Becken

Die Mineralwässer des **Erzgebirgischen Beckens** (St. Egidien, Solezutritte in den Gruben des Zwickauer- und Oelsnitzer Kohlerevieres) unterscheiden sich von denen des nördlichen Vogtlandes durch ihre wesentlich höhere Chloridkonzentration und das besonders niedrige Ca/Mg-Verhältnis (Abb. 27).

In **St. Egidien** besteht das chloridreiche Wasser des Brunnens Hy Se 109/84, wie die Tritiumwerte ($15,2 \pm 2$ TU) zeigen, fast ausschließlich aus Jungwässern α_{40} Jahre. Eine anthropogene Herkunft des Chlorids kann nach Untersuchungen von BRINSCHWITZ (1992) ausgeschlossen werden, da es hierfür keine Kontaminationsquelle gibt. BEIER & SZYMCAK (1986) beschrieben eine Abnahme des Cl-Gehaltes in den Brunnen mit zunehmender Entfernung von der Rödlitzer Störungszone, in deren unmittelbaren Nähe sich die Bohrung Hy Se 109/84 befindet. Das Vorkommen unterscheidet sich von den Mineralwässern des südlichen und des nördlichen Vogtlandes durch das hohe Br/Cl-Verhältnis mit 0,0106. Dieses hohe Verhältnis findet sich z.B. in Mutterlaugen, die nach SPENCER (1987) in großen Mengen im Bereich von Evaporationsbecken in den Untergrund eindringen können. Nach paläogeographischen Untersuchungen von FISCHER (1990) existieren im Erzgebirgischen Becken derartige Ablagerungen im Unteren Rotliegenden. Somit bestätigt das Br/Cl-Verhältnis die Annahme einer Reliktlösung, die BRINSCHWITZ (1992) aus der Leukersdorf-Folge (Unteres Rotliegendes) vermutet.

Zur Untersuchung einer möglichen Herkunft aus dem Thüringer Becken muß ein Vergleich mit den nächstgelegenen nordwestlich hiervon befindlichen Vorkommen Bad Sulza und Bad Köstritz erfolgen. Eine Migration entlang von Störungszone würde für Bad Sulza eine Distanz von etwa 75 km und für Bad Köstritz von etwa 50 km bedeuten. Falls eine derartig weite Strecke von den hochsalinaren Wässern zurückgelegt wird, ist dieses mit einer diagenetischen Veränderung der chemischen Beschaffenheit verbunden, so daß ein direkter Vergleich von Elementverhältnissen nur im Fall von Bromid und Chlorid sinnvoll ist. Diese Wässer besitzen ein deutlich niedrigeres Br/Cl-Verhältnis mit 0,00012 (Bad Sulza, aus HOPPE 1972b) bzw. 0,0005 (Bad Sulza, aus HECHT & JUNGWIRTH 1996) und mit 0,0004 (Bad Köstritz, nach einer Analyse aus RUSSE 1995), welches typisch für Salzablaugungswässer ist. Ein genetischer Zusammenhang zu dem Vorkommen von St. Egidien ist wegen der deutlichen Unterschiede im Br/Cl-Verhältnis nicht zu schlußfolgern.

Zur Beschaffenheit der früheren Salzwasserzuflüsse in den mittlerweile gefluteten Grubenanlagen des **Zwickauer** und **Oelsnitzer Kohlerevieres** existieren nur wenig Informationen. Es wurden während des Abbaus bis 1980 aus bergbautechnischen Erwägungen nur einzelne Parameter gemessen, so daß gegenwärtig eine Differenzierung zwischen den mindestens 18 bekannten Austrittsstellen nicht erfolgen kann. Aus den vorhandenen Daten ist ein linearer Anstieg der Chloridkonzentration zur Tiefe hin nicht nachvollziehbar, so daß auch nicht erkennbar ist, ob die Salzwasserzutritte gleichen Ursprungs sind. Besonders hohe Chloridgehalte wurden in den Schächten auf den untersten Sohlen festgestellt (SCHRÄBER 1968). Hierbei handelt es sich um teilweise über 20 Jahre alte Standwässer stillgelegter Schächte (z.B. Martin-Hoop-Schacht, Karl-Marx-Schacht; mündl. Mitteilung von Herrn Kaulfuß, ehemals zuständig für die Wasserhaltung in den Gruben). Das aus den Daten von SCHRÄBER (1968) resultierende Br/Cl-Verhältnis liegt mit 0,0037 im Bereich von Meerwasser.

Die hohen Chloridkonzentrationen im Wasser könnten durch Tonmembranfiltration entstanden sein, da hierdurch das Br/Cl-Verhältnis nicht verändert wird (WEDEWARDT 1995). Jedoch ist vor allem bei den Standwässern auch eine gravitative Aufkonzentrierung möglich. Zur Frage der Entstehung der Wässer sind folgende Aspekte wichtig:

1. BLÜHER (1960) fiel auf, daß die Salzwasseraustritte an Sandstein- und Konglomeratschichten gebunden waren und immer dort austraten, wo innerhalb dieser Stufe eine Anreicherung von Mergelstein- und Kalksteinkonkretionen zu beobachten war. Die Hauptzuflüsse erfolgten in den Härtensdorfer (Tiefes Unterrotliegendes) und Leukersdorfer Schichten (Oberes Unterrotliegendes).
2. Aus den von SCHRÄBER (1968) zusammengefaßten Daten geht hervor, daß die Mg-Gehalte und die Mg/Cl-Verhältnisse teilweise deutlich über dem des Meerwassers liegen und aus der Gesteinslösung resultieren müssen, da anthropogene Quellen nicht vorhanden sind. Hierfür käme in erster Linie das von PIETZSCH (1962) in den betreffenden Schichten erwähnte dolomitische Bindemittel in Betracht. Die Gesamthärte (CaO+MgO) erreicht in den wenigen beprobten Salzwässern Werte von 303 bis 2460 °dH GH. Diese extrem hohen Ca- (und Mg)-Gehalte müssen durch sehr lange Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen zumindest in den von SCHRÄBER (1968) aufgezählten Vorkommen im Friedrich-Nicolay-Schacht, Karl-Marx-Schacht und Martin-Hoop-Schacht entstanden sein.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand muß es sich bei den Salzwässern des Zwickauer Beckens um diagenetisch aufkonzentrierte konnate Wässer handeln. Hierdurch ließe sich das im Meerwasserbereich befindliche Br/Cl-Verhältnis, das auffallend niedrige Ca/Mg-Verhältnis (Abb. 27), die hohen Ca- und Mg-Gehalte und die Horizontorientierung der Wasseraustritte erklären. Die von SIEGERT (1881) beschriebene Thermalsole im Oelsnitzer Kohlrevier schließt nicht aus, daß auch Salzwässer anderen Ursprungs entlang von Störungszonen in die Grube eingedrungen sein können.

Die Beurteilung ist insgesamt wegen der geringen Datenbasis unsicher. Die von SCHRÄBER (1968) untersuchten Vorkommen repräsentieren das tiefe Untere Rotliegende. Es ist unklar, ob ein genetischer Zusammenhang zu den Salzwässern des höheren Unteren Rotliegenden und zu den Cl-Anomalien im Grundwasser in der weiteren Umgebung (NOBST 1977) besteht.

Elbtalgraben

Im Bereich des Elbtalgrabens sind erhöhte Cl-Gehalte in folgenden Vorkommen auffällig:

- Grube **Königstein**, Hechtquelle (Cl: 350 mg/l)
- Brunnen des **Weißeritzals**:
 - **Brunnen L 63**, Würzburger Str. 9 (Cl: 115 mg/l, MIBUS & SZYMCAK 1994)
 - ehem. **Falkenbrunnen**, Würzburger Str. (Cl: 213mg/l, PRÄGER 1981)
 - **Brunnen L 50**, Budapester Str. 32 (363 mg/l, MIBUS & SZYMCAK 1994)
- ehem. **Silberquelle, Scharfenberg** (Cl: 3576 mg/l, FLECK 1882)

Da im Elbtalgraben keine Salzablagerungen bekannt sind, müssen ähnlich wie bei den Mineralwässern im Erzgebirgischen Becken und im Vogtland andere Herkunftsmöglichkeiten bestehen. Potentielle Eintragsquellen ergeben sich aus salinaren Ablagerungen des Rotliegenden, wie beispielsweise innerhalb des Döhlener Beckens oder des Zechsteins, dessen Nähe durch die Mügelter Mulde dokumentiert ist. Auch ein Einfluß aus großen Tiefen aufgestiegener hochsalinärer Tiefenwässer entlang der Störungen des Elbtalgrabens ist grundsätzlich möglich. Im Stadtgebiet von Dresden können auch anthropogene Kontaminationen die teilweise erhöhte Cl-Konzentration ermöglichen. Genaue Aussagen zur Herkunft sind wegen der geringen Datenbasis nicht möglich.

Etwas detailliertere Interpretationen bieten sich an dem einzigen noch zu beprobenden Vorkommen, der Hechtquelle in der **Grube Königstein** an. Hierbei handelt es sich um ein

hydrogencarbonatreiches Wasser (Typ: Na-Mg-HCO₃), in dem eine HCO₃-Konzentration von 5187 mg/l festgestellt wurde. Das Br/Cl-Verhältnis beträgt 0,0046, ist gegenüber dem Meerwasser erhöht und könnte mit Infiltrationswässern (Mutterlaugen) aus dieser Zeit zusammenhängen. WITZKE (1990) fand in Halden des Kohlebergbaus im Döhlener Becken Cl-haltige Minerale, die aus salinaren Bildungen des Rotliegenden stammen müssen. Somit kann dort auch die Existenz von Formationswässern (Mutterlaugen) angenommen werden.

Auf eine Herkunft aus permischen Ablagerungen kann auch der im Wasser der Hechtquelle gemessene $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von + 10,11 ‰ (CDT) hindeuten, der sich nach Daten von NIELSEN (1965) im Bereich von Sedimenten des Perms befindet, während der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert für Ablagerungen der Kreide bereits bei +21 ‰ (CDT) liegt. Da der zugehörige $\delta^{18}\text{O}$ -Wert am Sulfat nicht bestimmt wurde, kann die Herkunft des Sulfates nicht genau nachvollzogen werden.

Nach mündlicher Mitteilung von Mitarbeitern der Grube Königstein kann der $\delta^{34}\text{S}$ -Wert des Wassers der Hechtquelle durch die Säurelaugung, die zum Uranabbau eingesetzt wurde, nicht beeinflusst werden. Hierauf weist auch die Tritiumkonzentration < 0,5 TU hin. Eine Herkunft des Chlorids aus dem Rotliegenden wird auch durch Beobachtungen von PIETZSCH et al. (1934) bestätigt, wonach Chlorid- und Sulfatgehalte allgemein in Grundwässern aus Rotliegendeschichten hoch sind.

Die erhöhten Cl-Gehalte von 115 bis 363 mg/l, die in drei in das Obercenoman reichende Brunnen des **Weißeritzals** beschrieben wurden, könnten auch auf eine anthropogene Beeinflussung zurückzuführen sein, wie am NO₃-Gehalt erkennbar ist. Auffällig ist, daß die Wässer mit Cl-Anomalien auch erhöhte SO₄-Gehalte besitzen. Eine gemeinsame Herkunft des Chlorids und Sulfats kann jedoch ausgeschlossen werden, da sich die beiden benachbarten Brunnen L 63 und Falkenbrunnen vom etwa 1 km östlich weiter im Beckeninneren befindlichen L 50 im Na/Cl- und im Cl/SO₄-Verhältnis unterscheiden. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Untersuchungen an den Mineralwässern in Dresden-Briesnitz deuten auf eine Herkunft aus Pyritoxidationsprozessen hin, die postgenetisch stattgefunden haben kann.

Bei der **Silberquelle** in **Scharfenberg** handelt es sich um ein altes Vorkommen, welches bereits 1920 nicht mehr genutzt wurde. Die von FLECK (1882) gemessene Chloridkonzentration von 357 mg/l deutet jedoch auf eine Chloridanomalie hin, wie sie auch mit den damaligen Analysemethoden bereits einwandfrei bestimmbar war. Das Vorkommen befindet sich ca. 10 km südlich der Mügeler Mulde, wo KRAFT & SCHRÄBER (1968) evaporitische Gesteine des Zechsteins (nach EISSMANN 1970 wahrscheinlich Werra- und Staßfurt-Serie) in einer Tiefbohrung beschrieben. Ein Zusammenhang zwischen den Chloridgehalten in der Silberquelle und den Zechsteinablagerungen kann hier bestehen.

Bornaer Mulde

Salzablagerungen sind aus der Bornaer Mulde nicht bekannt. Das in dem Liegendwasserdurchbruch im **Tagebau Schleenhain** ermittelte Br/Cl-Verhältnis mit 0,0061 liegt deutlich über dem des Meerwassers. Ein Einfluß salinärer Restlaugen des Zechsteins liegt nahe. Es ist davon auszugehen, daß der hohe Chloridgehalt, der auch aus anderen Grundwassermeßstellen in der Bornaer Mulde bekannt ist (z.B. MICHEL 1960, SPELTER 1959), durch Mutterlaugen des Zechsteins hervorgerufen wurde.

Nordwestsachsen (Krostitz)

Der hohe Feststoffgehalt des Wassers im **Krostitzer Mineralbrunnen** wurde nach Ansicht von SCHÜTZENMEISTER (1992) durch die Lösung quartärer Rinnensedimente verursacht. Die hohen Cl-Gehalte sprechen jedoch für einen Einfluß aus den Bitterfelder Glimmersanden

(Tertiär), da ein anthropogener Einfluß wegen der nicht nachgewiesenen Nitrat/Nitritgehalte ausgeschlossen werden kann. Die für Salzablaugungswässer charakteristischen hohen Cl- und SO₄-Gehalte wurden von EISSMANN (1970) in Tiefenwässern zwischen Bitterfeld und Delitzsch erwähnt. In Bohrungen der ehem. SDAG Wismut wurden z.B. in dieser Region NaCl-Wässer mit einem Gehalt an gelösten Feststoffen bis zu 13200 mg/l angetroffen. Da eine horizontale Zonierung der Chloridgehalte nicht erkennbar ist (Kap. 3.3), kommt nur eine Bindung an Störungszonen in Betracht. Chloridische Tiefenwässer wurden auch bei Erkundungsbohrungen auf Braunkohle in jungproterozoischen Grauwackenserien in dem nur wenige Kilometer von Krostitz entfernten Braunkohlentagebau Breitenfeld festgestellt (GLÄSSER, mündl.). Da sich der Standort Krostitz in unmittelbarer Nähe einer bedeutenden NW-SE verlaufenden Störungzone befindet, ist dort ein Einfluß von salinaren Tiefenwässern, die bevorzugt entlang von Störungen aufsteigen, sehr wahrscheinlich. Das Br/Cl-Verhältnis liegt mit 0,0010 im Bereich von Salzablaugungswässern und legt die Vermutung nahe, daß es sich um Ablaugungslösungen handelt, die während oder nach der Zechsteinsedimentation entstanden sind und in das geklüftete Grundgebirge eindringen konnten.

7.2.2 Eisengehalt ≥ 20 mg/l in den Mineral- und Thermalwässern

In Sachsen lassen sich die eisenhaltigen Mineralwässer in folgende Gruppen unterteilen:

1. Typ *Pyritverwitterung*:

eisenhaltige Mineralwässer im Bereich der Braunkohleablagerungen (Bad Lausick, Bad Muskau), an ehemaligen untertägigen Bergbau gebunden, meistens am Rand der Braunkohlenverbreitungen, wo die Kohleschichten mit der Bergbautechnik des letzten Jahrhunderts gut abzubauen waren.

2. Typ *Lösung Fe-Mineral*:

eisenhaltige Mineralwässer im Grundgebirge (Bad Reiboldsgrün, Mineralwässer im südlichen Vogtland), im Kontaktbereich granitischer Intrusionen oder im Bereich ehemaligen Bergbaus auf Metallerze, die Fe-Gehalte sind niedriger als im Typ „Braunkohle“, die Wässer sind an Störungs- und Klüftzonen gebunden

Der Typ „*Pyritverwitterung*“ konnte erst durch anthropogene Einflüsse entstehen. Es handelt sich bei der Anreicherung des Eisens in den Mineralwässern von Bad Lausick und Bad Muskau um den gleichen Mechanismus wie in den Oxidationsprozessen, die sich in den Abraumbelagerungen des Braunkohlenbergbaus („Kippen“) vollziehen und dort teilweise u.a. zu erheblichen Schwermetallbelastungen des Grundwassers führen. Die hohen Fe-Gehalte in den Mineralwässern sind seit über 150 Jahren weitgehend konstant beständig geblieben. Der Grund hierfür muß in einer relativ langsam erfolgenden Pyritoxidation liegen, deren Intensität durch die Korngröße des Sedimentes und durch die mikrobiologische Aktivität bestimmt wird. Somit würden in erster Linie pyritführende Tone und Schluffe für den Eisengehalt verantwortlich sein.

Der Typ „*Lösung Fe-Mineral*“ entsteht durch die Lösung von Fe-Mineralen bevorzugt im reduzierten Milieu. Eine Herkunft des Eisens aus der Oxidation möglicher (z.B. an Gänge gebundener) Eisensulfide kann wegen der hohen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte ausgeschlossen werden. APPELO & POSTMA (1994) geben an, daß ein hoher Fe-Gehalt im Grundwasser auch durch die Lösung von Siderit erfolgen kann, welche bevorzugt bei sauerstofffreien und sulfidarmen Wässern stattfindet. Da Siderit ein häufiges Mineral in hydrothermalen Gängen ist, kommt es als Fe-Lieferant in den untersuchten eisenhaltigen Mineralwässern in **Bad Reiboldsgrün** und im **südlichen Vogtland** in Frage. Geochemische Modellberechnungen (Phreeqc) am Mineralwasser in Bad Reiboldsgrün und an den Mineralwässern im südlichen Vogtland weisen als wichtige Mineralphasen für Eisen Hämatit und Siderit aus, welche typische Gangminerale sind oder im Kontaktbereich von Intrusionen entstehen können. Die erhöhte Eisenbildung kann auf den Kontakthof des Fichtelgebirgsgranites und des Eibenstocker Granites zurückzuführen sein. Möglicherweise spielt im südlichen Vogtland auch die Anwesenheit von CO_2 bei der Eisenfreisetzung eine wichtige Rolle.

7.2.3 Radonaktivität ≥ 666 Bq/l in den Mineral- und Thermalwässern

Hohe Radongehalte beschränken sich auf Mineralwässer aus Gebieten, in denen jungpaläozoische Granite vorkommen (Abb. 10). Die flächendeckenden Untersuchungen von SCHIFFNER & WEIDIG (1912) können noch heute als Vergleich hinzugezogen werden. Aus Gründen der Genauigkeit und Einheitlichkeit wurde zwar ab 1921 ein anderes Meßverfahren für die Bestimmung von Rn-Aktivitäten in Grundwässern vereinbart (PIETZSCH 1922), die einen direkten Vergleich der Meßergebnisse erschweren, jedoch lassen die umfangreichen Werte von SCHIFFNER & WEIDIG (1912) tendenzielle Aussagen zu Rn-Anomalien in Grundwässern zu. Die von BORS DORF et al. (1995) beschriebene Verteilung der Summe der spezifischen Aktivitäten von ^{238}U und ^{226}Ra in sächsischen Böden (Abb. 9) deckt sich nur teilweise mit der Verbreitung radonhaltiger Wässer (Abb. 10). Es muß somit neben dem Uran- und Radiumgehalt im Gestein noch weitere Mechanismen bei der Bildung radonhaltiger Wässer geben.

Insgesamt lassen sich folgende wichtige Regionen abgrenzen, in denen eine auffällige Häufung radonhaltiger Wässer beschrieben wurde:

1. Grenzbereich des Fichtelgebirgsgranites im Raum Bad Brambach und südlich hiervon
2. westliche Randzone des Eibenstocker Granitmassivs und das Kirchberger Granitmassiv
3. Region um Schneeberg - Aue (Gera-Jachymov-Störungszone, regional: „Roter Kamm“).

Die Einzelvorkommen in Wolkenstein, Berggießhübel, Niederbobritzsch, Altenberg und Dresden-Briesnitz lassen sich keiner Gruppe zuordnen, sind jedoch offensichtlich genetisch an Granite oder tiefreichende Störungen gebunden.

Bad Brambach

Der außergewöhnlich hohe Radongehalt der Radonquelle läßt sich nicht allein durch die primäre Urananreicherung im Gestein erklären (WATZNAUER & KOCH 1989). Da in allen Quellen die Radonaktivität trotz unterschiedlicher Alt- und Jungwasseranteile hoch ist, läßt sich die Herkunft des Radons nicht einer bestimmten Wasserkomponente zuordnen. Die von GELLERMANN & FRÖHLICH (1984) festgestellten Unterschiede der Urangehalte zwischen den Grenzquellen und der Radon-, Schiller- und Eisenquelle („RSE-Quellen“) bedeuten, daß das Radon in unterschiedlichen geochemischen Milieus entstanden ist, da andernfalls ähnliche Uran/Radon-Verhältnisse in allen Quellen bestehen müßten. Die mittleren Verweilzeiten der Mineralwässer der RSE-Quellen sind nach der Ra-Rn-Methode (GELLERMANN & GAST 1983: 37 bis 144 Tage) wesentlich kürzer als nach der Tritiummethode (TAUCHERT et al. 1974: 9 bis 17 Jahre).

Diese deutlichen Unterschiede in den berechneten Modellaltern können dann der Fall sein, wenn zwischen dem Niederschlagsereignis (Anfangswert für die Tritiummethode) und dem Kontakt mit den radiumhaltigen Schichten (Anfangswert für die Ra-Rn-Methode) eine erhebliche zeitliche Differenz liegt (GELLERMANN & GAST 1983). Die aus der Ra-Rn-Datierungsmethode berechneten kurzen Verweilzeiten in den flach gefaßten Quellen (Radon-, Schiller-, Eisen- und Wiesenquelle) müssen somit auf eine Radonaufnahme in der Nähe der Quellen zurückzuführen sein und können, wie auch WATZNAUER & KOCH (1989) vermuteten, durch eine Akkumulation von Radonmutternukliden in geringer Tiefe erklärt werden.

GELLERMANN & GAST (1983) stellten durch die Ra-Rn-Datierungsmethode fest, daß der Zeitraum zwischen Radonaufnahme und Quellaustritt in den Grenzquellen größer (553 bis 603 Tage) als in den RSE-Quellen ist und deswegen die Radonaufnahme im Wasser der Grenzquellen in größerer Tiefe als in den RSE-Quellen stattfindet.

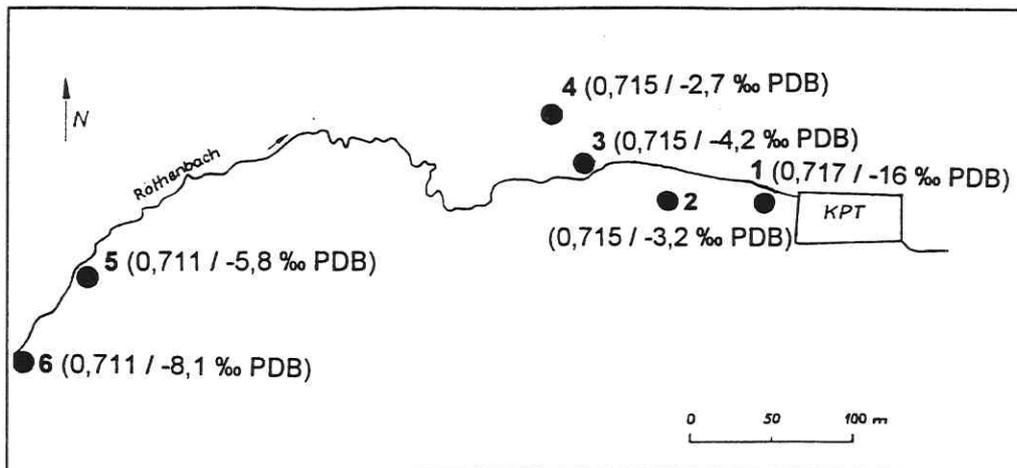


Abb. 53: Radonhaltige Mineralwässer in Bad Brambach (KOCH & TAUCHERT 1986, verändert und ergänzt mit den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen und den $\delta^{13}\text{C-DIC}$ -Werten)
 1 - Wiesenquelle; 2 - Radonquelle; 3 - Eisenquelle; 4 - Schillerquelle; 5 - Untere Grenzquelle; 6 - Obere Grenzquelle; KPT - Kurparkteich; Werte in Klammern: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ / $\delta^{13}\text{C-DIC}$)

Die deutliche Trennung zwischen einer Jung- und Altwasserkomponente erbrachten die Modellberechnungen mit MULTIS[®] (Kap. 7.1.1, siehe auch RICHTER 1995). Da der Eisengehalt der Altwasserkomponente zugeschrieben wird (Kap. 7.1.1), ist eine Ausfällung von Eisenhydroxyden (und damit verbunden auch von Radonmutternukliden) beim Zusammentreffen dieser Lösungen unterschiedlichen Redoxpotentials sehr wahrscheinlich und kann der Grund für einen entsprechenden Akkumulationskörper bei den RSE-Quellen sein.

Da Eisenhydroxyde sehr gute Adsorbenten für Uran und Radium sind und zusätzlich eine große Oberfläche besitzen können, kann hierdurch eine besonders hohe Radonfreigabe verursacht werden (siehe PURTSCHELLER et al. 1995 und SUTHERLAND 1994 in Kap. 3.5).

Der in der Tiefenwasserkomponente der RSE-Quellen enthaltene ursprüngliche Urangelalt kann hoch gewesen sein, da der hohe CO_2 -Gehalt in den Wässern eine Lösung des Urans begünstigt (GELLERMANN & FRÖHLICH 1981).

Auf die Existenz eines sekundären Akkumulationskörpers läßt sich auch aus den Ergebnissen von KOCH & TAUCHERT (1986) schließen. KOCH & TAUCHERT (1986) erprobten in den Bad Brambacher Mineralwässern eine Datierung der Radon-Verweilzeit anhand der Bestimmung des Grades der Ausbildung des radioaktiven Gleichgewichts zwischen ^{222}Rn und seinen kurzlebigen Zerfallsprodukten. Die dabei ermittelten extrem geringen Radon-Verweilzeiten ($\approx 20 - 70$ min) erklären die Autoren dadurch, daß im Untergrund in unmittelbarer Nähe zum Quellaustritt ein Uran-Radium-Akkumulator existiert und ein großer Teil der ^{222}Rn -Tochternuklide am Quellsinter gefällt wird.

Eine mögliche Akkumulation der Radonmutternuklide würde sich nach Bodenluftmessungen von KOCH et al. (1984) auf den Bereich der RSE-Quellen konzentrieren. Die höchsten Rn-Aktivitäten haben die Autoren im unmittelbaren Bereich der Radonquelle festgestellt. Die Isolinien gleicher Rn-Aktivität richten sich grob nach dem NNW-SSE-gerichteten Verlauf der von STUMM (1993) beschriebenen Quarzgänge aus, was ebenfalls auf Ausfällungen entlang dieser Kluftzone hindeuten kann (siehe Abb. 54). HEINICKE et al. (1995) sehen CO_2 als Auftriebsmedium für Rn, weil die Konzentrationsschwankungen der beiden Gase Rn und CO_2 parallel verlaufen.

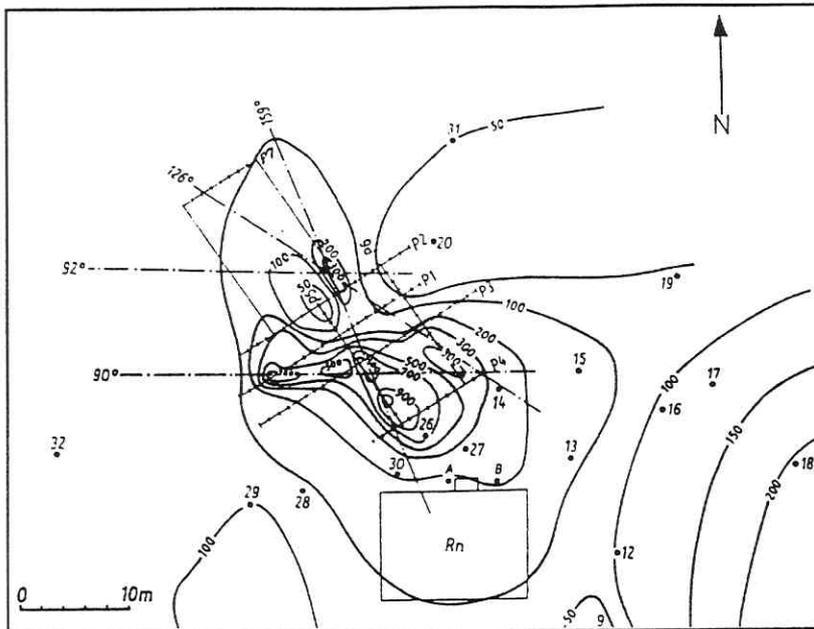


Abb. 54: Linien gleicher Radonkonzentration in der Bodenluft (in Bq/l) in der Umgebung der Radonquelle, Bad Brambach (KOCH et al. 1984). Die Anomalien zeigen eine NNW-SSE- und eine E-W-Auslenkung, was für einen Schnittpunkt zweier Klüftzonen in diesem Bereich spricht.

Bereich Eibenstocker -Kirchberger Granit

Die von SCHIFFNER & WEIDIG (1912) beschriebenen Vorkommen im Eibenstocker und Kirchberger Granitmassiv konzentrieren sich auffälliger Weise an deren Randstrukturen (Abb. 10). Da es keine flächendeckende Verbreitung von radonhaltigen Wässern in diesen Graniten gab und deren Urangehalt sich nicht von anderen Graniten abhebt, vermutete PIETZSCH (1922), daß das Radon aus größeren Tiefen stammen muß. Unterstützt wurde diese Vermutung durch die Existenz der Störungszone „Roter Kamm“ im Umfeld des damaligen **Radiumbades Oberschlema**.

Die chemische Beschaffenheit der Hindenburgquelle und anderer stark radonhaltiger Quellen aus dem Bereich des ehemaligen Stollens „Radiumort“ bei Schlema unterscheiden sich nur geringfügig von der in dieser Arbeit untersuchten Gleeßbergquelle. Leicht erhöhte Cl- Gehalte können mit einem etwas erhöhten Tiefenwasseranteil in Verbindung stehen. Die Wässer der Bismark- und Hindenburgquelle sind jedoch nicht als Tiefenwässer anzusprechen (Ca/Mg-Verhältnis niedrig, SO₄ anteilig nicht abgereichert). Der relativ geringe Lösungsinhalt sowie der verhältnismäßig hohe K-Gehalt deuten auf eine überwiegende Herkunft der Wässer aus dem Granit hin.

Ein Vergleich mit den Mineralwässern von Bad Brambach ist schwierig, da die chemischen Analysen der radonhaltigen Wässer des ehemaligen Radiumortes hierfür nicht ausreichend aussagefähig sind. SCHIFFNER & WEIDIG (1912) stellten jedoch an den obertägig austretenden Quellen Radonaktivitäten bis zu einem Maximalwert von „nur“ 3616 Bq/l fest. Bei den untertägig in Schlema angetroffenen Vorkommen (Starkquelle, Bismarkquelle, Hindenburgquelle) handelt es sich aber um deutlich höhere Aktivitäten von 15000 bis 180000 Bq/l. Möglicherweise spielen hier, ähnlich wie in Bad Brambach vermutet, Adsorptionsmechanismen eine Rolle, die dort beispielsweise im Bergbau durch das

Zusammentreffen von Wässern unterschiedlichen Redoxpotentials verursacht werden konnten. Hierbei kann es sich um folgende Wasseranteile handeln:

1. über den Bergbau eingedrungene junge sauerstoffhaltige Wässer
2. verhältnismäßig alte, sauerstofffreie vornehmlich auf Klüften des Granites und der Gänge mit den Radonmutternukliden zirkulierende Wässer.

Übrige Vorkommen

Die radonhaltigen Wässer von **Wolkenstein** und **Berggießhübel** lassen sich ebenfalls Graniten im Untergrund zuordnen.

- SCHIFFNER & WEIDIG (1912) fanden im Granit von Markersbach keine erhöhten Radongehalte in den Wässern. Wie das Ergebnis der Tiefbohrung von **Berggießhübel** (Neubohrung Eibischstein, BOHNWAGNER 1993) zeigt, können dort dennoch erhöhte Radongehalte in Tiefenwässern existieren. Radon wird nicht nur in oberflächennahen Bereichen von Graniten gebildet, sondern auch in tieferen Zonen.
- Der Radongehalt des Wassers der **Tiefbohrung auf Thermalwasser in Wolkenstein 1962** von 1998 Bq/l macht deutlich, daß auch in dem Gebiet Wolkenstein/Wiesenbad im Bereich des verdeckten Granites Rn-haltige Wässer vorkommen. Die Thermalwässer von **Wolkenstein** und **Wiesenbad** enthielten wahrscheinlich ursprünglich ebenfalls erhöhte Radonaktivitäten, die während des Thermalwasseraufstiegs abgeklungen sind.
- Der erhöhte Radongehalt in dem CO₂-reichen Wasser der Neuen Quelle in **Dresden Briesnitz** kann aus dem nördlich angrenzenden Granit- und Syenitmassiv von Meißen stammen. Ein Hinweis hierauf sind die „granitogenen“ Komponenten im Mineralwasser aus der benachbarten Bohrung Hy D 504/90.

7.2.4 Fluoridgehalt ≥ 1 mg/l in den Mineral- und Thermalwässern

Erhöhte Fluoridgehalte (≥ 1 mg/l) wurden bei folgenden Mineral- und Thermalwässern festgestellt:

1. alle beprobten Thermalwässer
2. die CO₂-reichen und radonhaltigen Mineralwässer von Bad Brambach
3. die CO₂-reichen Mineralwässer von Dresden-Briesnitz (Hy-Se 504/90)
4. die HCO₃-haltigen bzw. radonhaltigen Mineralwässer von Königstein und Berggießhübel

In der vom Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie erstellten Fluoridkartierung (Abb. 13) zeigt sich, daß erhöhte Fluoridgehalte in Fließgewässern besonders im Bereich jungpaläozoischer Granite vorkommen. Diese Anomalie ist deutlich am Eibenstocker Granit sowie in der Region um Freiberg und Meißen zu erkennen. Die in Abb. 13 erkennbaren höchsten F-Konzentrationen im Grundwasser wurden in Gebieten gemessen, in denen (von FREELS et al. 1995 zusammengestellte) fluoritführende Gänge bekannt sind:

- Halsbrücke und Niederschöna bei Freiberg,
- das Gebiet um Berggießhübel,
- der Landkreis Dippoldiswalde,
- Marienberg bis Wiesenbad,
- Grube Schönbrunn.

Die von PÄLCHEN et al. (1982) durchgeführten Untersuchungen lassen auf den ersten Blick den Schluß zu, daß der geogene Background von Fluor im Gestein ausschließlich für die hohen Fluoridgehalte im Grundwasser oder in Oberflächengewässern verantwortlich ist.

Da Fluorid in den untersuchten Mineralwässern nur eine sehr geringe Korrelation mit dem Feststoffgehalt zeigt, kann die Fluoridkonzentration im Wasser nicht nur von der Lösung fluoridhaltiger Minerale (im wesentlichen das Mineral Fluorit, CaF₂) abhängen.

Vergleicht man das Na/F-Verhältnis mit dem Ca/F-Verhältnis, so zeigt sich, daß zur Bildung besonders hoher F⁻-Konzentrationen neben der Lösung von Gangmineralen auch Ionenaustauscheffekte eine Rolle spielen. In Abb. 55 und Abb. 56 ist erkennbar, daß der Fluoridgehalt in den beprobten Mineral- und Thermalwässern positiv mit dem Natriumgehalt und negativ mit dem Calciumgehalt korreliert (von diesem Trend weichen die Mineralwässer von Bad Elster und Sohl ab. Der Grund hierfür liegt in der hohen salinaren Komponente in diesen Wässern). Hierdurch werden die von HANDA (1975) und von NORDSTROM & JENNE (1977) beschriebenen Bedingungen bestätigt, daß Fluorid im Grundwasser im wesentlichen durch den Calciumgehalt und somit von der Löslichkeit des Minerals Fluorit bestimmt wird.

Der Fluoridgehalt kann erst durch die Abreicherung des Calciums zugunsten von Natrium ansteigen, weil mit Calcium die geringlösliche Verbindung CaF₂ (CaF₂, Löslichkeitsprodukt = $1,12 \times 10^{-11}$) ausfällt und dadurch Fluoridionen der Lösung entzogen werden.

Besonders hohe Fluoridgehalte sind deswegen nicht nur die Folge eines großen Angebots von Fluorit im Gestein, sondern auch einer (ionenaustauschbedingten) Calciumabreicherung. Die Rolle des Ionenaustausches bei der Bildung besonders hoher Fluoridgehalte in den Mineral- und Thermalwässern Sachsens wird durch die Abb. 57 verdeutlicht, da sich durch Ionenaustauscheffekte der pH-Wert erhöht. Hierdurch lassen sich auch die Fluoridgehalte ≥ 1 mg/l in allen Thermalwässern erklären.

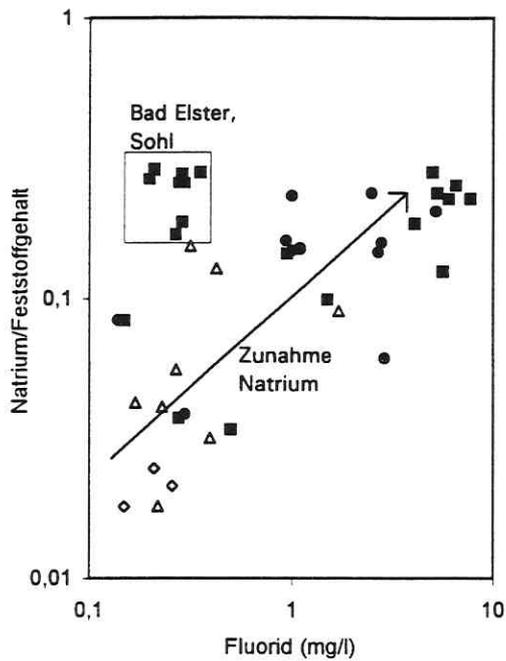


Abb. 55: F^-/Na^+ - Verhältnisse in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern

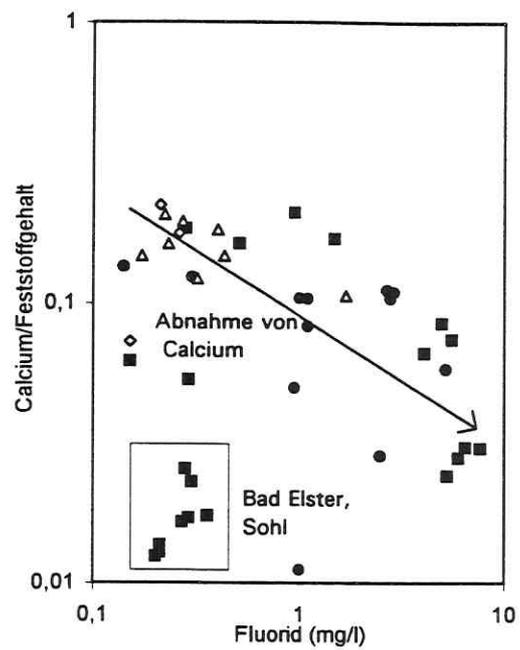


Abb. 56: F^-/Ca^{2+} - Verhältnisse in den sächsischen Mineral- und Thermalwässern (Legende Abb. 23)

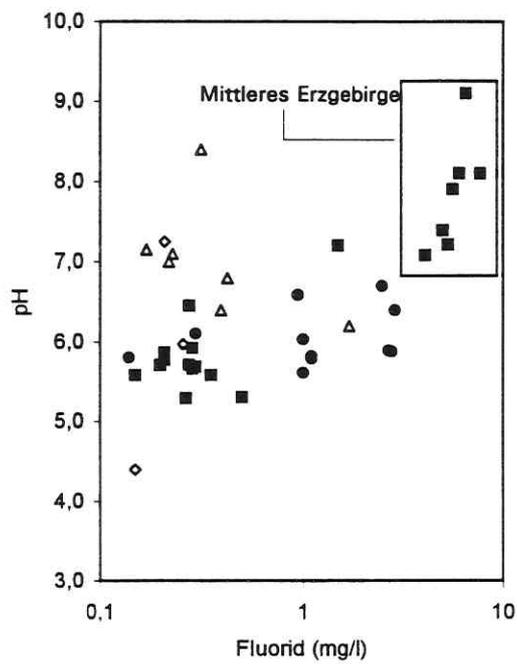


Abb. 57: F^-/pH - Diagram, sächsische Mineral- und Thermalwässer (Legende Abb. 23)

Die untersuchten fluoridhaltigen Mineral- und Thermalwässer sind fast ausschließlich Wässer mit hohen Verweilzeiten im Sinne der Tritium- und Kohlenstoff-14-Methode (Ausnahme: Bad Brambach), deren chemische Beschaffenheit durch Ionenaustauschprozesse beeinflusst ist. Hierbei bestehen regional unterschiedliche F⁻-Quellen:

- Bei den CO₂-reichen fluoridhaltigen Mineralwässern (**Bad Brambach, Dresden-Briesnitz und Königstein**) ist der Einfluß fluoritführender Intrusivkomplexe maßgebend. Möglicherweise spielt hierbei jedoch auch die Säurewirkung des CO₂ eine Rolle.
- Die erhöhten Fluoridgehalte in **Königstein** und **Berggießhübel** sind auf den Markersbacher Granit zurückzuführen.
- Die besonders hohen F-Konzentrationen in Mineralwässern in der **Region Marienberg - Wiesenbad** und im Thermalwasser der **Grube Schönbrunn** heben sich mit Fluoridgehalten > 4 mg/l von den übrigen Mineralwässern ab und sind auf fluoritführende Gangmineralisationen zurückzuführen. Hierauf deuten die Arbeiten von DUSCHEK (1990a), DUSCHEK (1990b), KUSCHKA (1962) und KUSCHKA & HAHN (1996) hin.

Die meisten Grundwässer mit Fluoridgehalten über 1 mg/l konzentrieren sich auf das östliche und mittlere Erzgebirge und vereinzelt noch auf das Vogtland (Tab. 9). Dieses ergibt sich vor allem aus den Arbeiten von BERNSTEIN (1962), DUSCHEK (1990a), DUSCHEK (1990b), KÜNZEL et al. (1972), KUSCHKA (1962), MELIOR GMBH (1996), PÄLCHEN et al. (1982) sowie den Angaben der sächsischen Regierungspräsidien. Diese Gebiete wurden in Abb. 13 hervorgehoben. In der Oberlausitz sind nur randlich (z.B. Berzdorfer Kohlebecken) einzelne Vorkommen bekannt.

Die beiden Gebiete mit den höchsten Fluoridkonzentrationen in den Grundwässern (bis 8 mg/l, Tab. 9) und der größten Anzahl fluoridhaltiger Grundwässer (Region Marienberg bis Wiesenbad und im Kreis Dippoldiswalde von Altenberg bis Berggießhübel) fallen durch folgende Rahmenbedingungen auf:

1. Verbreitung von jungpaläozoischen Graniten im Untergrund,
2. intensive tiefgreifende tektonische Zerrüttung des Gesteins, wodurch die Grundwässer tief zirkulieren können,
3. Erhöhte Fluoritmineralisation im Gestein (Gangmineralisation).

Hierbei wird deutlich, daß erst die Kombination aus erhöhtem Fluoridangebot mit calciumarmen (Tiefen-) Grundwasser zu hohen Fluoridgehalten in Grundwässern führt.

7.2.5 Säuerlinge

Die Arbeiten von TRETTIN et al. (1987), WEINLICH (1989) und STRAUCH et al. (1997) zur Gaszusammensetzung und -isotopie in den Mineralwässern, die über einen $\text{CO}_2(\text{frei})$ -Gehalt ≥ 1000 mg/l verfügen, läßt die Schlußfolgerung zu, daß diese hohen CO_2 -Gehalte durch postvulkanische Prozesse des tertiären Vulkanismus verursacht wurden.

Folgende Fragen sollen beantwortet werden:

1. In welchen Regionen Sachsens ist mit Säuerlingen zu rechnen?
2. Wie ist der CO_2 -Gehalt in den CO_2 -reichen Mineralwässern bezüglich deren Herkunft und Genese zu interpretieren?

Das balneologische Kriterium von 1000 mg/l $\text{CO}_2(\text{frei})$ ist zur Beantwortung dieser Fragen als Anhaltspunkt nicht geeignet. Ein derartig hoher Überschuß erklärt sich durch Zumischung externen Kohlendioxids, dessen Aufstieg entlang von tektonischen Strukturen erfolgen muß. Da die Höhe der externen CO_2 -Zumischung vom Gasaufstiegszentrum weg abnimmt, gibt die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Signatur in den Wässern bessere Anhaltspunkte für den Einfluß magmatogenen Kohlendioxids.

Südliches Vogtland

Die CO_2 -reichen Mineralwasservorkommen des südlichen Vogtlandes gehören zu einem Bereich auffälliger Häufung von Säuerlingen, die sich auf das Gebiet von Nordost-Bayern, Böhmen und dem südlichen Vogtland erstreckt. Diese, von CARLÉ (1975) zusammengefaßt dargestellten Vorkommen nehmen ein Gebiet von etwa 110 km Länge (NW-SE) und etwa 50 km Breite (NE-SW) ein. Die Verbreitung der Säuerlinge ist auf den Bereich des Thüringischen- und Nordost-Bayerischen Grundgebirges sowie den Egergraben beschränkt und gekennzeichnet durch das Zusammentreffen zweier überregionaler Störungszonen:

1. dem NE-SW-verlaufenden, im Tertiär entstandenen Egergraben
2. der NW-SE-verlaufenden Fränkischen Linie, einem überregional bedeutenden Randstörungssystem, welches das Sächsisch-Thüringische und Nordostbayerische Grundgebirge gegen das südwestlich hiervon befindliche, durch Schichten der Trias gekennzeichnete Oberfränkisch-Oberpfälzische Bruchschollengebiet begrenzt.

Ein genetischer Zusammenhang zwischen den CO_2 -reichen Mineralwässern im südlichen Vogtland und Nordost-Bayern und dem Entgasungszentrum des Egergrabens kann, basierend auf den Untersuchungen zur regionalen tektonischen Situation von BLÜHER (1936) und STETTNER (1971) sowie zur chemischen und isotopischen Beschaffenheit von EGERTER (1984) und STRAUCH et al. (1997), als sicher angenommen werden. Die vielen Säuerlinge können durch einen Magmenkörper entstanden sein, der in dieser Region im Tertiär im Bereich der beiden beschriebenen Tiefenbruchstrukturen (insbesondere in deren Kreuzungsbereich) aufsteigen konnte. Die von STRAUCH et al. (1997) wegen der hohen $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) -Werte angenommene Existenz eines Karbonatitkörpers im Untergrund paßt in diese Vorstellung.

Innerhalb des südlichen Vogtlandes weisen die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Untersuchungen und CO_2 -Messungen an den Quellgasen nicht auf eine kontinuierliche Entwicklung zu dem von STRAUCH et al. (1997) vermuteten Entgasungszentrum, dem Egerbecken hin (Abb. 61). Nach Süden steigt der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert von -9 bis -5 ‰ (PDB) in Bad Elster auf -4 bis -2 ‰ (PDB) in Bad Brambach an, was einem Anstieg des Anteils an magmatogenem CO_2 entspricht. Von dieser Entwicklungstendenz weichen die Wässer mit höheren Tritiumgehalten und damit verbunden mit einem höheren Verdünnungsgrad ab, wie z.B. in Bad Elster die Marienquellen 2

und 3 und in Bad Brambach die obere Grenzquelle (Kap. 6.4). Der gegenüber Bad Brambach verhältnismäßig hohe $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert im Wasser des Schönberger Sauerlings ist wahrscheinlich auf einen Meßfehler zurückzuführen. Bei Messungen von STRAUCH et al. (1997) wurde an diesem Wasser ein Wert von $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) = $-3,4\text{‰}$ (PDB) festgestellt.

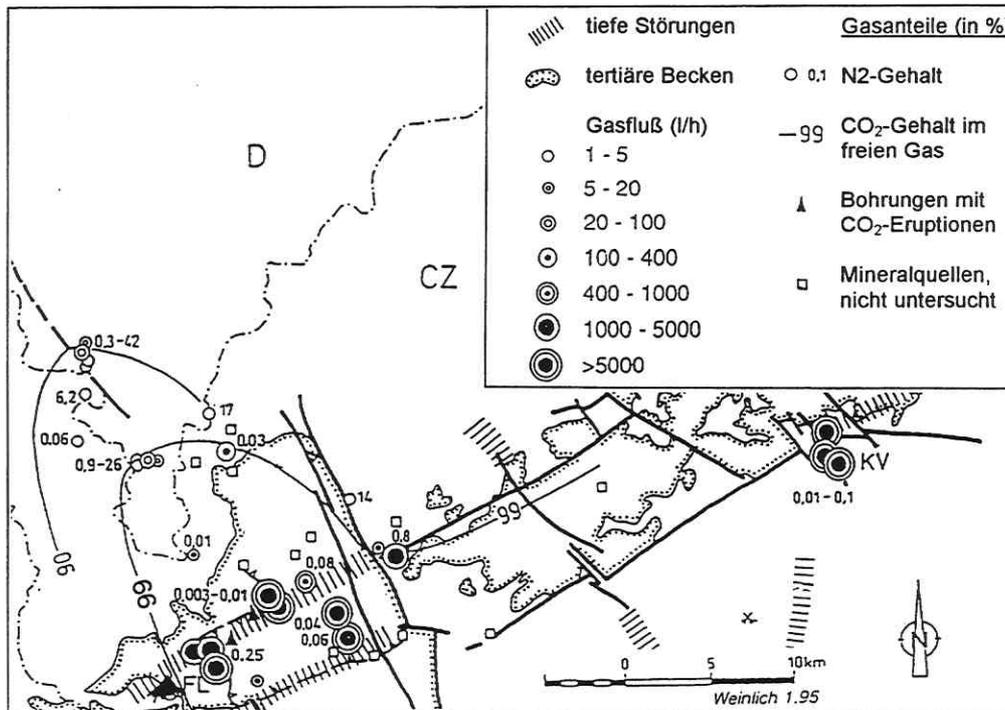


Abb. 58: Verteilung von CO_2 -Gehalten in Mineralwässern im südlichen Vogtland und im benachbarten Böhmen, verändert nach WEINLICH (in STRAUCH et al. 1997)

Für die $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung des CO_2 in den Quellgasen werden in STRAUCH et al. (1997) folgende Gründe angeführt:

1. Eine weiträumige Migration magmatischer Gase führt vom Aufstiegszentrum weg zu einer isotopischen Differenzierung im ^{13}C (DIC) des CO_2
2. Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen führen zu unterschiedlichen ^{13}C (DIC)-Überprägungen im CO_2

Die Schlußfolgerungen von STRAUCH et al. (1997) bedeuten, daß in Zonen, in denen CO_2 infolge höherer tektonisch bedingter Wegsamkeit schneller aufsteigen kann, die ursprüngliche $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Signatur weniger verändert wird. Im Gebiet der CO_2 -reichen Mineralwässer von Bad Brambach treffen folgende tektonische Elemente zusammen:

1. eine etwa E-W-verlaufende Störung, die den Fichtelgebirgsgranit nach N begrenzt
2. NNW-SSE verlaufende Quarzgänge, die BLÜHER (1936) und STETTNER (1971) für die wichtigsten Aufstiegszonen der CO_2 -reichen Gase hielten.

In diesem Kreuzungsbereich können durch eine günstigere Wegsamkeit CO₂-reiche Gase schneller als in den benachbarten Vorkommen in Bad Elster, Sohl und Schönberg aufsteigen. Der Kreuzungsbereich zweier Störungen bzw. Klüftzonen kann auch der Grund für die in KOCH et al. (1984) dargestellte Auslenkung der Rn-Anomalie in der Bodenluft im Bereich der Radonquelle sein (Abb. 54).

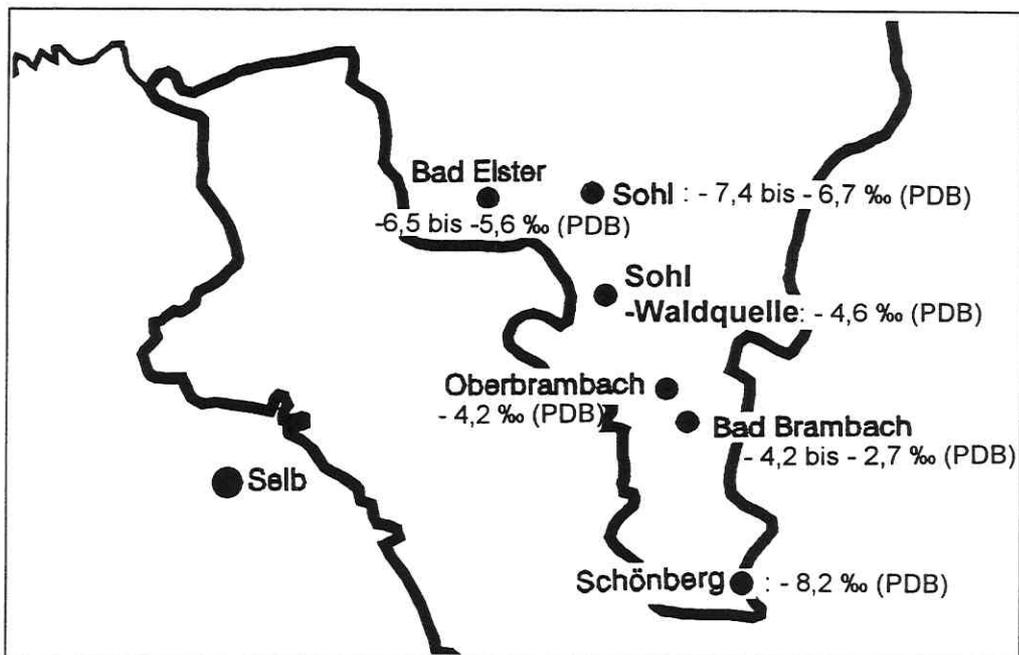


Abb. 59: Verteilung der gemessenen δ¹³C (DIC)-Werte in den CO₂-reichen Mineralwässern im südlichen Vogtland. Die δ¹³C (DIC)-Werte steigen von Bad Elster in Richtung Bad Brambach an.

Elbtalgraben

Während im Vogtland eine gemeinsame Herkunft des CO₂ vor allem durch Untersuchungen von STRAUCH et al. (1997) belegt wurde, ist im Elbtalgraben nicht erkennbar, ob die Kohlensäure der CO₂-reichen Wässer auf die gleiche Quelle zurückzuführen ist. Das CO₂ kann wegen des ausgesprochenen Tiefenbruchcharakters dieser Störung ähnlich wie im Egergraben aus erheblichen Tiefen, möglicherweise direkt aus dem Grenzbereich Erdkruste/-mantel stammen. Es lassen sich drei CO₂-Aufstiegszentren unterscheiden:

1. Gruben bei Meißen („Silberquelle“),
2. Dresden-Briesnitz („Alter Brunnen“, Bohrung Hy D 504/90) und Dresden-Kemnitz („Catharinenquelle“),
3. Grube Königstein („Hechtquelle“).

Die Schwankungen in den δ¹³C (DIC)-Werten können als ein Hinweis auf unterschiedliche Entfernungen zum Aufstiegszentrum gedeutet werden oder primären Ursprungs sein.

Untersuchungen an den Mineralwässern in Dresden -Briesnitz belegen, daß der δ¹³C (DIC)-Wert sich dort mit zunehmender Vermischung und Austausch mit leichteren atmosphärisch eingetragenen Kohlenstoff verändert hat. Die hohen HCO₃⁻ und CO₂-Gehalte im Wasser des Brunnens Hy D 504/90 und des „Alten Brunnens“ in Verbindung mit dem δ¹³C (DIC)-Wert

weisen auf einen magmatogenen Einfluß hin. Das isotopisch etwas leichtere CO₂ in dem „Alten Brunnen“ ist - wie die Tritiumwerte belegen - auf die Verdünnung mit jungen Wässern zurückzuführen (siehe Abb. 48).

SACHSE & BOHNWAGNER (1991) schließen aus dem Bohrprofil und aus Pumpversuchen, daß die Bohrung Hy D 504/90 im Bereich einer oder mehrerer hydraulisch aktiver Störungen liegen muß. Hierbei wurden von SACHSE & BOHNWAGNER (1991) NE-SW-, NW-SE- und N-S-streichende Störungen hervorgehoben (Abb. 3).

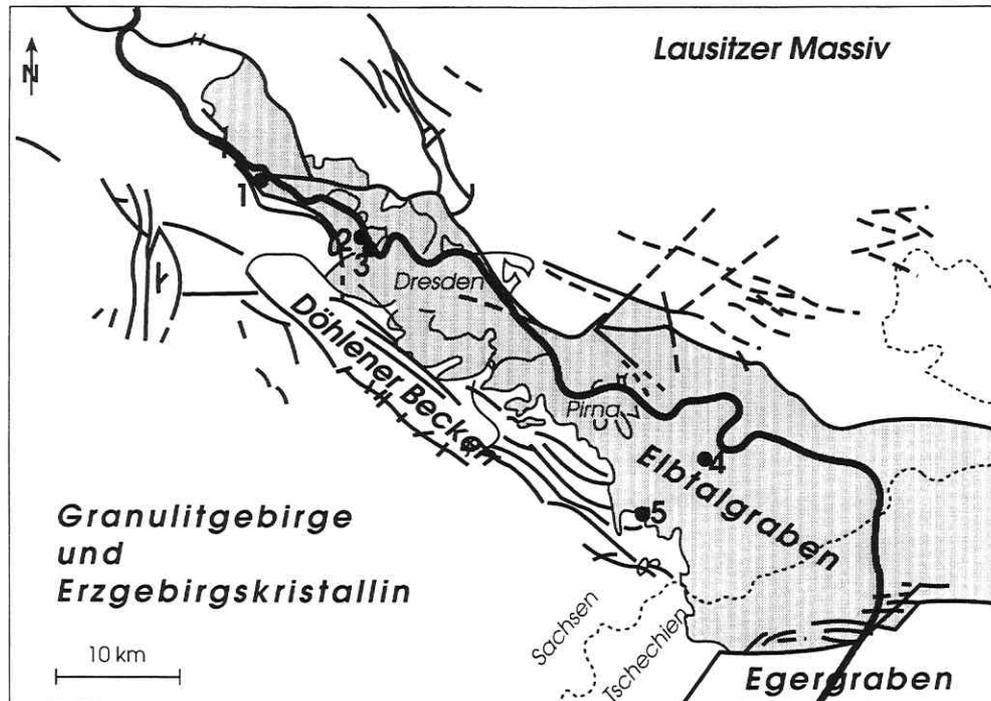


Abb. 60: CO₂-reiche Mineralwässer und Säuerlinge im Elbtalgraben

1: Gruben bei Meißen; 2: Dresden-Kemnitz; 3: Dresden-Briesnitz; 4: Grube Königstein; 5: Berggießhübel

Diese Störungen betreffen nicht mehr die als Grundwasserstauer wirkenden tonig-schluffigen Schichten des Turon (Pläner), deren Barrierewirkung zu einer schichtgebundenen, durch das Störungsmuster kontrollierten Ausbreitung des CO₂ geführt haben können. Hierdurch sind die in MIBUS & SZYMCAK (1994) angegebenen allgemein erhöhten HCO₃⁻- und CO₂- Gehalte in Grundwassermeßstellen in dem Gebiet von Dresden-Briesnitz bis Radebeul erklärbar. Eine Ausbreitung der CO₂-reichen Wässer entlang der Plänerschichten führt zu dieser CO₂-Imprägnation, die bis in die tiefen Bereiche des Beckens verfolgbar ist. Im Wasser des Albertbrunnens (Abb. 13) wurde noch ein δ¹³C (DIC)-Wert von -8,07 ‰ PDB bestimmt.

Nach den von SCHIRNER (1995) zusammengefaßten Ergebnissen muß eine Verbindung zwischen Dresden-Briesnitz und Dresden-Kemnitz bestehen, da die Brunnen sich früher gegenseitig beeinflußt haben. Das Zentrum des Aufstiegs müßte bei dem vom Standort Dresden-Briesnitz nur wenige hundert Meter entfernten ehemaligen Säuerling von Dresden-Kemnitz liegen, weil dort der CO₂-Gehalt am höchsten war.

Regionaltektonisch liegt dieses Gebiet, welches man anhand der Beobachtungen des CO₂-reichen Wassers der ehemaligen Silberquelle (Gruben bei Meißen) bis Meißen ausdehnen kann, in einem Schnittpunkt mehrerer überregional bedeutender Störungen. Hierzu gehören:

1. Ausläufer der Lausitzer Überschiebung (NW-SE)
2. NE-SW-streichende Störungen
3. Ausläufer der Mittelsächsischen Störung (NNW-SSE)
4. N-S-streichende Störungen im Bereich von Döbeln bis Freital

Die Verbreitung der Sauerlinge innerhalb dieser Region muß in Zusammenhang mit der besonderen tektonischen Situation gesehen werden.

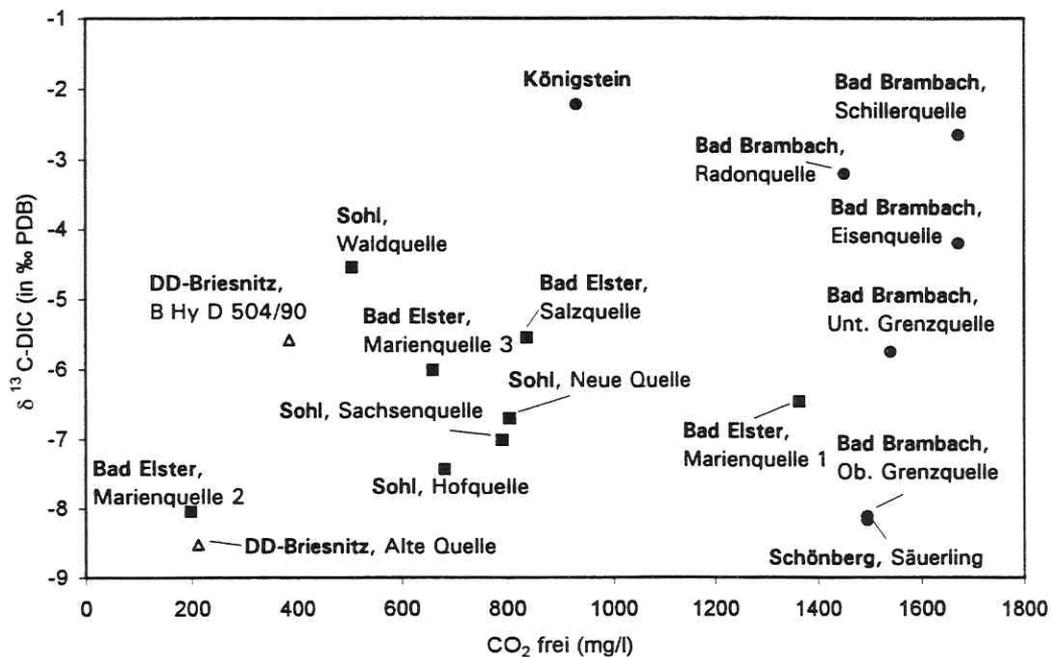


Abb. 61: δ¹³C (DIC)-Werte und freie CO₂-Gehalte in den CO₂-reichen Mineralwässern und Sauerlingen

Die Kohlensäure des Mineralwassers aus der Grube Königstein („Hechtquelle“) ist auf eine ähnliche Herkunft wie die CO₂-reichen Mineralwässer im südlichen Vogtland zurückzuführen. Hierauf weisen folgende Ähnlichkeiten hin:

1. das ³He/⁴He-Verhältnis von $1,461 \pm 0,070 \cdot 10^{-6}$ im Wasser der Hechtquelle (Analytik: Dr. Weise, GSF GmbH) weist auf MORB-Typ-Heliumanteile $\leq 20\%$ hin. Dieser prozentuale „Mantelheliumanteil“ wurde von STRAUCH et al. (1997) in ähnlichen Größenordnungen auch im südlichen Vogtland beschrieben (Bad Brambach: 23-28%, Bad Elster: 19-25 %).
2. Der δ¹³C (DIC)-Wert im Wasser der Hechtquelle ist mit -2,2 ‰ PDB wie bei den Bad Brambacher Mineralwässern sehr hoch.
3. Das Vorkommen befindet sich in einer ähnlichen räumlichen Entfernung zum Egergraben wie das südliche Vogtland.

Zittauer und Berzdorfer Becken

Aussagen zur Herkunft und Genese der CO₂-Zutritte sind schwierig, weil - bis auf eine umfangreiche chemische Analyse aus dem Berzdorfer Becken (Liegendwasserdurchbruch) vom 19.09.1995 - keine ausreichenden chemischen Analysen angefertigt wurden und ein Vergleich mit möglichen Vorkommen auf polnischer Seite wegen der fehlenden Information nicht möglich ist. Die Deutung zur Herkunft stützt sich im wesentlichen auf hydrogeologische Untersuchungen von RAITHEL (1990) im Berzdorfer Kohlebecken und auf Isotopenanalysen von TRETTIN et al. (1987) im Berzdorfer und Zittauer Kohlebecken. Die von TRETTIN et al. (1987) und TRETTIN & JUNGE (1989) erwähnten hohen $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Werte weisen auf eine magmatogene Herkunft des CO₂ hin. Die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Signaturen erreichten im Berzdorfer Kohlebecken Werte bis zu - 3,6 ‰ PDB (TRETTIN & JUNGE 1989) und im Zittauer Kohlebecken Werte bis zu -4,6 ‰ PDB (TRETTIN et al. 1987). Ein genetischer Zusammenhang zwischen den CO₂-Austritten beider Becken ist wahrscheinlich. Von BRAUSE (1990) durchgeführte Untersuchungen zeigen, daß beide Becken durch Krustenausdünnung infolge etwa N-S-gerichteter überregionaler Scherbewegungen an der Grenze Oberlausitz (Sachsen)/ Blok karkonoszeizerskie (Polen, „Riesengebirgs- und Isergebirgsblock“) entstanden. Im Bereich beider Becken sind tertiäre Vulkanite bekannt, die entlang dieser tektonischen Schwächezone (Verlauf etwa sächsisch-polnische Grenze) aufgestiegen sind (Abb. 62). Das magmatogene CO₂ kann aus den postvulkanischen Aktivitäten dieses tertiären Vulkanismus stammen.

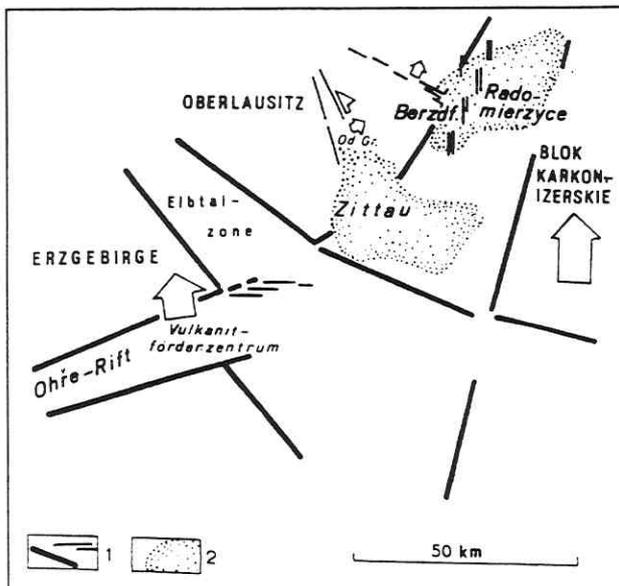


Abb. 62: Skizze zur Charakterisierung tertiärer Blockbewegungen (BRAUSE 1990). Entstehung der Becken von Zittau und Berzdorf durch tektonische Scherbewegungen.
1 - Bruchstörungen (Auswahl)
2 - Tertiärbecken von Zittau und Berzdorf mit ihren Fortsetzungen in Polen

Im Zittauer Kohlebecken belegen Untersuchungen von TRETTIN et al. (1989) ein Ansteigen des $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wertes mit dem ¹⁴C-Alter in den Wässern. Zur Tiefe hin erfolgt nach TRETTIN et al. (1987) eine Erhöhung der HCO₃⁻ Konzentration. Da der geothermische Gradient im Bereich des Zittauer Beckens hoch ist (Kap. 3.8), ist die Herkunft des CO₂ wahrscheinlich auf einen in relativ geringer Tiefe vorhandenen Magmenherd zurückzuführen.

Der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC)-Wert im Thermalwasser (Liegendwasserdurchbruch) des Berzdorfer Beckens zeigt mit - 11 ‰ (PDB) keinen magmatogenen Einfluß und weist darauf hin, daß die Temperaturanomalie und der magmatogene CO₂-Einfluß nicht den gleichen Ursprung haben müssen.

7.2.6 Thermalwässer

Die Thermalwässer lassen sich in folgende lokalitätsbezogene Gruppen zusammenfassen:

1. Schönbrunn - Neumühle
2. Wolkenstein - Wiesenbad - Marienberg
3. Berzdorf - Zittau

Zusätzlich existieren Einzelvorkommen, die sich zunächst nicht einer Gruppe zuordnen lassen:

1. Neustadt in Sachsen
2. Bergbau: mehrere Zutritte in den Grubengebäuden (Oelsnitzer, Freiburger und Brander Grubenrevier)

Die Thermalwässer treten im Bereich von NW-SE-streichenden Störungszonen auf. Hierbei handelt es sich oft um Dehnungsstrukturen mit einer entsprechenden komplexen kleinräumig gegliederten Tektonik. Die $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Daten zeigen, daß alle Thermalwässer meteorischen Ursprungs sind (Abb. 46).

Es ist auffällig, daß alle Thermalwässer über erhöhte Fluoridkonzentrationen verfügen, die teilweise deutlich über 1 mg/l liegen. Diese Fluoridanomalien werden von KARDEL et al. (1996) u.a. im Bereich jungpaläozoischer Granite beschrieben (Kap. 7.2.4). Eine große Anzahl der Thermalwässer kommen im Bereich von Graniten dieses Typs vor. Eine Ausnahme bilden nur die Thermalwässer von Berzdorf und Zittau sowie der von SIEGERT (1881) beschriebene Thermalwasserzutritt im Oelsnitzer Kohlerevier. Es ist offensichtlich, daß zwischen den Thermalwässern und diesen Graniten ein genetischer Zusammenhang besteht. STOBBER (1995) hat ähnliche Beobachtungen bei Thermalwässern im Kristallin des Schwarzwaldes gemacht. Die Autorin sieht den Grund in der guten Klüftigkeit der Granite, die eine große Zirkulationstiefe der Wässer ermöglichen. Daß Wässer in Graniten bis in erhebliche Tiefen vordringen können, wurde auch von KÄMPF et al. (1991) im Granit von Eichigt-Schönbrunn festgestellt, dessen Gestein einen hohen Alterationsgrad aufweist. Im Erzgebirge, sowie im Vogtland und in der Oberlausitz kann diese Erklärung allein nicht ausreichen.

- Es ist nicht klar, ob die von KÄMPF et al. (1991) beschriebene Alteration tatsächlich auf die Genese der „rezenten“ Thermalwässer zurückzuführen ist oder nicht zu einem früheren Zeitpunkt verursacht wurde.
- Die von WOLKERSDORFER (1996) erwähnte Wärmeproduktion des Auer Granites beispielsweise, die 2 bis 4 mal über der von den umgebenden Phylliten liegt, kann auch die Ursache für die Wärmeanomalien sein.
- Ein genetischer Zusammenhang zwischen Graniten und Thermalwässern kann auch indirekt bestehen: es ist auffällig, daß die jungpaläozoischen Granite im Bereich der Thermalwässer bevorzugt entlang von tektonischen Dehnungszonen aufgestiegen sind. Diese Dehnungszonen bedeuten eine hohe Wegsamkeit für Fluide im obersten Krustenbereich, wodurch sich wegen des Wärmehochs hydrothermale Konvektionssysteme bilden konnten (KUSCHKA 1994). Auf die Existenz dieser Zirkulationssysteme deuten die Ergebnisse der SiO_2 -Geothermometer hin (Kap. 5.3).

Eine Untersuchung der genetischen Zusammenhänge bietet sich am ehesten am Beispiel der Thermalwässer von Wolkenstein und Wiesenbad an.

Bezüglich des regionalen Störungs- und Gangmusters ist auffallend, daß die Wiesenbader und Warmbad-Chomutover Störungszone im Bereich der obertägig bzw. ursprünglich obertägig austretenden Thermalquellen eine breitere (\varnothing 600 m) Zone von Staffelbrüchen bildet (Abb. 18). Die übrigen Thermalwässer wurden untertage in ehemaligen Erzgruben oder in

Tiefbohrungen angetroffen. Hierbei kommt der regionaltektonischen Situation eine besondere Bedeutung zu. Dieses hat mehrere Gründe:

1. Die Staffelbrüche bewirken eine Zone größerer Transmissivität, die um mehrere Größenordnungen über dem des umliegenden Gesteins liegt (KUSCHKA 1994). Dementsprechend besitzen die Störungszonen die Eigenschaften eines Drainageelementes (vgl. SCHRÄBER 1980).
2. Im Bereich der Störungszonen bilden sich morphologische Depressionen. Dieses führt zu einem hydraulischen Druckunterschied, der den Thermalwasseraufstieg und artesischen Austritt bewirkt.

Der geothermische Gradient ist entlang von Gängen im Bereich des Thermalwassers von Wolkenstein erhöht (BERNSTEIN 1962, KUSCHKA 1962). Da zwischen Thermalwässern und den in Kap. 3.8 beschriebenen normal temperierten Tiefenwässern in chemischer Hinsicht kaum Unterschiede bestehen, können unterschiedliche Bildungstiefen nicht angenommen werden. Es ist eher zu vermuten, daß ein Teil der Wässer schneller entlang der Gänge aufsteigen konnte und deswegen mit einer höheren Temperatur die Erdoberfläche erreicht. Die Ausfällung von SiO_2 aus migrierenden Lösungen bei sich verändernden p/T-Bedingungen führte zu einem Hohlraumssystem in den Gängen. Innerhalb dieses Systems können die Thermalwässer aufsteigen und dabei erhebliche Strömungsgeschwindigkeiten erreichen. KUSCHKA (1994) beschreibt z.B. bis zu tonnenschwere Klaster in hydrothermalen Gängen, die untereinander berührungslos von Mineralabsatz umgeben sind, also unter hohem Auftrieb in der Schwebelage gehalten wurden. Eine Vorstellung der komplexen hydrodynamischen Situation verdeutlicht die Bohrung „Sophienquelle“ bei Wiesenbad, wo nach anfänglichem Thermalwasserzutritt bei weiterem Bohrfortschritt nur noch kaltes Wasser (9,2 °C) angetroffen wurde (SCHIRNER 1995), dessen Chemismus aber mit dem Thermalwasser fast identisch war.

Zu den Granitintrusionen besteht nur ein sekundärer Bezug: die postintrusiven Prozesse (Gesteinsalteration, Gangmineralisation, Einflüsse auf die Geomorphologie) bildeten die günstigen Rahmenbedingungen für den Thermalwasseraufstieg, während die Wärmequelle auf den erhöhten Wärmetransfer entlang der Störungen zurückzuführen ist.

Die Thermalwässer des Zittauer Beckens sind wahrscheinlich durch eine erhöhte Wärmeaktivität infolge einer partiellen Krustenausdünnung oder eines in geringer Tiefe vorhandenen Magmenkörpers entstanden.

Im Gegensatz zum Berzdorfer Becken treten die Thermalwässer im Zittauer Becken auch innerhalb der Kohleschichten auf. Nach TRETIN et al. (1987) herrscht im Zittauer Kohlebecken eine allgemein hohe Gesteins Erwärmung vor (Kap. 3.8). Weitere in der Umgebung von Zittau beschriebene Thermalwässer können mit dieser Temperaturanomalie zusammenhängen.

Innerhalb der tertiären Schichten des Berzdorfer Kohlebeckens sind keine geothermalen Anomalien bekannt. Möglicherweise hemmt die mächtige Basistonschicht den Wärmefluß. Während die Wärmequellen für die Tiefenwässer des Zittauer Beckens bekannt sind, trifft dieses für das Berzdorfer Thermalwasser nicht zu.

8. Schlußfolgerungen

8.1 Herkunft balneologisch wertbestimmender Eigenschaften in den Mineral- und Thermalwässern

Bei den Untersuchungen zeigte sich, daß in Sachsen viele Vorkommen existieren, die potentiell als Mineral- oder Thermalwässer genutzt werden könnten. Dieses betrifft auch Regionen, die bisher für die Gewinnung dieser Wässer nicht in Betracht kamen, wie z.B. die nordöstlichen Ausläufer des Dresdener Beckens oder die östliche Oberlausitz.

Für die Bildung von Mineral- und Thermalwässern sind folgende geologische Einheiten besonders interessant:

1. jungpaläozoische Granite des Grundgebirgsstockwerks: Thermalwässer, radon-, fluorid- und eisenhaltige Mineralwässer,
2. Becken des Übergangsstockwerks: Thermalwässer, Mineralwässer mit einem Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l,
3. tertiäre Vulkanite des Deckgebirgsstockwerks: Thermalwässer, Sauerlinge, fluoridhaltige Mineralwässer.

① Chlorid-Anomalien

Erhöhte Chloridgehalte wurden in Grundwässern folgender Regionen näher untersucht:

Erzgebirgisches Becken
Vogtland
Elbtalgraben
Nordwestsachsen (Krostitz)
Bornaer Mulde

- Zwischen dem *südlichen* und dem *nördlichen Vogtland* und dem *Erzgebirgischen Becken* besteht bezüglich der Chloridanomalien kein genetischer Zusammenhang.
- Der Chloridgehalt der Mineralwässer im *südlichen Vogtland* resultiert aus der Lösung von Salzablagerungen und dem Einfluß von Formationswässern.
- Bei den Mineralwässern des *nördlichen Vogtlandes* besteht bei den Vorkommen in *Neumühle* und in *Schönbrunn* die gleiche Herkunft des Chlorids, während ein Bezug zu *Altensalz* nicht gedeutet werden kann. Die Chloridgehalte stammen aus eingewanderten Mutterlaugen der Zechsteinrandfazies des Thüringer Beckens.
- Die chloridreichen Wässer des *Erzgebirgischen Beckens* sind isolierte Vorkommen. Der Chloridgehalt im Wasser des Brunnens B 109/84 in *St. Egidien* resultiert aus Einflüssen von Mutterlaugen salinärer Ablagerungen des Unteren Rotliegenden.
- Im *Zwickauer Steinkohlerevier* wird die Herkunft der Chloride in den von BLÜHER (1960) und SCHRÄBER (1968) angegebenen chloridischen Wässern auf konnate Wässer des Unteren Rotliegenden zurückgeführt.
- Die erhöhten Cl⁻-Gehalte in den Grundwässern der *Bornaer Mulde* sind die Folge einer Zumischung von Mutterlaugen des Zechsteins.
- Im *Elbtalgraben* ist eine Abgrenzung zwischen anthropogener oder geogener Herkunft des Chlorids nicht möglich, jedoch wird ein Einfluß geogener Chloride auf der Basis von Untersuchungen am Mineralwasser der Grube Königstein und aus Angaben von PIETZSCH et al. (1934) angenommen.
- In *Krostitz (Nordwestsachsen)* resultiert der erhöhte Chloridgehalt im Mineralbrunnen aus einem schwachen Einfluß salinärer Tiefenwässer, deren Herkunft aus Salzablaugungswässern der benachbarten Zechsteinrandfazies stammt. Hierdurch wird ein Einfluß von Wässern aus dem Grundwasserleiter des Tertiärs (Bitterfelder Glimmersande) auf die chemische Beschaffenheit des Mineralwassers belegt.

② Eisenhaltige Wässer

Die untersuchten eisenhaltigen Mineralwässer sind in zwei Bildungstypen zu unterteilen:

1. Typ „Pyritverwitterung“: *Bad Lausick, Bad Muskau, Hagenest, Zwickauer Kohlerevier (Friedrich-Nicolay-Schacht)*
2. Typ „Lösung Fe-Mineral“: *Bad Reiboldsgrün, Mineralwässer des südlichen Vogtlandes*

Der Mineralwassertyp „Pyritverwitterung“ ist bevorzugt im Bereich des ehemaligen untertägigen Bergbaus auf Braunkohle verbreitet. Hierbei sind besonders die Randbereiche interessant, wo die Kohleschichten in geringer Tiefe abgebaut wurden. Um die lange Zeit der relativ konstant hohen Fe-Gehalte in diesen Wässern erklären zu können, muß der eisenliefernde Pyrit aus sehr feinkörnigen Sedimenten, z.B. Tonen oder Schluffen stammen.

- In *Bad Lausick* entspricht die Hydrodynamik des Mineralwassers, welches aus einem eng begrenzten Gebiet den Brunnen zufließt, einem Exponentialmodell. Das Wasser des Matthesbrunnens ist nicht, wie MÜLLER (1962) vermutete, stärker verdünnt als das Wasser des Albertbrunnens, sondern durch Fällungsreaktionen an Eisen und anderen Komponenten verarmt.
- Das eisenhaltige Mineralwasser von *Bad Muskau* besteht aus einem Mischwasser von Wasseranteilen sehr unterschiedlicher chemischer Beschaffenheit. Der hohe Eisengehalt resultiert aus Pyritoxidationsprozessen. Die eisenhaltige schwefelsaure Lösung wurde durch geringmineralisierte Wässer anderer Herkunft verdünnt.

Der Mineralwassertyp „Lösung Fe-Mineral“ tritt im Kontaktbereich von Intrusionen auf und ist auf die Lösung sekundärer pneumatolytischer und hydrothermalen Mineralneubildungen, besonders Siderit (FeCO_3) und Hämatit (Fe_2O_3), zurückzuführen. Im südlichen Vogtland kann zusätzlich die CO_2 -Zumischung zu einer Erhöhung der Eisengehalte in den Mineralwässern geführt haben.

③ Radonhaltige Wässer

Die bedeutendsten Regionen radonhaltiger Wässer sind:

1. der Grenzbereich des Fichtelgebirgsgranites in Bad Brambach und südlich hiervon
 2. die westliche Randzone des Eibenstocker Granitmassivs und das Kirchberger Granitmassiv
 3. die Region um Schneeberg - Aue (Gera-Jachymov-Störungszone, regional: „Roter Kamm“)
- Radonhaltige Mineralwässer sind insbesondere in jungpaläozoischen Graniten zu erwarten.
 - Besonders hohe Radonemanationen wie in der Radonquelle in Bad Brambach sind die Folge einer sekundären Anreicherung von Rn-Mutternukliden. Durch das Zusammentreffen von Wasseranteilen mit unterschiedlichem Redox-Potential kommt es zur Ausfällung von Metallhydroxyden. Durch deren hohe Oberfläche und den in diesen Schlämmen ebenfalls ausgefallten Rn-Mutternukliden können große Mengen von Radon freigesetzt werden.

④ Fluoridhaltige Wässer

F -Anomalien in Grund- und Oberflächenwässern sind auf folgende Bereiche beschränkt:

1. jungpaläozoische Granite
2. Gänge mit fluorhaltigen Mineralen, insbesondere Fluorit (CaF_2)
3. Störungszonen
4. Braunkohlenablagerungen

- Der F -Gehalt $> 1 \text{ mg/l}$ in den Mineral- und Thermalwässern ist dem Altwasseranteil $> 0,40$ Jahre zuzuordnen und konnte in dieser Höhe erst durch Ionenaustauschreaktionen entstehen.
- Fluoridhaltige Mineralwässer sind an Zonen mit Tiefengrundwasserführung in Gegenwart fluorhaltiger Minerale gebunden. Dieses betrifft im größeren Umfang folgende Gebiete:
 1. Marienberg bis Wiesenbad
 2. Altenberg bis Berggießhübel
 3. Schönbrunn -Neumühle
 4. Freiberg - Siebenlehn

Weiterhin existieren kleinere Bereiche mit Grundwässern erhöhter F-Konzentration, wie z.B. randlich des Dresdener Beckens und die Regionen Berzdorf, Bad Brambach - Schönberg.

⑤ CO_2 -Anomalien

Es werden in Sachsen vier Gebiete unterschieden, in denen Sauerlinge vorkommen:

1. südliches Vogtland
2. nordwestlicher Elbtalgraben (Region Meißen - Dresden-Briesnitz)
3. südöstlicher Elbtalgraben (Region Königstein - Bad Gottleuba)
4. Zittauer Becken

- Die Sauerlinge im *südlichen Vogtland* resultieren aus postmagmatischen Aktivitäten des tertiären Egergrabenvulkanismus. Für alle CO_2 -reichen Mineralwässer dieser Region besteht die gleiche Herkunft des CO_2 . Die Zunahme an isotopisch schwerem Kohlenstoff zu den *Bad Brambacher* Wässern hin ist die Folge einer besseren Wegsamkeit der Störungszone im Bereich der Mineralquellen in Bad Brambach, wodurch magmatogene Gase schneller aufsteigen können und einer geringeren Wasser-Gas-Gesteins-Wechselwirkung ausgesetzt waren.
- Die hohen CO_2 -Gehalte in den Sauerlingen der Region *Meißen - Dresden-Briesnitz* sind die Folge einer besonderen tektonischen Situation: diese Region ist ein Schnittpunkt mehrerer überregionaler Störungszonen. Es ist unklar, ob das CO_2 direkt aus dem Mantelbereich oder aus magmatischen Entgasungsprozessen im Krustenbereich stammt.
- Im nördlichen Teil des *Dresdener Beckens* erfolgt eine horizontale, durch das Störungsmuster kontrollierte Ausbreitung von aufgestiegenem CO_2 unterhalb der grundwasserstauenden Plänerschichten, die zu einer weiträumigen CO_2 -Imprägnation im tieferen Grundwasser führt und auch in den tiefen Bereichen des Beckens, wie z.B. am Albertbrunnen, festzustellen ist.
- Die Region *Königstein - Berggießhübel - Bad Gottleuba* läßt sich aus historischen Angaben als ein Bereich mit verstärkter CO_2 -Führung abgrenzen. Das Wasser der Hechtquelle (Grube Königstein) besitzt bezüglich der Herkunft des CO_2 auffällige genetische Ähnlichkeiten zu den Mineralwässern des südlichen Vogtlandes.
- Die CO_2 -Anomalien im *Zittauer Becken* sind die Folge postmagmatischer Entgasungsprozesse eines in relativ geringer Tiefe vorhandenen Magmenherdes.

⑥ *Thermalwässer und Temperaturanomalien in Mineralwässern*

In Sachsen lassen sich zwei Bildungstypen von Thermalwässern unterscheiden:

1. Thermalwässer in jungpaläozoisch-mesozoischen Becken des Übergangsstockwerks,
 2. Thermalwässer im Kristallin des Grundgebirges.
- Die erhöhte Temperatur des Liegendwasserdurchbruches im *Tagebau Schleenhain* ist nicht auf eine geothermale Anomalie entlang einer Störungszone, sondern auf die Tiefenmigration der Wässer zurückzuführen. Das Wasser stammt aus Schichten des Zechsteins.
 - Bei den Thermalwässern des kristallinen Grundgebirges besteht ein indirekter genetischer Zusammenhang zu jungpaläozoischen Graniten: entlang der Störungszone, die auch von den Graniten als Aufstiegsbahnen genutzt wurden, existieren Wärmeanomalien. Durch postintrusive Prozesse (Bildung von Quarzgängen, Alteration des Gesteins und Einflüsse auf die Geomorphologie) wurde der Aufstieg der Thermalwässer begünstigt.
 - Für die Thermalwässer von *Schönbrunn* und *Neumühle*, sowie die Thermalwässer im Gebiet von *Marienberg* bis *Wiesbaden* wird das von KUSCHKA & HAHN (1996) vermutete hydrothermale Konvektionssystem bestätigt.
 - In *Wolkenstein* und *Wiesbaden* spielen die staffelförmigen Dehnungsstrukturen im Bereich der dortigen Störungszone eine wichtige Rolle für die Hydrodynamik der Thermalwässer.
 - Die Thermalwässer im *Zittauer Becken* resultieren aus einem allgemein erhöhten Temperaturgradienten in Verbindung mit dem tertiären Egergrabenvulkanismus.

9. Ausblick

9.1 Vorkommen, die sich zur Erschließung als besonders interessant erweisen

Als interessant werden Standorte angenommen, an denen mit verhältnismäßig geringem Aufwand Mineral- und Thermalwässer erschlossen werden, die zudem möglichst über mehrere balneologisch bedeutsame Eigenschaften verfügen sollten oder deren natürliche Temperatur am Austrittsort über 20 °C beträgt. Die Empfehlung interessanter Standorte ergibt sich aus der historischen Recherche und aus den in dieser Arbeit erstellten Modellvorstellungen zur Herkunft balneologisch wertbestimmender Eigenschaften.

Folgende Regionen sind demnach zur gezielten Erkundung nach Mineral- und Thermalwässern geeignet:

- Bornaer Mulde, Weißelsterbecken (Wässer mit einem Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l und eisenhaltige Wässer)
- Dresdener Becken (Säuerlinge, Thermalwässer, radonhaltige Wässer)
- Neustadt in Sachsen (Thermalwässer)
- Zittauer Becken (Säuerlinge, Wässer mit einem Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l, insbesondere HCO₃- und Cl-reiche Wässer, Thermalwässer)
- Berzdorfer Becken (Thermalwässer, fluoridhaltige Wässer)

Bornaer Mulde, Weißelsterbecken (Wässer mit einem Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l und eisenhaltige Wässer)

Im Bereich des Weißelsterbeckens erfolgte an mehreren Stellen im letzten Jahrhundert untertägiger Bergbau auf Braunkohle. In diesen Gebieten können möglicherweise eisenhaltige Mineralwässer vom Typ „Pyritoxidation“ ähnlich wie in Bad Lausick für balneologische Zwecke genutzt werden.

Das von KITTNER & GRÄBER (1995) beschriebene eisenhaltige Wasser (Typ: „Pyritoxidation“, Fe_(ges) = 94,7 mg/l) im Brunnen Nr. 6E/79 in Hagenest ist durch Belüftung eines pyritführenden Grundwasserleiters im Rahmen von Entwässerungsmaßnahmen eines benachbarten Tagebaus entstanden. Wässer dieses Bildungstyps können ebenfalls für eine balneologische Nutzung interessant sein.

Die Bornaer Mulde ist interessant für die Erschließung von Wässern mit einem Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l, wo insbesondere Wässer mit einem erhöhten SO₄- und Cl-Gehalt aus Schichten des Zechsteins gefördert werden können. Besonders interessant sind hierbei im Untergrund enthaltene reliktsche Anhydritlinsen, wie beispielsweise bei der Ortschaft Obertitz (Abb. 2, Nr. 6). Südlich der ehemaligen Ortslage Eythra (Abb. 2, Nr. 1, mittlerweile abgetragen im Rahmen der Erweiterung des Tagebaus Zwenkau) können Cl-reiche Mineralwässer erschlossen werden.

Dresdener Becken (Thermalwässer, Säuerlinge, radonhaltige Wässer)

Im Elbtalgraben beschrieben SCHILOWSKY et al. (1981) bis zu 19,5 °C warme Tiefenwässer im Bereich der Beckensohle. Möglicherweise können dort auch noch Wässer > 20 °C erschlossen werden.

Die hohen CO₂-Gehalte und der tiefenwassertypische Chemismus des Wassers der ehemaligen Catharinenquelle in Dresden-Kemnitz („Bramsches Gut“) sprechen für eine Nähe zu einem CO₂-Aufstiegszentrum. Für gezielte Untersuchungen nach Säuerlingen ist dort der Bereich des Zschonergrundes geeignet.

Die hohen Rn-Gehalte in einem Teil der Mineralquellen in Dresden-Briesnitz, wie z.B. in der ehemals genutzten „Neuen Quelle“ können diese Vorkommen für balneologische Anwendungen interessant machen.

Neustadt in Sachsen (Thermalwässer)

Das 1889 im Kristallin unterhalb von 4 m mächtigen Lehmschichten angetroffene und von KLEMM (1890) beschriebene Thermalwasser mit einer Temperatur von anfänglich 38°C gehört zu den besonders interessanten Vorkommen, die sich durch verhältnismäßig geringen Aufwand neu erschließen ließen. Für dieses Vorkommen treffen wesentliche Rahmenbedingungen zur Bildung eines Thermalwassers zu:

1. eine auffällige Dichte von NW-SE-verlaufenden Störungen
2. die Existenz eines jungpaläozoischen Granites im Untergrund
3. die von KLEMM (1890) beschriebene Temperaturentwicklung zur Tiefe hin
4. der von SCHIRNER (1995) angegebene außergewöhnlich hohe SiO₂-Gehalt von 36 mg/l, der nach geothermometrischen Berechnungen (konduktive Abkühlung nach dem Lösungsgleichgewicht mit Quarz) auf eine Bildungstemperatur von 87 °C zurückzuführen ist.

Zittauer Becken (Säuerlinge, Wasser mit einem Feststoffgehalt ≥ 1000 mg/l, insbesondere HCO₃- und Cl-reiche Wässer, Thermalwässer)

Im Bereich des Zittauer Beckens lassen sich in einer Tiefe von ca. 200 bis 300 m u. Gel. Thermalsäuerlinge erschließen. Dieses geht aus Untersuchungen von TRETTIN et al. (1987) hervor, die in mehreren Grundwassermeßstellen hohe HCO₃- Gehalte und Wässer mit Temperaturen > 20 °C festgestellt haben. Auch heute nicht mehr existierende Vorkommen, wie z.B. die Heilquelle Lusatia oder die urkundlich seit 1784 erwähnten „heißen Quellen“ bei Hainewalde sind ein Hinweis auf diesen balneologisch interessanten Standort.

In einer Tiefbohrung der ehem. SDAG Wismut von 1984 wurde in 251,6 m Tiefe ein artesisch austretendes 26,2 °C warmes Thermalwasser erschrotet. Der Standort dieser Bohrung ist ein guter Anhaltspunkt für eine erneute Thermalwassererschließung. Jedoch muß hierbei berücksichtigt werden, daß durch die intensiven Wasserhaltungsmaßnahmen im Tagebau Turow auf polnischer Seite die hydrodynamischen Verhältnisse innerhalb des Zittauer Beckens stark gestört und z.Zt. nicht genau bekannt sind.

Berzdorfer Becken (Thermalwässer, fluoridhaltige Wässer)

Die im Berzdorfer Becken an mehreren Stellen erfolgten Liegendwasserdurchbrüche besaßen teilweise Temperaturen > 20 °C. Diese Wässer, die auf einem kleinräumigen Gebiet im Zentrum des Beckens angetroffen wurden, stammen aus Klüften und Störungen des Granodiorits. Die Permeabilität der darüber folgenden Kaolinschicht wurde erst durch Entlastungsvorgänge im Bergbau geschaffen. Mit einer Bohrung durch den ca. 40 - 60 m mächtigen, den Granodiorit bedeckenden Kaolinton ließen sich diese Thermalwässer fassen. Die Tonschicht würde wahrscheinlich nach einer Flutung des Tagebaus Berzdorf auf das Thermalwasser abschirmend wirken und eine Infiltration von Flutungswasser verhindern.

10. Literaturverzeichnis

10.1 Publikationen

- ÅBERG, G. (1995): The Use of Natural Strontium Isotopes as tracers in Environmental Studies.- *Water, Air and Soil Pollution*, 79: 309-322, Kluwer Academic Publishers
- ÅBERG, G., G. JACKS & P.J. HAMILTON (1989): Weathering Rates and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Ratios: an isotopic approach.- *Journal of Hydrology*, 109: 65-78, Amsterdam
- AIRES-BARROS, J.M. MARQUES, R.C. GRACA (1995): Elemental and Isotopic geochemistry in the hydrothermal area of Chaves, Vila Pouca de Aguiar (Northern Portugal).- *Environmental Geology*, 25: 232-238
- ALEWELL, C. (1995): Sulfat-Dynamik in sauren Waldböden - Sorptionsverhalten und Prognose bei nachlassenden Depositionen.- *Bayreuther Forum Ökologie*, 19: 189 S.
- APPELO, C.A.J. & P. POSTMA (1993): *Geochemistry, Groundwater and Pollution*.- Verlag Balkema, 563 S.
- BANKS, D., O. RØYSET, T. STRAND, H. SKARPHAGEN (1995): Radioelement (U,Th, Rn) concentrations in Norwegian bedrock groundwaters.- *Environmental Geology*, 25: 165-180
- BARTH, W. (1960): „Die Scharfenberger Silberquelle“. - „Meißener Heimat“ Nr. 3: 12-18
- BEEGER, D. & QUELLMALZ, W. (1994): *Dresden und Umgebung*.- Sammlung Geologischer Führer, Bd. 87: 205 S., Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart
- BEHR, H., J. GERLER, U.F. HEIN, & C.J. REUTEL (1993): Tectonic Brines und Basement Brines in den mitteleuropäischen Varisciden: Herkunft, metallogenetische Bedeutung und geologische Aktivität.- *Göttinger Arbeiten Geol. Paläont.*, 58 (Walliser Festschrift): 3-28, Göttingen
- BEIER, M. & D. SCHRÄBER (1970): Erläuterung zur hydrogeologischen Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik 1:200.000, Blatt Karl-Marx-Stadt M 33-VII, Zentrales Geologisches Institut Berlin, 271 S.
- BERGER, M. (1995): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Bereich der Mineralwasserquellen von Pausa und Bad Linda.- Diplomarbeit (unveröff.), TU Bergakademie Freiberg, 103 S.
- BERNSTEIN, K., H. BLÜHER, H. BOLDUAN, H. BRAUSE, H. DOUFFET, G. HIRSCHMANN, K.HOTH, W. LORENZ, P. MIBUS, C. MUCKE, K. SCHEUMANN (1972): Erläuterung zur Geologischen Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt, Leipzig 1: 400.000.- VEB GFE Halle, Freiberg, 78 S.
- BEUGE, P. & H. SCHULZE (1976): Geochemisch bedingte Umweltbeeinflussung durch Quecksilber und Fluor.- in: Spurenelemente im Wirkungsbereich Industrie - Biosphäre, Vorträge zum Berg- und Hüttenmännischen Tag 1975 in Freiberg.- *Freiberger Forschungshefte C317*: 157-164, Leipzig
- BLÜHER, H.J. (1936): Zur Tektonik des Mineralquellengebietes von Bad Brambach im Vogtland und dessen Beziehungen zur nordwestböhmischnichtelgebirgischen Quellenprovinz.- *Z.dtsch.Geol.Ges.* 88: 547 - 557, Berlin
- BLÜHER, H.J. (1960): Zur Hydrogeologie des Oberkarbons und Rotliegenden im westlichen Erzgebirgischen Becken.- *Geologie*, 8: 909-929, Berlin
- BORSODORF, K.H., D. MALINOWSKI, M. NAUMANN (1995): Radiologische Belastung von Böden in Sachsen.- *Z. angew. Geol.*, 41,2: 111-117
- BRAUSE, H. (1990): Beiträge zur Geodynamik des Saxothuringikums.- *Geoprofil Freiberg*, H. 2: 88 S., Freiberg
- BRAUSE, H., H. DOUFFET, L. EISSMANN, D. HENNIG, G. HIRSCHMANN, K. HOTH, W. LORENZ (1975): Geologische Übersichtskarte - Bezirke Dresden - Karl-Marx-Stadt - Leipzig, Maßstab 1:400.000.- ZGI (Hrsg.), Berlin

- BRINSCHWITZ, D. (1992): Beiträge zur Geschützhheitsbewertung von Festgesteinsaquiferen unter besonderer Berücksichtigung geogener Kontaminationsquellen.- Dissertation TU Bergakademie Freiberg, 125 S.
- CARLÉ, W. (1966): Zur Herkunft des Kochsalz-Gehaltes der vogtländischen und nordwestböhmisches Mineralwässer, vor allem des Karlsbader Mineralwassers.- Z. dt. Geol. Ges., Bd. 115: 425-453
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa - Geologie, Chemismus, Genese.- 643 S., Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft, Stuttgart
- CATHELINÉAU, M., C. MARIGNAC, M. BOIRON, C. GIANELLI & M. PUXEDDU (1994): Evidence for Li-rich brines and early magmatic fluid-rock interaction in the Lardello geothermal system.- *Geochimica et Cosmochim. Acta*, Vol. 58: 1083-1099
- CHRIST, C.L. & H. HARDER (1978): Boron. In: K.H. Wedepohl (Hrsg.), *Handbook of Geochemistry*, Vol. II/1, Kap. 5, Springer, Berlin
- CHRISTOPH, G. J. DERMIETZEL, K. FREYER, W. GLÄBER, D. HAENDEL, R. TRETTIN & H.C. TREUDLER (1994): Beiträge des UFZ zur Klärung hydrodynamischer und hydrochemischer Probleme im Zusammenhang mit der Flutung des Tagebaurestloches Merseburg-Ost.- UFZ-Bericht Beiträge zum Workshop „Braunkohlebergbaurestseen“ 24.-25.10.1994: 127-128, Leipzig
- CLAUSER, C. & E. HUENGES (1993): KTB thermal regime and heat transport mechanisms - current knowledge.- *Scientific Drilling*, 3: 271-281
- DEMIR, I. (1988): The interrelation of hydraulic and electrical conductivities, steaming potential and salt filtration during the flow of chloride brines through a smectite layer at elevated pressures.- *J. Hydrol.*, 98: 31-52
- DEUTSCHER BÄDERVERBAND E.V., DEUTSCHER FREMDENVERKEHRSVERBAND E.V. (1991): Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen.- 69 S., Flöttmann, Gütersloh
- DIETRICH, P.G. & V.S. LEPIN (1986): Erste Strontiumisotopenwerte von Muschelkalkkarstwässern Thüringens.- *Z. angew. Geol.*, 32: 50-51; Berlin
- DVORAK, J. (1990): Hydrogeologie und Genese der Mineralwässer vom Karlsbader Typ in Westböhmen. *Balneologia Bohemia* 19, 33-41
- EBERT, M. & W. KESSLER (1991): Schlemas Wasser wirkten Wunder - Radiumbad Oberschlema, stärkstes Radiumbad der Welt.- Gemeindeverwaltung Schlema, 103 S.
- EGERTER, H.G. (1967): Die Entwicklung von Chemismus und Beziehungen der Trinkquellen Bad Elsters vom 17. Jahrhundert bis zur Gegenwart.- *Ber. deut. Ges. geol. Wiss.*, Bd. 12,1: 73-97, Berlin
- EGERTER, H.G. (1971): Über ungenutzte Heilwässer auf dem Gebiet der DDR - eine Zwischenbilanz.- *Z. Physiotherap.* Jg 23: 411-416, Leipzig
- EGERTER, H.G. (1984): Geochemische Beziehungen in vogtländisch - westböhmisches Mineralwässern.- *Abh. Sächs. Akad. Wiss.- Math.- Nat. Wiss. Klasse*, 56 (1): 1-60, Akad. Verl. Berlin
- EGERTER, H.G. (1985): Übersicht der balneologisch ungenutzten Mineralwässer der DDR.- *Z. Physiotherap.*, Jg. 37: 273-276, Leipzig
- EGERTER, H.G., W. MICHLER (1982): Zur Nutzung von Mineralwässern in der Getränkeindustrie der Deutschen Demokratischen Republik.- *Z. Physiotherap.*, Jg. 34: 119-129, Leipzig
- EISSMANN, L. (1970): Geologie des Bezirkes Leipzig, eine Übersicht.- *Natura regionis Lipsiensis*, H2, Teil I. u. II: 172 S., Naturwissenschaftliches Museum Leipzig, Leipzig
- EISSMANN, L., T. LITT, HRSG. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands.- *Altenbg. nat. wiss. Forsch.*, 7: 468 S.

- ENGERT, P. (1957): Der prätertiäre Untergrund von NW-Sachsen und seine Tektonik (Erläuterungen zu einer abgedeckten Karte von NW-Sachsen).- Ber.Geol.Ges.2 Berlin: 165-176
- ERLASHIDI, M.A., W.L. LINDSAY (1986): Solubility of Aluminium Fluoride, Fluoride, and Fluorophlogopide minerals in Soils.- Soil Science of America, Journal (50): 594-598
- FISCHER, F. (1990): Das Rotliegende des ostthüringisch-west-sächsischen Raumes (Vorerzgebirgssenne, Nordwestsächsischer Vulkanitkomplex, Geraer Becken).- Dissertation, TU Bergakademie Freiberg: 171 S.
- FOURNIER, R.O. (1981): Application of Water Geochemistry to Geothermal Exploration and Reservoir Engineering. in: Rybach, L. & Muffler, L.I.P. (Hrsg.): Geothermal Systems: Principles and Case Histories: 109-143; New York (Wiley & Sons)
- FRAPE, S.K. & P. FRITZ (1987): Geochemical trends for groundwaters from the Canadian Shield. In: Fritz, P. & Frape, S.K. (Hrsg.): Saline Water and Gases in Crystalline Rocks.- Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, 33: 19-38
- FREELS, D., M. STEMPROK, G. HÖSEL, G. TISCHENDORF, J. WASTERNAK, K. BREITER (1995): Mineral Resources in Erzgebirge-Vogtland/Krusné Hory, Map 2: Metals, Fluoride/Barite: Occurrences and Environmental Impact 1 : 100.000 Explanatory Notes, Tschechischer Geologischer Dienst und Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie Freiberg, 16 S.
- FREIESLEBEN, J. (1839): Vom Vorkommen der Salzigen Fossilien sowie der Salz- und Mineralquellen in Sachsen.- Magazin f.d. Oryktographie von Sachsen, Zentrales Heft: 204 S., Freiberg, Verlag J.G. Engelhardt
- FRIEDMANN, H. (1993): Natürliche Radioaktivität in Quell- und Grundwässern, in: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: geologische Grundlagen und Spurenelemente.- Goldbrunner, Wien: Springer 1993, XIV, 324 S.
- FRITZ, P. & J. CH. FONTES, HRSG. (1980): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 1: 545 S., Amsterdam-Oxford-New York-Tokio (Elsevier)
- FRITZ, P. & M. LODEMANN (1990): Die salinaren Tiefenwässer der KTB-Vorbohrung.- Die Geowissenschaften, 9: 273-278, Weinheim
- FRÖHLICH, K. & R. GELLERMANN (1989): Isotopenphysikalische Untersuchungen zur Hydrogeologie und Genese der Quellwässer von Bad Brambach.- Abh. der Sächs. Akademie der Wiss., Bd. 57, Heft 1, S. 58-68
- GANS, I., H.U. FUSBAN, H. WOLLENHAUPT, J.KIEFER, B. GLÖBEL, J. BERLICH, & J. PORSTENDÖRFER (1987): Radium 226 und andere natürliche Radionuklide im Trinkwasser und in Getränken in der Bundesrepublik Deutschland.- WaBoLu-H., 4/1987, Berlin (Inst. f. Wasser-, Boden- und Lufthygiene), 66 S.
- GELLERMANN, R. & H. GAST (1983): Ra-Rn-Datierung der Quellwässer von Bad Brambach.- Z.Physiother., 35: 129-135
- GELLERMANN, R. & K. FRÖHLICH (1981): Uranium-Isotopenzusammensetzung des Grund- und Oberflächenwassers im Gebiet von Bad Brambach.- Z.Physiother., Jg 33: 223-226
- GELLERMANN, R. & K. FRÖHLICH (1984): Untersuchungen zu hydraulischen Verbindungen und zur Genese der Mineralwässer von Bad Brambach.- Freiburger Forschungshefte C 397: 48 - 58
- GERSTENBERGER, H. (1995): Isotopengeochemie - Wissenschaft zwischen Mikro- und Makrokosmos.- Chemie in unserer Zeit, 29,6:308-315
- GEYH, M., G. MICHEL (1991): Überwachung der Grundwasserqualität mit Hilfe der Tritium-Analysen.- Wasser-Abwasser 132,8: 454-455, GWF-Verlag
- GLÄSSER, W. (1983): Beitrag zur Petrologie und Vulkanologie der andesitoiden Vulkanite Nordwestsachsens.- Hall. Jb. Geowiss., Bd. 8: 1-30; Gotha

- GOLDBERG, A. (1903): Die natürlichen Mineralwässer des Königreichs Sachsen.- 15. Ber. Naturwiss. Gesellsch. Chemnitz: 74-108
- GOTTE, W. & G. RICHTER (1960): Geologische und bergmännische Probleme beim Anfahren einer wasserführenden Gangzone im Brander Revier. - Freiburger Forschungshefte A 176, Berlin: Akademie Verlag
- GRUNSKA, K. & D. SCHRÄBER (1968): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Übersichtskarte der DDR 1 : 200 000 - Blatt Cottbus M33-III.- Zentrales Geologisches Institut Berlin Berlin, 201 S.
- GUTENBRUNNER, C. & G. HILDEBRAND (1994): Handbuch der Heilwassertrinkkuren- Theorie und Praxis.- 365 S., Sonntag Verlag, Stuttgart
- HAHN, J. (1972): Diagenetisch bedingte Veränderungen im Chemismus intrudierter Meerwässer und ihre Beziehungen zum Chemismus von Tiefengrundwässern in Nordwestdeutschland.- Geol. Jb., 90: 245-264, Hannover
- HANDA, B.K. (1975): Geochemistry and Genesis of fluoride-containing ground waters in India.- Ground Water 13: 275-281
- HEBERT, D., R. GELLERMANN & H. JORDAN (1992): Tritium als Indikator der Geschütztheit von Grundwasserlagerstätten.-Neue Bergbautechnik, 22, 6: 228-231
- HECHT, G. & S. JUNGWIRTH (1996): Die Solebohrungen Bad Sulza 1984 und Bad Kösen 1985.- Geowiss. Mitt. von Thüringen, 4: 195-257; Weimar
- HECHT, G. (1980): Höherer Zechstein und Unterer Buntsandstein in der Zeitz-Schmöllner Mulde.- Z. Geol. Wiss., 6: 645 - 667, Berlin
- HEINKE, J., U. KOCH (1993): Zusammenhänge zwischen Seismizität und den ^{222}Rn - CO_2 - Gehalt von Quellwässern Bad Brambachs (Oberes Vogtland).- Z. Geol. Wiss., 21 (1/2), 101-104, Berlin
- HEINKE, J., U. KOCH & G. MARTINELLI (1995): CO_2 and Radon measurements in the Vogtland area (Germany) - a contribution to earthquake prediction research. in: Geophysical Research Letters, Vol. 22, No. 7, p. 771-774
- HEM, J.D. (1985): Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of natural Water.- US Geol. Surv. Water Supply Pap., 2254, 3.Aufl. 263 S., Washington D.C.
- HENLEY, R.W., A.H. TRUESDELL & P.B. BARTON, JR (1984): Fluid - Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems.- Reviews in Economic Geol. 1: 267 S.; Chelsea (Book Crafters, Inc.)
- HERRMAN, A.G., S. RÜHE & E. USDOWSKI (1997): Fluid Inclusions: Neue Erkenntnisse über den Stoffbestand NaCl-gesättigter Meerwasserlösungen im Zechstein 3.- Kali und Steinsalz, Bd. 12, 4: 115-124
- HOEFS, J. (1987): Stable Isotopes Geochemistry.- 241 S., Springer-Verlag (Berlin-Heidelberg-New York)
- HOFFMANN-AXTHELM, W. (1957): Vergleichende Kariesuntersuchungen in fluorreichen und fluorarmen Gebieten der gleichen Landschaft.- Odont. Rev., 8: 257-261
- HOHL, R. & L. EISSMANN (1960): Wasserbohrungen im Nord- und Mittelsächsischen Porphyrgbiet. Z. angew. Geol. Bd.6, 2:78-84, Berlin
- HOHL, R. (1958): Hydrogeologische Fragen im Rahmen der Braunkohleerkundung in Nordwestsachsen. Z. angew. Geol., 4: 353-359, Berlin
- HOHL, R. (1962): Die Heilquellen von Bad Lausick (Sa.), Krs. Borna.- Wiss. Z. Univ. Halle, Math.-Nat. XI/4: 471-490
- HOPPE, W. (1972a): Zur Frage der Herkunft des Kochsalzgehaltes der Mineralwässer im Ostthüringisch-vogtländischen Schiefergebirge und der angrenzenden Gebiete.- Geologie 21,2: 133-147, Berlin
- HOPPE, W. (1972b): Mineral- und Heilwässer Thüringens (Geologie, Chemie, Geschichte, Nutzung).- Geologie 21, Beih. 75, Akademie-Verlag, Berlin

- HÜBNER, H., P. KOWSKI, W.D. HERMICHEN, W. RICHTER & H. SCHÜTZE (1979): Regional and temporal Variations of ^2H in the Precipitation and atmospheric Moisture of Central Europe.- Proc. of Isotope Hydrology 1978, IAEA-SM-228/16, IAEA Vienna 289-307
- HUMMEL, K. (1930): Beziehungen der Mineralquellen Deutschlands zum jungen Vulkanismus.- Zeitschr. f. prakt. Geol., H.1: 1-16, Halle (S.)
- JUST, G. (1992): Distribution of radioactive elements and heat production in the Erzgebirge.- Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, 4: 93-101, 6 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- JORDAN, H., Hrsg. (1967): Bäderbuch der Deutschen Demokratischen Republik, G. Thieme, 263 S. 88 Abb. Leipzig
- JORDAN, H. & H.J. WEDER, Hrsg. (1995): Hydrogeologie - Grundlagen und Methoden, 2. Auflage, 603 S., 427 Abb. 178 Tab., Enke, Stuttgart
- KÄMPF, H., G. STRAUCH, P. VOGLER (1989): Seismo-hydrological and hydrochemical investigations, In: Bormann, I. (Eds.): Monitoring and analysis of the earthquake swarm 1985/86 in the region Vogtland/Western Bohemia, ZIPE-Veröff.Nr. 110: 231-254, Potsdam
- KÄMPF, H., R. THOMAS, E. KUSCHKA, W. KLEMM (1991): Die Quarz-Kassiterit-Gänge im Endo- und Exokontakt des verdeckten Granitmassivs von Eichigt-Schönbrunn, Geoprofil, 3:55-62
- KAPLAN, I.R. & S.C. RITTENBERG (1964): Microbiological fractionation of sulfur isotopes.- J.Gen.Microbiol., 34:195-212
- KARDEL, K., G. RANK & W. PÄLCHEN (1996): Geochemischer Atlas des Freistaates Sachsen, Teil 1: Spurenelemente in Gesteinen.- Materialien zum Bodenschutz, 37 S.
- KATZUNG, G. & G. EHMKE (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland - Strukturstockwerke und ihre regionale Gliederung.- Verlag Sven von Loga, Köln, 139 S.
- KESSLER, P. (1927): Die Beziehungen von Erzgängen, Tektonik, Vulkanismus und Schwere zu den bekannten Heilbädern in Südwestdeutschland.- Zeitschr. f. prakt. Geol. 35, H3 u.4
- KLUGE, S. (1991): Beitrag zur Auswirkung von Tagebauentwässerungsprozessen auf den Aufstieg höher mineralisierter Wässer.- Dissertation TU Bergakademie Freiberg, 97 S.
- KOCH, U. & D. TAUCHERT (1986): Ermittlung von Radon-Verweilzeiten an natürlichen Bad Brambacher Wässern.- Z.Physiother.38: 387-396
- KOCH, U. & W. MICHLER (1991): Nutzung und Schutz von Mineral- und Thermalwässern in der Balneologie am Beispiel der Staatsbäder Bad Brambach-Bad Elster.- Z.Physiotherap., Jg.43: 75-81
- KOCH, U., H. GAST & W. STOLZ (1984): Radongehalt der Bodenluft in der Umgebung der Radonquelle von Bad Brambach.- Z.Physiother.36: 59-65
- KRAFT, W. & D. SCHRÄBER (1968): Beitrag zur Kenntnis des Perms und der Trias im Mügeln Becken.- Geologie, 17, 9: 1051-1061, Berlin
- KRIMISSA, M., L. CHERY, C. FOULLAC & J.L. MICHELOT (1994): Origin and Recharge Altitude of the Thermo-Mineral Waters of the Eastern Pyrenees.- Isotopenpraxis Environ. Health Stud., 30: 317-331
- KÜNZEL, W., E. AUERMANN & W. BARTZSCH (1972): Trinkwasserfluoridierung als kollektive kariesvorbeugende Maßnahme.- VEB Volk und Gesundheit: 223 S., Berlin
- KUSCHKA, E. (1994): Zur Mineralisation und Minerogenie der Hydrothermalen Mineralgänge des Vogtlandes, Erzgebirges und Granulitgebirges.- Dissertation TU Bergakademie Freiberg, 157 S.
- KUSCHKA, E. & W. HAHN (1996): Flußspatlagerstätten des Südwestvogtlandes: Schönbrunn, Bösenbrunn, Wiedersberg.- Bergbau in Sachsen, Bd. 2: 283 S., Freiberg
- LAMPADIUS, W.A. (1835): Über die Quellwässer des Sächs. Erzgebirges.- Erdmann-Schweigert-Seidel's J. Prakt. Chemie, Freiberg, 4: 365-368
- LEHMANN, H.W. (1974): Geochemie und Genesis der Tiefenwässer der Norddeutschen Senke, Teil 1.- Z. angew. Geol., Berlin, 20, 11, S. 503-509

- LEUTWEIN, F., L. WEISE (1962): Hydrogeochemische Untersuchungen an Erzgebirgischen Grund- und Oberflächenwässern.- *Geochim.Cosmochim. Acta*, 26: 1333-1348
- LIEBSCHER, S. (1992): Die Mineral- und Thermalwässer Sachsens.- Diplomarbeit (unveröff.), Bergakademie Freiberg, 105 S.
- LINGELBACH, H., W. RUMMEL (1966): Die chemische Technologie der partiellen Entfluoridierung von Trinkwasser.- *Fortschr. Wasserchem. Grenzgeb.* S. 65-95, Berlin
- LODEMANN, M. (1993): Salinare Fluide in der KTB-Vorbohrung (KTB-VB). Isotopengeochemische Untersuchungen im Rahmen des Kontinentalen Tiefbohrprogrammes der Bundesrepublik Deutschland.- *GSF-Bericht 42/93*, 163 S.
- MACNAMARA, J. & H.G. THODE (1950): Comparison of the isotopic composition of terrestrial and meteoric sulfur.- *The Physikal Rev.*, 78: 307-308
- MAISONNEUVE, J., J.J. RISLER (1979): La ceinture péri-alpine „carbo-gazeuse“ de l'Europe occidentale.- *Bulletin du B.R.G.M. Section III*, 2:109-120
- MASON, B. & C.B. MOORE (1985): Grundzüge der Geochemie.- 340 S., 97 Abb. 66 Tab.; Enke, Stuttgart
- MATTHES, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers.- 3. Aufl., 499 S., 139 Abb. 116 Tab.; Berlin/Stuttgart (Borntraeger)
- MIBUS, H.P. (1970): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Übersichtskarte der DDR 1:200000, Blatt Görlitz M 33-IX.- Zentrales Geologisches Institut Berlin, 167 S.
- MICHEL, G. (1960): Hydrogeologie des Weißelsterbeckens.- *Freiberger Forschungshefte C94*, 118 S., Berlin
- MICHEL, G. (1992): Entstehung natürlicher Kohlensäure.- *Der Mineralbrunnen* 5: 194 - 202, Bonn
- MICHLER, W. (1972): Isotopengeologische Untersuchungen im Hinblick auf den Schutz von Mineralwässern.- *Proceed. International Symposium on Protection of Mineral Waters Karlovy Vary (Carlsbad) 15.-19.5.1972*: 277 - 281
- MICHLER, W. (1973): Beiträge zur Hydrogeologie des oberen Vogtlandes unter besonderer Berücksichtigung der Mineralquellen.- *Diss. Univ. Halle/Wittenberg*
- MICHLER, W. (1974): Über hydrogeologische Untersuchungen von Mineralwässern.- *Z.Physiotherap.* 6: 455 - 463
- MICHLER, W. (1982): Über die Erschließung neuer Heilwässer in der Deutschen Demokratischen Republik.- *Z. Physiotherap.* Jg 34: 111-117
- MICHLER, W. (1990): Zum Stand der Heil- und Mineralwassernutzung in den neuen Bundesländern.- *Der Mineralbrunnen* 12/1990: 462 - 469
- MILLS, W.A. (1990): Risk assessment and control management of radon in drinking water. In: Cothern, C.R. and P. Rebers (Eds): *Radon, radium and uranium in drinking water*. Chelsea, Michigan: Lewis Publishers, S. 27-37
- MOSER, H. & W. RAUERT (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie.- *Lehrbuch der Hydrogeologie*, Bd. 8: 400 S. Borntraeger, Berlin
- MÜLLER, E.P. (1969): Zur Geochemie und Genesis der Tiefenwässer und der organischen Substanz im Nordteil der DDR.- *Z. angew. Geol.*, 15, 3: 113-124, Berlin
- MÜLLER, H. (1860): Über die Beziehungen zwischen Mineralquellen und Erzgängen im nördlichen Böhmen und in Sachsen.- in: Cotta, B.v.: *Gangstudien* Bd. 3: 261-308, J.G. Engelhardt (Bernhard Thierbach), Freiberg
- MÜLLER, H. (1901): Die Erzgänge des Freiburger Bergrevieres.- *Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen*.- *Königliches Finanzministerium (Hrsg.)*, 337 S., Leipzig
- MÜLLER, H. (1909): Die Erzlagerstätten in der Umgebung von Mittweida, Frankenberg und Schellenberg, in: *Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen*, Blatt Frankenberg-Hainichen Nr. 78.- *Königliches Finanzministerium (Hrsg.)*, Leipzig

- MÜLLER, B. & K. WÄCHTER (1970): Beiträge zur Tektonik der Elbtalzone unter besonderer Berücksichtigung der Lausitzer Störungen.- Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, herausgegeben vom Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der DDR, Reihe III, Heft 18, Berlin
- NIELSEN, H. (1965): Schwefelisotope im marinen Kreislauf und das $\delta^{34}\text{S}$ der frühen Meere.- Geol. Rundschau, Bd 55: 160 - 172
- NILLERT, P., H.J. DIERSCH, M. GÜNTHER, H.W. LEHMANN (1988): Feldtest zum Salzwasseraufstieg unter Brunnen.- Z. angew. Geol., Bd. 4,6: 161-169
- NOBST, W. & D. SCHRÄBER (1969): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik 1: 200.000, Blatt Dresden M 33-VIII.- VEB Hydrogeologie
- NORDSTROM, D.K. & E.A. JENNE (1977): Fluorite solubility equilibria in selected geothermal waters.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 41: 175-188
- OELSNER, CH. & E. HURTIG (1979): Zur geothermalen Situation im Erzgebirge.- Freiburger Forschungshefte C 350: 7-17; Leipzig
- PÄLCHEN, W. & P. OSSENKOPF (1989): The recent regional geochemical and mineralogical field.- In: Tischendorf, G. (Hrsg.): *Silicic Magmatism and Metallogenesis of the Erzgebirge*.- Veröff. des Zentralinst.f.Physik der Erde, 107, Potsdam
- PHILLIPSBORN, H. V. (1995): Strahlenschutz - Radioaktivität und Strahlungsmessung.- Bayerisches Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen (Hrsg.), 3. Aufl., 216 S., München
- PIETZSCH, K., H. EBERT & R. GRAHMANN (1934): Erläuterung zu Blatt Dresden (Nr. 66) der Geologischen Karte von Sachsen 1:25 000.- Geologisches Landesamt Sachsen, 3. Auflage, 181 S., Leipzig
- PIETZSCH, K. (1922): Kurze Übersicht der Heilquellen im Freistaat Sachsen. in: Sächs. Landesgesundheitsamt: Einrichtungen auf dem Gebiete der Volksgesundheits- und Volkswohlfahrtspflege im Freistaat Sachsen: S. 222 - 234.- Druckerei Dr. Günzchen Stiftung
- PIETZSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen.- 2. Aufl., 870 S., Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin
- PLUM, H. (1989): Genetische Klassifikation und geochemische Interpretation der Mineral- und Thermalwässer der Eifel und Ardennen.- Mitt. zur Ingenieurgeologie und Hydrogeologie: 170 S. Dissertation RWTH Aachen, Lehrstuhl f. Ingenieurgeologie und Hydrogeologie
- PRÄGER, F. (1985): Zur Zusammenarbeit zwischen Geologie und Getränkeindustrie bei der verstärkten Nutzung von Tafel und Mineralbrunnen.- Z. angew. Geol. Bd. 31,9: 238-240
- PULIDO-BOSCH, A., I. MORELL, J.M. ANDREU (1995): Hydrogeochemical effects of groundwater mining of the Sierra de Crevillente (Alicante, Spain).- *Environmental Geology*, 26: 232-239
- PURTSCHELLER, F., T. PIRCHL, G. SIEDER, V. STINGL, T. TESSADRI, P. BRUNNER, O. ENNEMOSER, P. SCHNEIDER (1995): Radon emanation from giant landsites of Koefels (Tyrol, Austria) and Langtang Himal (Nepal).- *Environmental Geology*, 26: 32-38, Springer
- RANK, D., W. PAPESCH, V. RAJNER (1995): Environmental Isotopes Study at a Research Landfill (Breitenau, Lower Austria).- *International Symposium on Isotopes in Water Resources Management (IAEA-SM-3236)* v. 20.-24.03.1995: 301-302
- REICHEL, W. (1970): Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des Döhlener Beckens bei Dresden.- *Abh. Staatl. Mus.Mineral. Geol. Dresden* 17: 1-133; Leipzig
- RICHTER, J. & P. SZYMCAK (1991): Multis - Ein Computerprogramm zur Auswertung isotopenhydrogeologischer Daten auf der Grundlage gekoppelter konzeptioneller Boxmodelle.- TU Bergakademie Freiberg, 46 S.

- RICHTER, J. (1995): Methodische und regionale Beiträge zur Auswertung von Umwelteisotopendaten in der Hydrogeologie.- Beiträge zur Hydrogeologie (46): 89-195; Graz
- RICHTER, W. (1986): Deuterium and Oxygen-18 in Central European groundwaters.- 4th Working Meeting Isotopes in Nature, Proceed., S. 553-572, Leipzig
- ROESEL, H. (1955): Zur Aetiologie der Dentalfluorose in Berggießhübel.- Dissertation TU Dresden, 171 S.
- ROETHER, W. (1967): Estimating the tritium input to groundwater from wine samples: groundwater and direct runoff contribution to central European waters.- In: Isotopes in Hydrology, IAEA, Wien, p.73-91
- ROHMANN, U. (1989): Grundlagen des „Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts“. In: Kurs 5, Wasserchemie für Ingenieure, DVGW Schriftenreihe, 205: 25 S., Bonn
- RUSSE, B. (1995): Die Wiedererschließung der Solevorkommen im Bereich der ehemaligen Saline „Heinrichshall“ (Bad Köstritz).- Veröff. Museum Gera, Naturwiss. Reihe, H.21/22: 43-72
- SÆTHER, O.M., C. REIMANN, B.O. HILMO, E. TAUSHANI (1995): Chemical Composition of hard- and softrock groundwaters from central Norway with special consideration of fluoride and Norwegian drinking water limits.- Environmental Geology, 26: 147-156, Springer
- SCHIFFNER, C. & M. WEIDIG (1912): Radioaktive Wässer in Sachsen. Teil I - IV.- Verlag Craz & Gerlach (Joh. Stettner), Freiberg
- SCHIRNER, T. (1995): Ausgewählte Mineral- und Thermalwässer in Sachsen - Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Genese.- Diplomarbeit (unveröff.), Bergakademie Freiberg, 135 S.
- SCHLEYER, R. & H. KERNDORFF (1992): Die Grundwasserqualität westdeutscher Trinkwasserressourcen.- Weinheim VCH, 249 S.
- SCHRÄBER, D. (1968): Zur Kenntnis der Sole im Zwickau-Oelsnitzer Steinkohlenrevier.- Z. angew. Geol. 14: 431-439, Berlin
- SCHRÄBER, D. (1969): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik 1:200.000, Blatt Plauen - Marienberg M-33-XIII.- Zentrales Geologisches Institut Berlin, 87 S.
- SCHUBERT, G. (1963): Hydrogeologische Verhältnisse im Raum von Rothenburg/OL.- Abh. u. Ber. Naturkundemus. Görlitz, Bd. 38, 10/11:1-16, Leipzig
- SCHÜTZEL, H. & G. HÖSEL (1962): Eine neue Mineralquelle im südwestlichen Vogtland und Bemerkungen zum Granitmassiv von Eichigt-Schönbrunn.- Z. angewandte Geol. 8:404-408, Berlin
- SIEGERT, T. (1881): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Blatt 113 (Nr. 5242), Section Stollberg-Lugau, Königliches Finanzministerium (Hrsg.), 180 S., Leipzig
- SIEGERT, T. (1906): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Blatt 49, Section Kötzschenbroda-Oberau, Königliches Finanzministerium (Hrsg.), 64 S., Leipzig
- SPELTER, M. (1959): Bemerkungen zu den hydrogeologischen Verhältnissen im Raum Borna.- Z. angew. Geol., 8: 351 - 355, Leipzig
- SPENCER, R.J. (1987): Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, western Canada sedimentary basin.- Applied Geochemistry, 2: 373-384
- STETTNER, G. (1971): Die Beziehungen der kohlensäureführenden Mineralwässer Nordostbayerns und der Nachbargebiete zum rhegmatischen Störungssystem des Grundgebirges.- Geologica Bavarica, 64: 385-394, München
- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges.- F. Enke; 191 S., 81 Abb., 16 Tab., Stuttgart:

- STUMM, A. (1993): Komplexe hydrogeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Mineralquellen von Bad Brambach. Diplomarbeit, (unveröff), TU Bergakademie Freiberg
- SUGISAKI, R, M. IDO, H. TAKEDA, Y. ISOBE, Y. HAYASHI, N. NAKAMURA, H. SATAKE & Y. MIZUTANI (1983): Origin of Hydrogen and Carbon Dioxide in Fault Gases and its Relation to Fault Activity.- Journ. of Hydrology, Vol. 91, Nr. 3: 239-258
- SUTHERLAND, D.S. (1994): Radon Workshop-geology, environment, techniques.- Geoscientist 4 (2): 27-29
- SWANBERG, C.A. & P. MORGAN (1979): A linear relationship between temperatures based on the silica content of groundwater and regional heat flow. A new heat flow map of the United States.- Pageoph. 117: 227-241; Basel
- TAUCHERT, D., W. MICHLER, K. FRÖHLICH (1974): Messungen natürlicher Tritiumkonzentrationen an vogtländischen Heilwässern.- Zschr. Physiother., 26: 267-273, Leipzig
- THODE, H.G. (1991): Sulphur Isotopes in Nature and the Environment: An Overview in: Krouse, H.R. & V.A. Grimenko (Hrsg.): Stable Isotopes in the Assessment of Natural and Anthropogenic Sulfur in the Environment.- SCOPE: 1-26; John Wiley & Sons Ltd.
- TONNDORF, H. (1965): Beiträge zur Geochemie des randnahen Zechsteins in den Mulden von Zeitz-Schmölln und Borna unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie.- Freiburger Forschungshefte C187, Leipzig
- TONNDORF, H. (1994): Metallogenie des Urans im ostdeutschen Zechstein.- Abh. der Sächsischen Akademie d. Wiss. Leipzig, Bd. 58, H.3:132 S.
- TRETTIN, R., G. HAASE, M. HABEDANK (1990): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Untersuchungen an Grundwässern des Berliner Urstromtales.- Isotopenpraxis 26,12: 595-598
- TRETTIN, R., G. HAASE, M. HABEDANK (1991): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Fließgewässern Ostdeutschlands.- Z. dt. geol. Ges. 142: 329-338
- TRETTIN, R., F. JUNGE, A. HILLER, W. KURZE, R. HÖFLING, P. KOWSKI & E. RAITHEL (1989): Isotope Composition and Genesis of Groundwaters in vulcanotectonic lignite basins in the SE of Lusatia, GDR.- 5th Meeting Isotopes in Nature, Proceed.:507-517, Leipzig
- UDLUFT, P. (1991): Zur Entstehung und Herkunft von Mineralwasservorkommen.- Der Mineralbrunnen, 4:121 - 129
- VERBAND DEUTSCHER MINERALBRUNNEN E.V., HRSG. (1990): Verordnung über Natürliches Mineralwasser, Quellwasser und Tafelwasser.- Bonn
- V. STORCH, K., P. KOWSKI, G. STRAUCH, R. TRETTIN & T. WIESER (1996): Mineral- und Heilwässer in Sachsen - eine isotopeanalytische Charakterisierung.- Isotopes Environ. Health Stud, Vol 32: 387-403
- V. STORCH, K. (1997): Zur Herkunft der Chloridanomalien in Mineralwässern im Vogtland und im Erzgebirgischen Becken.- Vortrag, Tagung „Neues über Thermal- und Mineralwässer“, Daun, 2.- 4.5.1997
- VOIGT, H.J (1977): Zur Geochemie der Spurenelemente Brom, Jod, Bor, Strontium und Lithium in den Mineralwässern des Nordteils der DDR.- Z. angew. Geol., 23,8:395-402
- WADLEIGH, M.A., J. VEITZER & C. BROOKS (1985): Strontium and its Isotopes in Canadian Rivers: Fluxes and global implications.- Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 1727-1736; Oxford
- WAGENBRETH, O. (1958): Beziehungen zwischen dem Tertiär und dem prätertiärem Untergrund im Weißelsterbecken.- Freiburger Forschungshefte, C53, 131 S., Berlin
- WAGNER, S. (1989): Geothermische Krustenmodellierung im Südtel der DDR.- Z. angew. Geol. 35 (1): 1-3
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa, 566 S., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart

- WATZNAUER, A. & U. KOCH (1989): Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im Quellgebiet von Bad Brambach, in: Abh. der Sächs. Akademie der Wiss., Bd 57, 1: 49-58, Leipzig
- WEDEPOHL, K.H. (1978), Handbook of Geochemistry, Vol. II/1, Springer, Berlin
- WEDEPOHL, K.H. (1995): The composition of the continental Crust.- Geochim.Cosmochim. Acta, 59(7):1217-1232, London
- WEDEWARDT, M. (1995): Hydrochemie und Genese der Tiefenwässer im Ruhr-Revier.- DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung, 172 S., Bochum
- WEGEHAUPT, H. (1962): Zur Petrographie und Geochemie des höheren Westphal A von Westerholt.- Fortschr. Geol. Rheinl. U. Westf., 3 (2): 445-496, Krefeld
- WEINLICH, F.H. (1989): Geochemie und Genese des Stickstoffs in den vogtländisch-erzgebirgischen Quellgasen - Z. angew. Geol., Berlin 35: 129-135
- WEINLICH, F.H., K. BRÄUER, H. KÄMPF, G. STRAUCH, S. WEISE (1993): Mantel-Kruste-Wechselwirkungen im Bereich der Marienbader Störungszone - Teil 2: Gasgeochemische Untersuchungen an Mineralquellen entlang eines Profils über das Eger-Rift.- Z. Geol. Wiss., Berlin 21: 135-142
- WHITE, A.F. (1990): Heterogeneous electrochemical reactions associated with oxidation of ferrous oxide and silicate surface. In M.F. Hochella & A.F. White (Hrsg.): Mineral water interface geochemistry.- Rev. in Mineral. Soc. Am., 23: 447-509
- WITZKE, T. (1990): Sekundärminerale und Haldenbrandminerale des Döhlener Beckens.- Diplomarbeit (unveröff.), TU Bergakademie Freiberg.
- WOLKERSDORFER, C. (1996): Hydrogeochemische Verhältnisse im Flutungswasser eines Uranbergwerks - Die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda.- Clausthaler Geowiss. Diss., H. 50: 216 S. 131 Abb., Clausthal Zellerfeld
- ZIESCHANG, J. (1962): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik 1: 200.000, Blatt Leipzig M 33-1, 153 S.- ZGI Berlin
- ZIESCHANG, J. (1968): Zur Verbreitung der Mineralwässer in der DDR. Zeitschrift für angewandte Geologie 14 (9): 493- 497
- ZUMKLEY, H. (1983): Spurenelemente: Grundlagen - Ätiologie - Diagnose - Therapie.- Georg Thieme Verlag, 289 S., 37 Abb., 36 Tab., Stuttgart

10.2 Unveröffentlichte Gutachten, Berichte und Bedienungsanweisungen

- ANONYMOUS (1910): Der gesetzliche Schutzbereich für die Heilquellen und -wässer von Bad Oppelsdorf bei Zittau -. Archiv des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Freiberg
- ANONYMOUS (1978): Untersuchung von vermutlich aus dem prätertiären Untergrund austretendem Wasser im Braunkohlentagebau Schleenhain.- 1. Zwischenbericht des VEB BKK Regis, dem VEB BuS Welzow und dem Institut für Isotopen- und Strahlenforschung der Akademie der Wissenschaften der DDR, 18.9.1978
- BEIER, M. & P. SZYMCAK (1986): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Grundwasservorratsberechnung. VE St. Egidien Nr. E 996/83, VEB GFE Freiberg
- BEIER, M. (1978): Übersichtsgutachten Kreis Karl-Marx-Stadt-Land.- VEB Hydrogeologie AS Freiberg, 28.7.78
- BEIER, M. (1979): Übersichtsgutachten Kreis Annaberg - Buchholz.- VEB Hydrogeologie, AS Freiberg, 12.11.79
- BEIER, M. (1984): Übersichtsgutachten Kreis Zschopau.- VEB Hydrogeologie, AS Freiberg 9.1.1984
- BEIER, M. (1985): Übersichtsgutachten Kreis Marienberg.- VEB Hydrogeologie, AS Freiberg 18.3.82

- BERNSTEIN, K.H. (1962): Bericht zur geologischen Situation für die Thermalwassertiefbohrung Warmbad 1962.- VEB GFE Süd, Freiberg, 32 S., 24.7.1962
- BOHNWAGNER, N. (1993) : Gutachten für die Mineralwasserbohrung in Berggießhübel. - Chemnitz: DFA Fertigungs- und Anlagenbau Gesellschaft mbH
- BOHNWAGNER, N. (1995) : Hydrogeologischer Ergebnisbericht „Heilwasserbrunnen Hy Bg 1/94“ in Berggießhübel. - Chemnitz: C&E Consulting und Engineering GmbH
- BRAUSE, H. (1987): Projekt Braunkohle Berzdorf SO, VEB GFE Freiberg, 1.5.1987
- BRAUSE, H., C. FIALA, J. MEIER, J. RASCHER, W. BECK, M. SEELIGER (1989): Kenntnisstandsanalyse KSA Brk Bagenz NO/O (1989),- VEB GFE Freiberg, 30.6.1989
- DUSCHEK, B. (1990a): Wasser in unterirdischen Hohlräumen, Kreis Annaberg.- ZGI Berlin, Abbruchbericht (ARNR 1004981)
- DUSCHEK, B. (1990b): Hydrogeologie unterirdischer Hohlräume, Möglichkeiten einer stärkeren wirtschaftlichen Nutzung von Bergbauwässern im Kreis Dippoldiswalde.- BGR Außenstelle Berlin, Abbruchbericht (ARNR 1004988)
- EGERTER, H.G. (1970): Die Sauerlinge des Oberen Vogtlandes.- interner Bericht des Institutes für Balneologie und Kurortwissenschaften Bad Elster, unveröff.
- FLECK, H. (1882): Chemische Analyse der Silberquelle in Gruben bei Meissen.- Königlich chemische Centralstelle für öffentliche Gesundheitspflege, Dresden, 3 S.
- FRÖLICH, D.G. (1960): Hydrogeologisches Gutachten zu den Pumpversuchen an den Wasserbohrungen in Meerane - Crottenlaide, Kreis Glauchau. - Geologischer Dienst Freiberg, 27.12.1960
- GAST, H. (1971): Geoelektrische Erkundungen von tektonischen Störungslinien im Heilquellengebiet des Staatsbades Bad Elster, unveröff. Abschlußbericht, TU Bergakademie Freiberg
- GISSLER, A. (1952): Hydrogeologische Stellungnahme zur Restauration der Quellen von Warmbad Wiesenbad (Zschopautal).- Staatliche Geol. Komm., Halle, 6 S., 15.6.1952
- GERSTENBERGER, H. (1992): Ausführliche Beschreibung der Prozedur zur Rb- und Sr-Abtrennung aus Gesteinsproben und Abdampfrückständen von Wässern für die massenspektrometrische Isotopenanalyse und Konzentrationsbestimmung durch Isotopenverdünnungsanalyse.- GeoForschungsZentrum Potsdam, 17 S., August 1992
- HAGENDORF, U. (1977): Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung Baunkohlefeld Schleenhain, Teil Hydrogeologie.- VEB BuS Welzow
- HENNING, D., M. SEELIGER, R. KÜHNE, S. NEUBER, B. SEIDEL, M. SCHMIDT, H. LANGE (1974): Ergebnisbericht Lagerstättengeologie Kupfer, Projekt Kupferschiefer Spremberg.- Archiv LfUG Freiberg, 171 S. 30.8.1974
- HGC Hydro-Geo-Consult GmbH (1993): Auswertung von Pumpversuchen an der oberen Grenzquelle des Staatsbades Bad Brambach, Freiberg
- HGC Hydro-Geo-Consult GmbH (1995): Hydraulische Modellierung der Grubenflutung in den Lagerstätten Schlema-Alberoda und Pöhla-Tellerhäuser der Wismut GmbH, Freiberg
- HINKELMANN, K. (1968): Hydrogeologisches Vorgutachten zur geplanten Produktionssteigerung alkoholfreier Getränke im Bezirk Karl-Marx-Stadt.- Archiv der Abt. Geologie, Rat des Bezirkes, Az.: K128/67 - GA 134 Wg
- HOHL, R. (1953): Geologisches Gutachten über den Liegendwasserdurchbruch im Tagebau Witznitz II.- Staatliche Geologische Kommission, Außenstelle Freiberg
- INSTITUT FÜR BALNEOLOGIE UND KURORTWISSENSCHAFTEN BAD ELSTER (1990): Mineralwasseranalyse und Thermalwasseranalyse des Wassers der Thermalquelle „Neumühle“, 26.03.1990
- JONSCHER, A. (1908): Gutachten über die Heilquelle Zittauer Sprudel „Lusatia“.- 3 S., Zittau, 14.11.1908, Archiv Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg

- KATER, R. (1992): Hydrogeologisches Gutachten zum Krostitzer Mineralbrunnen, HPC Harress Pickel Consult GmbH, Merseburg v. 09.03.1992
- KAWELKE, A. (1961): Chemische Analyse des Thermalwassers im Schacht 139, 7. Sohle, Grube Laut.- Labor GFE Freital, 1 S. 3.5.1961
- KIONKA, H. (1930): Gutachten über die Bad Lausicker Heilquellen vom 20.10.1930.- Archiv des früheren Eisenvitriol- und Moorbades des FDGB Bad Lausick
- KIONKA, H. (1931): Balneologisches und pharmakologisches Gutachten über die Briesnitzer Stahlquelle in Dresden-Briesnitz.- Gutachten des Pharmakologischen Institutes Jena, 18 S., 3.3.1931
- KITTLER, M. & B. GRÄBER (1995): Hydrogeologisches Gutachten zur Situation und Perspektive des Wasserwerkes Hagenest - Ergebnisbericht über die Brunnensanierungs- und plombierungsarbeiten am Standort Brunnen 6 im Wasserwerk Hagenest.- Gutachten der Firma G.E.O.S. Freiberg GmbH im Auftrag des Zweckverbandes Trinkwasserversorgung und Abwasserentsorgung Landkreis Borna, 29.5.1995
- KLEMM, G. (1890): Bericht über eine zu Neustadt aufgefundenene warme Quelle.- 7 S., Königliche Geologische Landesuntersuchung, Archiv Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg
- KÖHLER, J. (1956): Hydrogeologisches Gutachten zum Ausbau der Friedensquelle im Thermalbad Wiesenbad, Kreis Annaberg.- Geol. Dienst Freiberg
- KUPETZ, K. (1985): Lagerstättengeologische Forschung Braunkohle - Kenntnisstands-Studie Muskauer Faltenbogen.- VEB GFE Freiberg, Freiberg, 31.12.1985
- KUSCHKA, E. (1962): Bericht über die geologischen Ergebnisse der in den Jahren 1961 und 1962 durchgeführten Vorarbeiten zur Thermalwasserbohrung Warmbad 1962.- VEB GFE Freiberg, Freiberg, 56 S., 21.5.1962
- KUSCHKA, E. (1964): Bericht über die hydrochemischen Kartierungsarbeiten auf Meßtischblatt Marienberg.- VEB Geol. Erkundung Süd, Freiberg 1.10.64
- LABOR ROMEIS (1991): Analysenergebnisse und Beurteilung des Chemismus des Krostitzer Mineralbrunnens, Bad Elster, 20.09.1991
- LABOR ROMEIS (1993): Heilwasseranalyse des Matthesbrunnens - Analysen-Nr. 09/133/93, 12 S., 11.10.1993
- LABORUNION (1996): Heilwasseranalyse des Wassers des Brunnens „Bergquelle Bad Muskau“- Bad Muskau, Analysen-Nr. 04/062/96, 13 S., 15.07.1996
- MELIOR GmbH Dresden (1992): Wasserbilanzbetrachtung zur Trinkwasserversorgung der Gemeinde Naundorf, Kreis Freiberg, 10 S., 30.03.1992
- MIBUS, H.P. & P. SZYMCAK (1994): Ergebnisbericht über die hydrogeologischen Untersuchungsarbeiten Vorerkundung Dresden - Prohlis (Dresdener Kreidebecken).- G.E.O.S. Freiberg, 24.5.1994
- MÜLLER, A. (1964): Ergebnisbericht über die im Jahre 1962 durchgeführten hydrogeologischen Bohrungen auf Mineralwasser im Gelände des FDGB-Eisenvitriol- und Moorbades Bad Lausick, Kreis Geithain.- VEB GFE Freiberg, 56 S., 26.9.1964
- NOBST, W. (1977): Übersichtsgutachten Kreis Zwickau-Land.- VEB Hydrogeologie, 83 S., 20.7.1977
- OESER, G. & J. MEYER (1991): Abschlußbericht Studie „Thermalquelle Marienberg, Schacht 139/45.- Archiv der Stadt Marienberg
- PÄLCHEN, W., G. RANK, R. BERGER (1982): Regionale geochemische Untersuchungen an Gesteinen, fluviatilen Sedimenten und Wässern im Erzgebirge und Vogtland, Teil I: Methodik und Ergebnisse Erzgebirge und Vogtland.- Abschlußbericht, VEB GFE Freiberg, 274 S., 20.11.1982
- PIETZSCH, K. (1952): Stellungnahme zur Situation der Thermalquellen in Wiesenbad.- Brief vom 23.05.1952 an den Geol. Dienst der DDR, Geologisches Landesamt Freiberg

- PRÄGER, D. (1981): Hydrogeologisches Gutachten zur Ausgrenzung von Trinkwasserschutz-zonen für den Brunnen des BT Falkenbrauerei des VEB Feldschlößchenbrauerei Dresden in der F.C.-Weiskopf-Straße (Falkenmineralbrunnen).- Rat d. Bezirkes Dresden, Abt. Geologie, 13.10.1981
- PRÄGER, D. (1960): Geologisches Gutachten über Gebiete in Sachsen mit extremem Grundwasserchemismus.- ZGI Berlin, 2S.
- RAITHEL, E. (1990): Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Berzdorf - SO, Berichtsteil II: Hydrogeologie.- VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg, 69 S., 29.5.1990
- RAITHEL, E., M. STÖCKEL, W. FÖRSTER, A. SCHREYER, K. MÜHLICH (1995): Ergebnisbericht Geotechnische, geodätische und hydrogeologische Untersuchungen im Raum Zittau-Turow 1994/1995.- G.E.O.S. Freiberg Ingenieurgesellschaft mbH und TU Bergakademie Freiberg, 182 S., 31.03.1995
- REINHOLD, M., B. SCHNEIDER, H. LEEFHELM (1985): Ergebnisbericht Braunkohleerkundung Eythra, Teil Hydrogeologie.- VE BKK Bitterfeld
- ROHRLACK, H.D., H. ZSCHOGGE & W. RENTZSCH (1969): Geologischer Abschlußbericht zur Blei-Zink-Lagerstätte Freiberg (Sachs.).- VEB Bergbau- und Hüttenkombinat Albert Funk, Archiv Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg
- SACHSE, V. & N. BOHNWAGNER (1991): Hydrogeologischer Ergebnisbericht, Objekt Briesnitzer Mineralbrunnen Dresden DE und Erschließung, Brunnenbohrung Hy D 504/90.- Chemnitz: Wismut AG, 28.4.1991
- SCHILOWSKY P.P., M. SCHAUER & V.D. KORZYKOW (1981): Ergebnisse der reversionsthematischen geophysikalischen Untersuchungen und Bohrarbeiten im Zeitraum 1977-1980 sowie der prognostischen Einschätzungen des Döhlener Beckens.- SDAG Wismut, InvNr. U-5240, 2 Bd.: 187 S.
- SCHNEIDER, B. (1976): Ergebnisbericht und Vorratsberechnung Braunkohlenlagerstätte Groitzscher Dreieck, Teil Hydrogeologie.- VEB GFE Freiberg
- SCHRÄBER, D. (1980): Hydrogeologischer Bericht, Übersichtsgutachten Kreis Glauchau - Teilgebiet Meerane, VEB GFE Freiberg, 30.1.1980
- SCHRÄBER, D. (1983): Ergebnisbericht mit Grundwasservorratsnachweis, VE Meerane.- VEB GFE Freiberg
- SCHÜTZENMEISTER, P. (1992): Kommentar zum Hydrogeologischen Gutachten zur Zulassung des Krostitzer Mineralbrunnens, Nr. Geo - 4762.1-TG 6410-22/92-2
- SCHWANTNER, K., G. SCHULZE, M. SCHAUER (1990): Hydrogeologische Vorerkundung (und Erschließung) Coswig-Dresden-Heidenau („Dresdener Kreide“) .- Wismut GmbH, Chemnitz
- SEELIGER, M., B. HAFERKORN, D. SAMES (1994): Studie zur Entscheidungsfindung über die künftige Einbeziehung des Prätertiärs in das HGM Leipzig-Süd.- G.E.O.S. Freiberg mbH/Ingenieurbüro für Grundwasser GmbH Leipzig, 33 S., 30.09.1994
- STRAUCH, G., H. KAMPF, S. WEISE, K. BRAUER & F.H. WEINLICH (1997): Fluidregime und Entgasungsverhalten Kruste/Mantel entlang eines 100 km langen NW-SE-Profiles über das Eger-Rift.- DFG-Abschlußbericht zu den Forschungsvorhaben Str 367/2, Ka 902/3 und We 1546/1
- TRETTIN, R. & F. JUNGE (1989): Isotopenhydrogeologische Untersuchungen im Braunkohlenobjekt Berzdorf.- Unveröff. Forschungsbericht, Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung, 36 S., 6.2.1989
- TRETTIN, R. (1990): Isotopenhydrologische Untersuchungen im südöstlichen Umfeld des Tagebaus Schleenhain.- Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung, interner Laborbericht, 9 S., 27.08.1990
- TRETTIN, R., A. MÜLLER, A. HILLER, W. KUNZE, R. HÖFING, W. RICHTER G. WARNATZ (1987): Isotopenhydrologische Untersuchungen im Braunkohlenobjekt Zittau-Süd.-

- Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung
Leipzig, 46 S., 20.1.1987
- UFZ/HGC (1996): Abschlußbericht Datenerfassung und -auswertung von Mineral- und Thermalwässern in Sachsen - Darstellung der Ergebnisse in einer Broschüre und als Karte im Maßstab 1: 400.000.- Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg: 327 S., 5.12.1996
- WEIDIG, M. (1911): Über die Untersuchung des Zittauer Sprudels auf Radioaktivität in: JONSCHER, A. (1908): Gutachten über die Heilquelle Zittauer Sprudel „Lusatia“- 3 S., Zittau

10.3 Weiterführende Literatur

- CALMBACH, L. (1997): Geochemistry and isotopic composition of mineral- and thermal waters from the Upper Rhine-Graben (Baden-Württemberg and Alsace).- Dissertation, Université de Lausanne, Institut de Mineralogie et Petrographie
- DVWK (1983): Tiefe Grundwässer- Bedeutung, Begriffe, Eigenschaften, Erkundungsmethoden.- Schriftenreihe des DVWK, H61: 170 S. Parey; Hamburg
- FRÖHLICH, K., D. HEBERT, R. GELLERMANN (1988): Umwelt nuklid Tritium in Mineralwässern von Bad Brambach.- Isotopenpraxis 24: 163-164
- GEHLEN, K. v. & D. KLEMM (1994): Mineral Deposits of the Erzgebirge/Krusné Hory (Germany/Czech. Republic) - Reviews and Results of recent Investigations.- Mineral Deposits: 230 S., 96 Abb., 21 Teb., Borntraeger, Berlin
- GEISLER, B. (1994): Sächsischer Bäderkalender, 96 S., Sachsenbuch Verlagsgesellschaft
- GINZEL, G. & H.J. VOIGT (1991): Die geologischen Rahmenbedingungen für die Mineralwasservorkommen in den neuen Bundesländern.- Der Mineralbrunnen 2: 38 - 42
- GLÄSSER, W. (1995): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000 von Thüringen, Blatt Altenburg.- Thür. Landesanst. f. Geol., 2. Aufl. 288 S., Weimar
- HANNAPPEL, S. (1996): Die Beschaffenheit des Grundwassers in den hydrogeologischen Strukturen der neuen Bundesländer.- Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Bd. 182: 151 S.
- HELDMANN, H. (1994): Zur Frage der Herkunft salinärer Wässer am Rande des südlichen Oberrheingrabens.- Dissertation an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 120 S.
- HÖLTING, B. (1970): Beiträge zur Hydrochemie der Tiefenwässer.- Z. dtsh. Geol. Ges., Jg 1969, 121: 19-44, 6 Abb; Hannover
- LORENZ, W., K. HOTH (1990): Lithostratigraphie im Erzgebirge - Konzeption, Entwicklung, Probleme und Perspektiven.- Abh. d. Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, Bd. 37: 7-35
- MICHARD, G. (1990): Behavior of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, F) in deep hot waters from granitic areas. Chem. Geol. 89: 117-137
- MICHEL, G. (1996): Entwurf der dritten Fassung der Richtlinien für Heilquellenschutzgebiete.- Der Mineralbrunnen, 2: 53-55
- MICHEL, G. (1997): Mineral- und Thermalwässer- Allgemeine Balneogeologie. - 398 S., 104 Abb., 72 Tab, Borntraeger Stuttgart, Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 7
- QUENTIN, K.E. (1991): Trinkwasser, Mineralwasser, Heilwasser - gesetzliche Anforderungen und wesentliche Unterscheidungsmerkmale.- in: AURAND, K., U.HÄSSELBARTH, H.LANGE-ASCHENFELD, W. STEUER (HRSG.): Die Trinkwasserverordnung, 3. Aufl. Erich Schmidt Verlag, S. 572-585
- RICHTER, J., P. SZYMCZAK, T. ABRAHAM & H. JORDAN (1993): Use of Combinations of lumped Parameter Models to interpret Groundwater Isotopic Data.- Journal of Contaminant Hydrology, 14:1-13, Amsterdam

- SÄCHSISCHE STAATSKANZLEI, HRSG. (1993): Sächsisches Wassergesetz (SächsWG) vom 23. Februar 1993.- Sächsischer Gesetz- und Verordnungsblatt 13:201-227
- SCHUHMACHER, F. (1936): Über die Geologie der radioaktiven Quellen des Erzgebirges und ihre Beziehungen zu den radioaktiven Mineralien und Gesteinen.- Der Balneologe, 3: 115-125, Berlin
- SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen.- Schweizerbart, 1. Aufl., 556 S.
- UDLUFT, H. (1957): Zur graphischen Darstellung von Mineralwasseranalysen und von Wasseranalysen.- Heilbad und Kurort, 9,10: 173 - 176, Gütersloh
- ULLRICH, H. (1964): Zur Stratigraphie und Paläontologie der marin beeinflussten Randfazies des Zechstein in Ostthüringen und Sachsen.- Freiburger Forschungshefte C169, 164 S.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY (1995): User's Guide to Phreeqc - A Computer Program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations.- Water resources Investigations Report 95-4227, 143 S.
- VOIGT, H.J. (1990): Hydrogeochemie - eine Einführung in die Beschaffenheitsentwicklung des Grundwassers.- 310 S., 107 Abb., 115 Tab., Springer, Berlin
- WITZKE, T. (1996): Die Minerale der brennenden Halde der Steinkohlengrube „Deutschlandschacht“ in Oelsnitz bei Zwickau, Sachsen.- Aufschluß, 47: 41-48; Heidelberg
- ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT BERLIN, Hrsg. (1984): Geothermie-Atlas der Deutschen Demokratischen Republik, Berlin.
- ZÖTL, J. & J.E. GOLDBRUNNER (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: geologische Grundlagen und Spurenelemente.- Goldbrunner, Wien: Springer 1993, XIV, 324 S.

Anhang

Chemische Analysen

Erläuterungen:

kursiver Druck: Fremdanalysen, Primärdokumentation siehe S. 53

" - ": eine analytische Bestimmung des betreffenden Parameters erfolgte nicht bzw. dieser Parameter wurde in der Fremdanalyse nicht angegeben

Bad Brambach, Obere Grenzquelle	Seite I
Bad Brambach, Untere Grenzquelle	Seite I
Bad Brambach, Radonquelle	Seite I
Bad Brambach, Eisenquelle	Seite I
Bad Brambach, Schillerquelle	Seite I
Bad Brambach, Wiesenquelle	Seite II
Schönberger Sauerling	Seite II
Obercriniz, Radiumquelle	Seite II
Bad Reiboldsgrün, Christian Eberhardinen Quelle	Seite II
Berggießhübel, TB Hy Bg 1/94	Seite II
Schlema, Gleesbergquelle	Seite III
Tagebau Berzdorf, Liegendwasserdurchbruch	Seite III
Gruben (Scharfenberg), Silberquelle	Seite III
Grube Lauta, Schacht 139	Seite III
Königstein, Hechtquelle	Seite III
Bad Elster, Marienquelle 1	Seite IV
Bad Elster, Marienquelle 2	Seite IV
Bad Elster, Marienquelle 3	Seite IV
Bad Elster, Moritzquelle	Seite IV
Bad Elster, Salzquelle	Seite IV
Bad Elster, Sprudelquelle 3	Seite V
Sohl, Neue Quelle	Seite V
Sohl, Hofquelle	Seite V
Sohl, Sachsenquelle	Seite V
Sohl, Waldquelle	Seite V
Oberbrambach, Henri-Klinkert-Brunnen	Seite VI
Wolkenstein, Tiefbohrung 1962	Seite VI
Wolkenstein, Thermalquelle	Seite VI
Niederau, Tiefbohrung	Seite VI
Schönbrunn, Tiefbohrung	Seite VI
Wiesenbad, Georgsquelle	Seite VII
Wiesenbad, Friedensquelle	Seite VII
Wiesenbad, Sophienquelle	Seite VII
Grube Schönbrunn, 453 m Sohle	Seite VII
Pausa, Albertquelle	Seite VII
Naundorf, B Hy Fr 101/89	Seite VIII
Altensalz, „Altensalzer Heilquellen“	Seite VIII
Neumühle, B 280/60	Seite VIII
Crottenlaide, TBr 60/I	Seite VIII
DD-Briesnitz, B Hy D 504/90	Seite VIII
DD-Briesnitz, Alter Brunnen	Seite IX

DD-Briesnitz, Neuer Brunnen	Seite IX
St. Egidien, B 109/84	Seite IX
Zwickauer Becken, Fr. Nicolay Schacht	Seite IX
Tagebau Schleenhain, Liegendwasserdurchbruch	Seite IX
DD-Kemnitz, Catharinenquelle	Seite X
DD-Weißeritztal, Falkenbrunnen	Seite X
DD-Weißeritztal, Budapester Str. 32	Seite X
DD-Weißeritztal, Würzburger Str. 9	Seite X
Hagenest, B 6a/76	Seite X
Bad Muskau, Bergquelle	Seite XI
Bad Lausick, Matthesbrunnen	Seite XI
Bad Lausick, Albertbrunnen	Seite XI
Krostitz, Mineralbrunnen	Seite XI
Hagenest, B 6e/79	Seite XI
Tagebau Peres, B 3656	Seite XII
Tagebau Peres, B 3773	Seite XII

Übersichtskarte „Mineral- und Thermalwässer Sachsens“ -
abgedeckte geologische Grundkarte mit UDLUFT-
Diagrammen

Ort	Bad Brambach	Bad Brambach	Bad Brambach	Bad Brambach	Bad Brambach
Bezeichnung	Obere Grenzquelle	Untere Grenzquelle	Radonquelle	Eisenquelle	Schillerquelle
Datum (PN)	28.06.1994	28.06.1994	28.06.1994	28.06.1994	28.06.1994
T°C	10,4	10,5	10,9	9	11
Lf (µS)	2640	2150	1950	1150	2100
pH	5,9	5,9	5,8	5,6	5,8
O ₂ (mg/l)	1,3	0,2	-	0,2	-
Eh (mV)	101	85	107	108	116
in mg/l:					
Li ⁺	0,89	0,70	0,60	0,31	0,55
Sr ²⁺	1,10	1,00	0,40	0,30	0,40
Ba ²⁺	< 0,008	< 0,008	< 0,008	< 0,008	< 0,008
Fe _(ges)	7,85	5,89	12,41	18,13	12,80
Be	< 0,025	< 0,025	< 0,025	< 0,025	< 0,025
Rb	0,08	0,06	0,06	0,064	0,07
Cs	0,167	0,135	0,109	0,049	0,118
V	< 0,05	0,06	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Al	0,06	0,05	0,23	0,02	0,16
Mo	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08
U	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cr	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Na ⁺	361,2	277,3	274,1	156,7	275,1
K ⁺	12,1	9,8	13,1	7,4	12,4
Mg ²⁺	23,48	20,86	27,91	19,2	34,1
Ca ²⁺	236,3	210,6	148,6	109,8	189,4
Mn _(ges)	0,545	0,531	0,595	0,932	0,717
As	0,044	0,041	0,013	0,010	0,010
Cd	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002
Ni	0,01018	0,00318	< 0,001	0,00184	0,00423
Pb	0,0096	0,035	< 0,0005	0,0101	< 0,0005
Se	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Cu	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	0,073
Zn	< 0,002	0,029	< 0,002	< 0,002	0,015
Co	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08
Ag	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005
Hg	0,0005	0,0001	0,00038	0,0001	0,0001
NH ₄ ⁺	0,06	<0,01	<0,01	0,03	<0,01
Σ Kationen	644	527	478	313	526
F ⁻	2,8	2,7	1,1	1	1,1
Cl ⁻	166,5	116,5	77	55	99
Br ⁻	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
NO ₃ ⁻	0,27	0,2	0,14	0,1	0,89
SO ₄ ²⁻	344,7	273,9	271,5	165,2	283,5
NO ₂ ⁻	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03
HCO ₃ ⁻	1122,0	971,0	976,3	518,6	915,3
Σ Anionen	1636	1364	1326	740	1300
H ₂ SiO ₃	17,0	15,7	15,7	12,4	17,0
H ₃ BO ₃	2,88	1,96	1,82	1,09	2,53
Σ Feststoffgehalt	2300	1909	1822	1066	1845
Rn (Akt. Bq/L)	4854	1778	22824	1801	3842
CO ₂ frei (mg/l)	1496	1540	1452	1672	1672
AOX (µg/l)	18	<10	<10	<10	<10
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7113	0,7111	0,7153	0,7148	0,7154
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-10,24	-10,15	-10,06	-9,92	-10,04
δ ² H (‰ SMOW)	-67,8	-68,2	-68,3	-67,9	-68
δ ¹³ C (‰ PDB)	-8,11	-5,75	-3,21	-4,2	-2,65
δ ³⁴ S (‰ CDT)	6,27	6,08	6,45	6,98	6,7
³ H (TU)	8,1	7,8	4,8	10,4	3,5
¹⁴ C (pMC)	-	-	-	-	-

Ort	Bad Brambach	Schönberg	Obercrinitz	Bad Reiboldsgrün	Berggießhübel
Bezeichnung	Wiesenguelle	Säuerling	Radiumquelle	Chr. Eb. Quelle	TB Hy Bg 1/94
Datum (PN)	28.06.1994	28.06.1994	07.09.1994	07.09.1994	20.09.1994
T°C	8,7	9,2	9,6	10	11,2
Lf (µS)	265	3900	1300	272	182
pH	5,8	6,0	5,7	6,4	6,4
O ₂ (mg/l)	4,8	-	-	-	2,8
Eh (mV)	183	64	209	-36	44
in mg/l:					
Li ⁺	< 0,02	1,72	< 0,02	<0,02	< 0,02
Sr ²⁺	0,10	0,10	0,71	0,03	0,06
Ba ²⁺	0,02	< 0,008	0,02	2,29	0,16
Fe _(ges)	< 0,05	16,09	< 0,05	44,14	6,21
Be	< 0,025	< 0,025	< 0,025	< 0,025	< 0,025
Rb	0,007	0,09	0,02	0,007	0,021
Cs	< 0,005	0,159	0,022	< 0,005	< 0,005
V	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Al	0,02	0,02	0,07	0,03	0,06
Mo	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08
U	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cr	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Na ⁺	15,5	931,0	54,6	9,8	10,0
K ⁺	3,8	30,3	8,4	1,4	3,7
Mg ²⁺	4,67	24,37	49,72	1,312	4,74
Ca ²⁺	25,0	44,2	159,8	7,0	18,0
Mn _(ges)	< 0,001	0,4671	0,2765	8,21	0,816
As	0,011	0,023	< 0,001	0,386	0,006
Cd	< 0,0002	< 0,0002	0,00067	<0,0002	0,00057
Ni	0,01209	0,00545	0,032	0,00161	0,00173
Pb	< 0,0005	< 0,0005	0,0305	0,079	0,0176
Se	< 0,001	< 0,001	0,0016	0,0025	0,0028
Cu	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003
Zn	0,021	0,006	0,236	0,007	0,514
Co	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08
Ag	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005
Hg	< 0,0001	0,00034	0,00055	0,00032	0,00029
NH ₄ ⁺	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Σ Kationen	49	1049	274	75	44
F ⁻	0,14	1	< 0,1	< 0,1	2,9
Cl ⁻	15,8	125,8	83	12,8	5,2
Br ⁻	< 0,01	< 0,01	0,15	< 0,01	< 0,01
NO ₃ ⁻	20,9	0,2	93,4	<0,10	0,4
SO ₄ ²⁻	56,5	841	483	36,5	13,8
NO ₂ ⁻	0,02	0,05	0,03	0,06	0,05
HCO ₃ ⁻	42,7	1952,6	103,7	109,8	97,6
Σ Anionen	136	2921	763	159	120
H ₂ SiO ₃	5,2	24,9	21,0	10,1	35,4
H ₃ BO ₃	0,49	4,86	3,45	< 0,12	< 0,12
Σ Feststoffgehalt	191	3999	1062	244	200
Rn (Akt. Bq/L)	1627	-	1140	-	-
CO ₂ frei (mg/l)	22	1496	128	132	97
AOX (µg/l)	<10	27	11	47	<10
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7170	0,7172	0,7151	0,7256	0,7151
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-10,17	-10,26	-10,29	-10,29	-9,68
δ ² H (‰ SMOW)	-67,2	-71,5	-70,6	-69,7	-64,4
δ ¹³ C (‰ PDB)	-15,99	-8,17	-22,36	-21,57	-16,32
δ ³⁴ S (‰ CDT)	5,53	6,3	6,8	7,72	2,96
³ H (TU)	14,6	0,5	15,9	28,2	1,5
¹⁴ C (pMC)	-	-	91,24	-	41,11

Ort	Schlema	TB Berzdorf	Gruben (Scharfenb.)	Grube Lauta	Königstein
Bezeichnung	Gleeßbergq.	Liegendwasser	Silberquelle	Schacht 139	Hechtquelle
Datum (PN)	29.11.1994	19.09.1995	03.04.1882	03.05.1961	10.01.1996
T°C	8,9	23	-	35,4	13,2
Lf (µS)	199	590	-	-	7500
pH	6,1	6,7	-	-	6,59
O ₂ (mg/l)	-	0,8	-	-	<0,9
Eh (mV)	280	-106	-	-	11
in mg/l:					
Li ⁺	< 0,02	0,05	-	0,03	8,78
Sr ²⁺	0,14	0,24	4,85	-	2,80
Ba ²⁺	0,06	0,07	0,58	-	0,11
Fe _(ges)	< 0,05	< 0,05	56,00	-	3,98
Be	< 0,025	< 0,025	-	-	0,029
Rb	< 0,002	0,008	-	-	-
Cs	< 0,005	0,009	-	-	-
V	< 0,05	< 0,05	-	-	< 0,05
Al	0,08	< 0,01	-	-	0,02
Mo	< 0,08	< 0,08	-	-	< 0,08
U	< 0,5	< 0,5	-	-	0,633
Cr	< 0,05	< 0,05	-	-	< 0,05
Na ⁺	5,9	120,4	120,3	74,0	1224,0
K ⁺	1,4	2,9	7,4	13,0	26,0
Mg ²⁺	4,541	5,38	72	0,9	256,2
Ca ²⁺	19,1	14,2	431	20,8	377,6
Mn _(ges)	0,0039	0,0054	26,9	-	0,1366
As	< 0,001	< 0,001	-	-	0,406
Cd	<0,0002	<0,0002	-	-	<0,0002
Ni	< 0,001	0,0095	-	-	0,0312
Pb	0,0112	< 0,0005	-	-	0,0248
Se	0,0012	0,0015	-	-	-
Cu	< 0,003	< 0,003	0,137	-	< 0,003
Zn	< 0,002	< 0,002	2,830	-	0,048
Co	< 0,08	< 0,08	-	-	< 0,08
Ag	< 0,0005	0,0008	-	-	-
Hg	< 0,0001	< 0,0001	-	-	< 0,0001
NH ₄ ⁺	0,09	0,46	0,34	-	0,03
Σ Kationen	31	144	722	109	1901
F ⁻	0,3	2,5	-	5,2	0,94
Cl ⁻	4,2	10,7	356,5	15,6	350,2
Br ⁻	< 0,01	0,1	-	-	1,6
NO ₃ ⁻	20,5	< 0,1	-	1,6	< 1,0
SO ₄ ²⁻	49	15,5	1026,2	26,9	144
NO ₂ ⁻	0,01	0,01	-	-	< 0,1
HCO ₃ ⁻	48,8	329,5	260	201	5186,5
Σ Anionen	123	358	1643	250	5683
H ₂ SiO ₃	10,1	36,7	24,9	49,5	26,2
H ₃ BO ₃	0,67	0,29	-	-	6,58
Σ Feststoffgehalt	165	539	2390	409	7617
Rn (Akt. Bq/L)	723	24	-	-	76
CO ₂ frei (mg/l)	53	62	524	14	929
AOX (µg/l)	<10	<10	-	-	13
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7152	0,7131	-	-	-
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-9,84	-10,27	-	-	-11,5
δ ² H (‰ SMOW)	-67	-71	-	-	-69
δ ¹³ C (‰ PDB)	-21,4	-11,04	-	-	-2,22
δ ³⁴ S (‰ CDT)	4,94	0,99	-	-	10,11
³ H (TU)	14,9	0,7	-	-	< 0,5
¹⁴ C (pMC)	-	5,23	-	-	-

Ort	Bad Elster	Bad Elster	Bad Elster	Bad Elster	Bad Elster
Bezeichnung	Marienquelle 1	Marienquelle 2	Marienquelle 3	Moritzquelle	Salzquelle
Datum (PN)	29.06.1994	29.06.1994	29.06.1994	29.06.1994	29.06.1994
T°C	12	11	12	17	12
Lf (µS)	4430	757	1904	4450	5770
pH	5,6	5,9	5,7	5,7	5,7
O ₂ (mg/l)	-	-	-	0,1	0,2
Eh (mV)	104	69	135	95	81
in mg/l:					
Li ⁺	2,43	0,19	0,80	2,19	2,88
Sr ²⁺	0,20	0,10	0,10	0,30	0,30
Ba ²⁺	< 0,008	0,01	0,01	0,01	< 0,008
Fe _(res)	20,27	18,98	12,10	37,76	22,12
Be	< 0,025	< 0,025	< 0,025	< 0,025	< 0,025
Rb	0,13	0,026	0,05	0,13	0,11
Cs	0,196	0,016	0,077	0,204	0,26
V	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Al	0,02	< 0,01	< 0,01	0,05	0,02
Mo	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08
U	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cr	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Na ⁺	893,0	96,9	372,6	877,0	1223,0
K ⁺	31,0	6,3	13,9	32,4	44,7
Mg ²⁺	41,8	14,91	22,17	53,75	56,53
Ca ²⁺	54,4	27,4	32,7	85,2	74,3
Mn _(res)	0,714	0,816	0,536	1,182	0,725
As	0,008	0,008	0,005	0,005	0,005
Cd	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002
Ni	0,01068	0,0091	0,00713	0,0676	0,00561
Pb	0,0101	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005
Se	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Cu	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003
Zn	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
Co	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08
Ag	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005
Hg	0,00016	< 0,0001	0,00011	0,00014	0,00017
NH ₄ ⁺	0,28	0,1	0,09	0,42	0,27
Σ Kationen	1044	166	455	1090	1425
F ⁻	0,36	0,29	0,3	0,28	0,29
Cl ⁻	602	65,4	220,2	589	786
Br ⁻	1,6	0,21	0,6	1,59	2,2
NO ₃ ⁻	< 0,10	< 0,10	0,11	< 0,10	< 0,10
SO ₄ ²⁻	936,5	144,4	476,5	973	1378
NO ₂ ⁻	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
HCO ₃ ⁻	549,2	140,3	274,6	701,7	762,7
Σ Anionen	2090	351	972	2266	2929
H ₂ SiO ₃	10,4	7,5	7,2	10,7	10,7
H ₂ BO ₃	5,74	1,68	4,90	6,41	7,07
Σ Feststoffgehalt	3150	526	1439	3373	4372
Rn (Akt. Bq/L)	57	-	-	27	34
CO ₂ frei (mg/l)	1364	198	660	946	836
AOX (µg/l)	13	12	< 10	< 10	31
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7205	0,7171	0,7183	0,7187	0,7204
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-10,11	-9,92	-10,01	-10,06	-10,09
δ ² H (‰ SMOW)	-69,8	-67,6	-68,6	-67,7	-69,6
δ ¹³ C (‰ PDB)	-6,47	-8,04	-6,02	n.b.	-5,55
δ ³⁴ S (‰ CDT)	6,18	6,02	6,61	6,31	6,3
³ H (TU)	3,9	11,2	9,7	3,2	2,5
¹⁴ C (pMC)	-	-	-	-	-

Ort	Bad Elster	Sohl	Sohl	Sohl	Sohl
Bezeichnung	Sprudelquelle 3	"neue Quelle"	Hofquelle	Sachsenquelle	Waldquelle
Datum (PN)	29.06.1994	30.06.1994	30.06.1994	30.06.1994	06.09.1994
T°C	11,9	10	10,5	10	9,9
Lf (µS)	617	3760	4410	5120	365
pH	5,3	5,7	5,9	5,8	5,6
O ₂ (mg/l)	0,2	-	4,8	3,5	-
Eh (mV)	142	180	100	113	132
in mg/l:					
Li ⁺	0,21	1,90	2,22	2,75	0,10
Sr ²⁺	0,03	0,10	0,10	0,20	0,12
Ba ²⁺	< 0,008	< 0,008	< 0,008	< 0,008	< 0,008
Fe _(ges)	30,78	15,75	16,16	15,09	12,09
Be	< 0,025	< 0,025	< 0,025	< 0,025	< 0,025
Rb	< 0,002	0,03	0,064	0,08	0,005
Cs	< 0,005	0,139	0,164	0,162	< 0,005
V	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Al	0,03	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,04
Mo	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08
U	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cr	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Na ⁺	78,0	769,0	887,0	1108,0	26,8
K ⁺	3,5	22,6	27,3	34,7	1,6
Mg ²⁺	20	30,87	35,91	42,8	18,47
Ca ²⁺	7,6	35,4	41,5	48,8	19,9
Mn _(ges)	0,575	0,392	0,413	0,3857	0,3757
As	0,008	0,018	0,039	0,026	0,005
Cd	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002	< 0,0002
Ni	0,00492	0,00511	0,00529	0,0046	0,00538
Pb	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005
Se	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	0,0017
Cu	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003
Zn	< 0,002	0,039	< 0,002	< 0,002	0,059
Co	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08	< 0,08
Ag	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005
Hg	0,0003	0,00018	0,00018	0,00015	0,00072
NH ₄ ⁺	<0,01	0,31	0,24	0,2	0,05
Σ Kationen	141	876	1011	1253	80
F ⁻	0,27	0,2	0,21	0,21	0,15
Cl ⁻	35,7	727	598	746	14,9
Br ⁻	0,12	2,1	2,4	2,1	< 0,01
NO ₃ ⁻	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
SO ₄ ²⁻	105,8	710,5	824,5	1058,5	19,5
NO ₂ ⁻	< 0,01	0,03	0,04	0,02	0,11
HCO ₃ ⁻	177,0	537,0	598,0	732,2	207,5
Σ Anionen	319	1977	2023	2539	242
H ₂ SiO ₃	12,4	10,7	10,0	10,5	35,4
H ₃ BO ₃	0,29	2,26	2,52	3,07	< 0,12
Σ Feststoffgehalt	472	2866	3046	3806	322
Rn (Akt. Bq/L)	-	-	-	-	65
CO ₂ frei (mg/l)	1188	805	682	792	506
AOX (µg/l)	22	29	15	23	<10
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7222	0,7210	0,7218	0,7209	0,7213
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-9,92	-10,12	-10,17	-10,11	-10,11
δ ² H (‰ SMOW)	-68,1	-69,3	-69,4	-69,8	-69,1
δ ¹³ C (‰ PDB)	-	-6,71	-7,44	-7,02	-4,55
δ ³⁴ S (‰ CDT)	5,62	6,89	6,55	6,17	7,92
³ H (TU)	6,2	2,0	2,1	1,8	3,9
¹⁴ C (pMC)	-	-	-	-	-

Ort	Oberbrambach	Wolkenstein	Wolkenstein	Niederau	Schönbrunn
Bezeichnung	H.Klinkert. Br.	Tiefbohrung 1962	Thermalquelle	Tiefbohrung	Tiefbohrung
Datum (PN)	30.06.1994	11.06.1963	16.08.1994	17.01.1961	17.01.1961
T°C	8,9	25,8	26,2	13,5	
Lf (µS)	602	-	480	-	-
pH	5,3	9,1	7,1	8,1	7,9
O ₂ (mg/l)	0,3	-	2,8	-	-
Eh (mV)	60	-	261	-	-
in mg/l:					
Li ⁺	0,05	-	0,22	0,19	0,15
Sr ²⁺	0,20	-	0,30	-	-
Ba ²⁺	0,03	-	0,20	-	-
Fe _(ges)	22,84	0,10	< 0,05	0,12	-
Be	< 0,025	-	< 0,025	-	-
Rb	< 0,002	-	0,024	-	-
Cs	< 0,005	-	0,017	-	-
V	< 0,05	-	< 0,05	-	-
Al	0,08	-	< 0,01	-	-
Mo	< 0,08	-	< 0,08	-	-
U	< 0,5	-	< 0,5	-	-
Cr	< 0,05	-	< 0,05	-	-
Na ⁺	16,6	67,0	68,4	121,0	49,0
K ⁺	3,3	10,0	3,5	10,0	7,0
Mg ²⁺	19,1	5	3,947	5	4
Ca ²⁺	80,4	8	24,3	16	29
Mn _(ges)	0,734	-	< 0,001	-	-
As	0,017	-	0,007	-	-
Cd	<0,0002	-	< 0,0002	-	-
Ni	0,2347	-	< 0,001	-	-
Pb	0,0115	-	< 0,0005	-	-
Se	< 0,001	-	< 0,001	-	-
Cu	< 0,003	-	< 0,003	-	-
Zn	< 0,002	-	0,006	-	-
Co	< 0,08	-	< 0,08	-	-
Ag	< 0,0005	-	< 0,0005	-	-
Hg	0,00016	-	0,00063	-	-
NH ₄ ⁺	<0,01	0,2	0,02	-	-
Σ Kationen	144	90	101	152	89
F ⁻	0,51	6,5	4,1	7,7	5,6
Cl ⁻	10,1	29	30,5	18	20
Br ⁻	< 0,01	-	0,22	-	-
NO ₃ ⁻	<0,10	2	26,7	0,7	0,9
SO ₄ ²⁻	50,4	22	29,3	17	26
NO ₂ ⁻	0,04	-	0,03	-	-
HCO ₃ ⁻	286,8	114,0	177,0	337,0	252,0
Σ Anionen	348	174	268	380	305
H ₂ SiO ₃	14,4	25,0	19,7	14,0	25,0
H ₃ BO ₃	0,12	-	3,34	-	-
Σ Feststoffgehalt	506	264	392	533	394
Rn (Akt. Bq/L)	-	1998	46	-	1107
CO ₂ frei (mg/l)	167	-	22	9	11
AOX (µg/l)	40	-	<10	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7182	-	0,7239	-	-
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-10,23	-	-9,87	-	-
δ ² H (‰ SMOW)	-68,8	-	-66,1	-	-
δ ¹³ C (‰ PDB)	-4,24	-	-12,56	-	-
δ ³⁴ S (‰ CDT)	4,11	-	7,7	-	-
³ H (TU)	11,1	< 0,5	6,7	-	-
¹⁴ C (pMC)	-	-	31,09	-	-

Ort	Wiesbaden	Wiesbaden	Wiesbaden	Grube Schönbrunn	Pausa
Bezeichnung	Georgsquelle	Friedensquelle	Sophienquelle	453 m Sohle	Albertquelle
Datum (PN)	16.08.1994	1954	16.04.1962	06.09.1994	23.03.1995
T°C	24,6	25,9	8,2	33	6,6
Lf (µS)	581	-	-	4110	2250
pH	7,2	-	8,1	7,4	6,5
O ₂ (mg/l)	0,9	-	-	-	1
Eh (mV)	215	-	-	-69	13
in mg/l:					
Li ⁺	0,28	-	0,32	1,02	< 0,02
Sr ²⁺	0,10	-	-	5,15	0,88
Ba ²⁺	0,10	-	-	0,09	0,08
Fe _(ges)	< 0,05	1,20	0,10	< 0,05	0,42
Be	< 0,025	-	-	< 0,025	< 0,025
Rb	0,037	-	-	0,06	0,01
Cs	0,031	-	-	0,423	0,031
V	< 0,05	-	-	< 0,05	< 0,05
Al	< 0,01	-	-	0,04	0,02
Mo	< 0,08	-	-	< 0,08	< 0,08
U	< 0,5	-	-	< 0,5	< 0,5
Cr	< 0,05	-	-	< 0,05	< 0,05
Na ⁺	119,4	129,1	147,0	656,0	49,0
K ⁺	5,1	7,6	10,0	9,6	10,1
Mg ²⁺	2,14	2,55	3	7,65	47,35
Ca ²⁺	12,0	13,4	18	194,7	243,8
Mn _(ges)	< 0,001	-	-	0,1563	3,884
As	0,016	-	-	< 0,001	0,006
Cd	< 0,0002	-	-	< 0,0002	< 0,0002
Ni	< 0,001	-	-	< 0,001	0,0014
Pb	< 0,0005	-	-	0,0563	0,0418
Se	< 0,001	-	-	0,0013	0,0014
Cu	< 0,003	-	-	< 0,003	< 0,003
Zn	0,085	-	-	0,025	0,055
Co	< 0,08	-	-	< 0,08	0,324
Ag	< 0,0005	-	-	< 0,0005	< 0,0005
Hg	0,00063	-	-	0,0006	< 0,0001
NH ₄ ⁺	0,02	-	-	0,02	0,65
Σ Kationen	139	154	178	875	356
F ⁻	5,3	-	6	5	0,28
Cl ⁻	24,6	16,4	17	1036	65
Br ⁻	0,1	-	-	6,2	0,16
NO ₃ ⁻	3,1	-	2	< 0,10	0,006
SO ₄ ²⁻	15,5	18,92	20	236	404,9
NO ₂ ⁻	0,05	-	-	0,02	0,01
HCO ₃ ⁻	311,2	359,1	423,0	146,4	488,1
Σ Anionen	360	394	468	1430	958
H ₂ SiO ₃	26,2	53,1	22,0	28,8	11,4
H ₃ BO ₃	3,29	-	-	0,47	7,52
Σ Feststoffgehalt	529	548	646	2334	1333
Rn (Akt. Bq/L)	29	-	-	-	20
CO ₂ frei (mg/l)	35	53	29	53	163
AOX (µg/l)	< 10	-	-	-	24,4
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7246	-	-	0,7304	0,7114
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-9,9	-	-	-10,63	-9,49
δ ² H (‰ SMOW)	-65,9	-	-	-72,8	-62,7
δ ¹³ C (‰ PDB)	-12,3	-	-	-9,32	-19,35
δ ³⁴ S (‰ CDT)	7,39	-	-	7,31	7,87
³ H (TU)	4,3	-	-	< 0,5	15,0
¹⁴ C (pMC)	15,85	-	-	5,9	85,81

Ort	Naundorf	Altensalz	Neumühle	Crotenlaide	DD-Briesnitz
Bezeichnung	B Hy Fr 101/89	„Altensalzer Heilig.“	B 280/60	TBr 60/l	B Hy D 504/90
Datum (PN)	09.08.1995	1962	26.03.1990	15.11.1994	18.09.1995
T°C	11,1	-	16	10,7	12
Lf (µS)	416	-	6300	14,34	1381
pH	7,2	-	7	7,2	6,2
O ₂ (mg/l)	0,1	-	-	-	-
Eh (mV)	166	-	-	64	-206
in mg/l:					
Li ⁺	0,09	6,00	2,10	0,05	0,71
Sr ²⁺	0,50	1,40	15,30	0,63	0,84
Ba ²⁺	0,04	0,30	0,09	0,04	0,05
Fe _(ges)	<0,05	1,50	0,60	0,07	4,17
Be	< 0,025	-	< 0,001	< 0,025	< 0,025
Rb	< 0,002	-	0,07	0,023	0,043
Cs	< 0,005	-	0,01	0,034	0,055
V	< 0,05	-	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Al	0,02	-	0,01	0,01	0,01
Mo	< 0,08	-	< 0,002	< 0,08	< 0,08
U	< 0,5	-	0,002	< 0,5	< 0,5
Cr	< 0,05	-	< 0,001	< 0,05	< 0,05
Na ⁺	26,3	2385,0	678,0	46,2	102,4
K ⁺	1,7	36,8	8,7	7,9	11,0
Mg ²⁺	8,23	99,3	24	75,4	53,9
Ca ²⁺	45,3	996	990	161,8	120,7
Mn _(ges)	0,1494	0,4	1,06	0,0448	0,604
As	0,080	-	< 0,005	< 0,001	0,007
Cd	< 0,0002	-	< 0,005	< 0,0002	< 0,0002
Ni	0,012	-	-	0,014	0,0165
Pb	< 0,0005	-	< 0,001	0,027	< 0,0005
Se	0,0011	-	< 0,001	0,0015	0,0019
Cu	< 0,003	-	< 0,001	< 0,003	< 0,003
Zn	< 0,002	-	0,010	0,071	0,005
Co	< 0,08	-	-	< 0,08	< 0,08
Ag	0,0012	-	< 0,001	< 0,0005	0,0011
Hg	< 0,0001	-	< 0,005	< 0,0001	< 0,0001
NH ₄ ⁺	< 0,01	0,5	0,05	0,03	0,23
Σ Kationen	82	3527	1720	292	295
F ⁻	1,5	-	0,95	0,17	1,7
Cl ⁻	11,9	5452	2747	57,4	42,2
Br ⁻	< 0,01	1,2	16	0,16	0,1
NO ₃ ⁻	4,1	0,7	0,1	31,6	< 0,1
SO ₄ ²⁻	56,2	226,8	168	211,8	68,7
NO ₂ ⁻	0,02	-	0,006	0,02	0,01
HCO ₃ ⁻	109,8	272,8	31	500,3	726,1
Σ Anionen	184	5954	2963	801	839
H ₂ SiO ₃	17,0	-	29,2	14,4	18,3
H ₃ BO ₃	1,32	-	0,11	0,44	1,23
Σ Feststoffgehalt	284	9481	4712	1109	1153
Rn (Akt. Bq/L)	130	-	-	31	172
CO ₂ frei (mg/l)	79	-	-	132	383
AOX (µg/l)	17,1	-	-	<10	<10
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7170	-	-	0,7123	0,7081
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-9,39	-	-10,7	-9,28	-10,05
δ ² H (‰ SMOW)	-65,5	-	-65	-64,4	-67,5
δ ¹³ C (‰ PDB)	-13,68	-	-	-14,88	-5,58
δ ³⁴ S (‰ CDT)	2,94	-	-	4,37	-7,62
³ H (TU)	10,2	-	-	19,1	0,9
¹⁴ C (pMC)	29,12	-	-	63,13	-

Ort	DD-Briesnitz	DD-Briesnitz	St. Egidien	Zwickauer Becken	TB Schleenhain
Bezeichnung	Alter Brunnen	Neuer Brunnen	B 109/84	Fr. Nicolay Schacht	Liegendwasser
Datum (PN)	18.09.1995	13.11.1929	23.09.1996	04.12.1967	11.03.1997
T°C	12	-	11	-	17,5
Lf (µS)	1545	-	11340	-	2470
pH	6,4	-	8	6,3	6,8
O ₂ (mg/l)	0,1	-	0	-	-
Eh (mV)	-16	-	-92	-	14
in mg/l:					
Li ⁺	0,18	0,11	0,31	2,30	0,78
Sr ²⁺	0,64	0,79	1,90	-	4,00
Ba ²⁺	0,03	0,04	0,10	-	0,03
Fe _(ges)	0,18	4,70	0,02	135,00	0,50
Be	< 0,025	-	< 0,025	-	< 0,025
Rb	0,01	-	< 0,002	-	0,026
Cs	0,044	-	n.b.	-	0,003
V	< 0,05	-	< 0,05	-	< 0,05
Al	< 0,01	0,23	0,02	-	0,00
Mo	< 0,08	-	< 0,08	-	< 0,08
U	< 0,5	-	< 0,5	-	< 0,5
Cr	< 0,05	-	< 0,05	-	< 0,05
Na ⁺	40,4	57,5	218,5	2300,0	220,9
K ⁺	4,4	10,5	5,4	73,0	6,8
Mg ²⁺	49,89	52,67	63,60	574	45,1
Ca ²⁺	234,8	104,8	173,2	1880	254,4
Mn _(ges)	0,521	0,98	0,01	-	0,46
As	0,006	-	0,010	-	0,003
Cd	< 0,0002	-	< 0,0002	-	< 0,0002
Ni	< 0,001	-	0,02	-	0,004
Pb	< 0,0005	-	0,00	-	0,001
Se	< 0,001	-	< 0,001	-	0,01
Cu	< 0,003	-	0,01	-	< 0,003
Zn	0,183	-	0,057	-	0,007
Co	< 0,08	-	< 0,08	-	< 0,08
Ag	0,0011	-	< 0,0005	-	< 0,0005
Hg	< 0,0001	-	< 0,0001	-	< 0,0001
NH ₄ ⁺	0,02	-	0,03	-	0,26
Σ Kationen	331	232	463	4964	533
F ⁻	0,4	-	0,32	-	0,43
Cl ⁻	64,2	24,17	539,70	6770	360,5
Br ⁻	0,2	0,03	5,70	25	2,2
NO ₃ ⁻	< 0,1	-	16,00	-	< 0,05
SO ₄ ²⁻	342	75,64	130,60	1080	471,3
NO ₂ ⁻	0,01	-	< 0,05	-	< 0,05
HCO ₃ ⁻	537,0	829,94	259,9	415	352,1
Σ Anionen	944	930	952	8290	1187
H ₂ SiO ₃	12,1	30,5	17,3	-	15,7
H ₃ BO ₃	1,73	-	0,64	-	1,20
Σ Feststoffgehalt	1289	1162	1433	13254	1737
Rn (Akt. Bq/L)	74	2750	1	-	17
CO ₂ frei (mg/l)	211	576	22	-	34
AOX (µg/l)	< 10	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	-	-	-	-	-
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-9,4	-	-9,29	-	-9,96
δ ² H (‰ SMOW)	-65,6	-	-61,2	-	-67,6
δ ¹³ C (‰ PDB)	-8,52	-	-14,97	-	-13,59
δ ³⁴ S (‰ CDT)	-1,08	-	3,52	-	11,09
³ H (TU)	22,1	-	15,2	-	< 0,5
¹⁴ C (pMC)	-	-	-	-	-

Ort	Dresden-Kemnitz	DD-Weißeritztal	DD-Weißeritztal	DD-Weißeritztal	Hagenest
Bezeichnung	Catharinenquelle	Falkenbrunnen	Budapester Str.32	Würzburger Str.9	B 6a/76
Datum (PN)	24.05.1932	09.04.1998	02.12.1993	03.12.1993	10.02.1995
T°C	11,4	-	11,6	10,8	-
Lf (µS)	-	-	1758	1595	1193
pH	6,8	-	7,1	7,1	7
O ₂ (mg/l)	-	-	-	-	-
Eh (mV)	-	-	-	-	-
in mg/l:					
Li ⁺	-	0,12	-	-	-
Sr ²⁺	-	5,30	-	-	-
Ba ²⁺	-	0,02	-	-	-
Fe _(ges)	16,34	-	0,97	-	3,33
Be	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-
Al	-	0,07	-	-	0,02
Mo	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-
Na ⁺	240,3	90,6	67,0	56,1	18,8
K ⁺	28,0	0,4	7,3	5,1	6,5
Mg ²⁺	162,77	48,53	41	35,3	32,7
Ca ²⁺	356,2	320,8	268	224	216,6
Mn _(ges)	0,33	-	0,063	-	0,16
As	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-
Se	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-
Ag	-	-	-	-	-
Hg	-	-	-	-	-
NH ₄ ⁺	0,35	0,09	0,02	-	0,45
Σ Kationen	804	466	384	321	279
F ⁻	-	0,27	0,23	-	0,22
Cl ⁻	50,87	212,9	363	115	16,3
Br ⁻	-	-	-	-	-
NO ₃ ⁻	3,17	28,22	-	49	0,5
SO ₄ ²⁻	19,87	546,1	519	370	361,7
NO ₂ ⁻	-	2,3	-	-	0,02
HCO ₃ ⁻	2496,8	375,6	375	302	380,7
Σ Anionen	2571	1165	1257	836	759
H ₂ SiO ₃	52,7	-	-	-	-
H ₃ BO ₃	-	-	-	-	-
Σ Feststoffgehalt	3375	2057	1642	1157	1800
Rn (Akt. Bq/L)	-	-	-	-	-
CO ₂ frei (mg/l)	2969	106	117	103	54
AOX (µg/l)	-	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	-	-	-	-	-
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-	-	-	-	-
δ ² H (‰ SMOW)	-	-	-	-	-
δ ¹³ C (‰ PDB)	-	-	-	-	-
δ ³⁴ S (‰ CDT)	-	-	-	-	-
³ H (TU)	-	-	-	-	< 1,0
¹⁴ C (pMC)	-	-	-	-	-

Ort	Bad Muskau	Bad Lausick	Bad Lausick	Krostitz	Hagenest
Bezeichnung	Bergquelle	Matthes brunnen	Albertbrunnen	Mineralbrunnen	B 6e/79
Datum (PN)	20.06.1995	08.08.1995	08.08.1995	20.09.1991	16.02.1995
T°C	12,3	14,5	10,7	12	-
Lf (µS)	758	2230	2670	1431	1690
pH	4,4	3,4	2,7	7,25	5,97
O ₂ (mg/l)	-	-	0,1	0,2	-
Eh (mV)	-16	204	124	160	-
in mg/l:					
Li ⁺	0,11	0,24	0,30	0,01	-
Sr ²⁺	0,44	0,68	0,70	0,48	-
Ba ²⁺	0,02	0,01	0,01	-	-
Fe _(ges)	79,40	126,80	254,60	4,95	94,70
Be	< 0,025	< 0,025	0,0367	-	-
Rb	0,029	0,02	0,029	0,005	-
Cs	< 0,005	0,054	0,062	0,032	-
V	< 0,05	< 0,05	< 0,05	-	-
Al	9,66	43,38	70,20	-	1,09
Mo	< 0,08	< 0,08	< 0,08	-	-
U	< 0,5	< 0,5	< 0,5	-	-
Cr	< 0,05	< 0,05	< 0,05	-	-
Na ⁺	11,9	21,5	41,2	30,5	33,1
K ⁺	6,3	5,4	11,3	3,4	14,7
Mg ²⁺	11,3	57,54	53,74	30,8	44
Ca ²⁺	47,8	303,8	251,4	280	277,4
Mn _(ges)	0,793	1,086	1,24	0,27	0,86
As	< 0,001	< 0,001	0,054	-	-
Cd	0,002	< 0,0002	0,00047	-	-
Ni	0,061	0,3035	0,3493	-	-
Pb	0,044	0,0077	0,0119	-	-
Se	0,0012	< 0,001	0,0016	-	-
Cu	< 0,003	0,0055	< 0,003	-	-
Zn	0,109	1,014	1,197	-	-
Co	< 0,08	< 0,08	0,1153	-	-
Ag	< 0,0005	0,0008	0,001	-	-
Hg	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	-	-
NH ₄ ⁺	0,02	1,9	3,2	0,16	0,42
Σ Kationen	168	564	690	350	466
F ⁻	0,15	< 0,1	< 0,1	0,21	0,26
Cl ⁻	28,5	31,1	33,4	131	46,7
Br ⁻	0,06	0,07	0,06	0,13	-
NO ₃ ⁻	0,1	3,31	< 0,1	< 0,1	4,1
SO ₄ ²⁻	399,2	1342	1334	451	938,2
NO ₂ ⁻	0,02	0,02	0,01	< 0,005	0,03
HCO ₃ ⁻	61,0	-	-	308	97
Σ Anionen	489	1377	1367	890	1086
H ₂ SiO ₃	79,9	14,4	22,3	-	-
H ₃ BO ₃	0,63	6,10	6,33	-	-
Σ Feststoffgehalt	738	1961	2086	1241	1553
Rn (Akt. Bq/L)	-	7	1	-	-
CO ₂ frei (mg/l)	343	73	70	-	273
AOX (µg/l)	<10	37,3	34,1	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7088	0,7119	-	-	-
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-9,24	-9,3	-9,49	-	-
δ ² H (‰ SMOW)	-62,4	-66	-66,7	-	-
δ ¹³ C (‰ PDB)	-21,49	-19,6	-12,06	-	-
δ ³⁴ S (‰ CDT)	3,12	4,61	2,54	-	-
³ H (TU)	10,0	20,3	19,1	29,5	4
¹⁴ C (pMC)	24,61	-	-	-	-

Ort	Tagebau Peres	Tagebau Peres
Bezeichnung	B 3656	B 3773
Datum (PN)	02.06.1987	09.10.1986
T°C	-	-
Lf (µS)	1660	1300
pH	7,1	6,7
O ₂ (mg/l)	-	-
Eh (mV)	-	-
in mg/l:	-	-
Li ⁺	-	-
Sr ²⁺	-	-
Ba ²⁺	-	-
Fe _(ges)	4,80	1,30
Be	-	-
Rb	-	-
Cs	-	-
V	-	-
Al	-	-
Mo	-	-
U	-	-
Cr	-	-
Na ⁺	51,0	36,0
K ⁺	6,5	4,5
Mg ²⁺	24,3	35
Ca ²⁺	415	249
Mn _(ges)	0,17	2,12
As	-	-
Cd	-	-
Ni	-	-
Pb	-	-
Se	-	-
Cu	-	-
Zn	-	-
Co	-	-
Ag	-	-
Hg	-	-
NH ₄ ⁺	0,2	5,6
Σ Kationen	502	334
F ⁻	-	-
Cl ⁻	107	78
Br ⁻	-	-
NO ₃ ⁻	27	
SO ₄ ²⁻	908	452
NO ₂ ⁻	0,02	0,06
HCO ₃ ⁻	256,3	292,9
Σ Anionen	1298	823
H ₂ SiO ₃	-	-
H ₃ BO ₃	-	-
Σ Feststoffgehalt	1800	1156
Rn (Akt. Bq/L)	-	-
CO ₂ frei (mg/l)	35	
AOX (µg/l)	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	-	-
δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	-	-
δ ² H (‰ SMOW)	-	-
δ ¹³ C (‰ PDB)	-	-
δ ³⁴ S (‰ CDT)	-	-
³ H (TU)	-	-
¹⁴ C (pMC)	-	-

Legende zur Karte

„Mineral- und Thermalwässer Sachsens - abgedeckte geologische Grundkarte mit UDLUFT-Diagrammen“

Nach MTVO amtlich anerkannte Mineralwässer der Getränkeindustrie

- 1 Oberbrambach, Henry-Klinkert-Brunnen
- 2 Krostitz, Mineralbrunnen (LABOR ROMEIS 1991)
- 3 Sohl, Neue Quelle

Nach den Begriffsbestimmungen des DEUTSCHEN BÄDERVERBANDES et al. (1991)
gültige Mineral- und Thermalwässer nach Regionen
() = das Vorkommen läßt sich nicht mehr beproben

Leipziger Tieflandsbucht

- 4 Hagenest, B 6e/79 (KITTLER & GRÄBER 1995)
- 5 Hagenest, B 6a/76 (KITTLER & GRÄBER 1995)
- 6 Tagebau Groitzscher Dreieck, B 9024/88 (SCHNEIDER 1976)
- (7) Tagebau Peres, B 3656 (Unterlagen der MIBRAG)
- 8 Tagebau Schleenhain, Liegendwasserdurchbruch
- (9) Tagebau Witznitz II, Liegendwasserdurchbruch (HOHL 1958)
- (10) Tagebau Zwenkau - Eythra, B 396 (REINHOLD et al. 1985)
- (11) Zwochau, B W 77/78 (Unterlagen der Wismut GmbH)
- (12) Delitzsch B 31/73 (Unterlagen der Wismut GmbH)
- (13) Delitzsch B 357/74 (Unterlagen der Wismut GmbH)
- (14) Delitzsch B 394/74 (Unterlagen der Wismut GmbH)
- 15 Bad Lausick, Albertbrunnen

Erzgebirgisches Becken

- 16 St. Egidien, B 109/84
- (17) Zwickauer Steinkohlerevier, Friedr.-Nicolay Schacht (SCHRÄBER 1968)
- (18) Oelsnitzer Steinkohlerevier (SCHRÄBER 1968)
- 19 Crotenlaide, TBr 60/I

Vogtland

- (20) Altensalz, Altensalzer Heilquelle (CARLÉ 1975)
- (21) Grube Schönbrunn, 453m-Sohle
- (22) Neumühle, B 280/60 (INST. F. BALNEOLOGIE U. KURORTWISS. BAD ELSTER 1990)

- 23 Bad Reiboldsgrün, Christian-Eberhardinen Quelle
- 24 Obercrinitz, Radiumquelle
- 25 Pausa, Albertquelle
- 26 Bad Brambach, Radonquelle
- 27 Bad Elster, Moritzquelle
- 28 Sohl, Waldquelle
- 29 Schönberg, Schönberger Säuerling

Erzgebirge

- 30 Bergießhübel, Hy Bg 1/94
- (31) Halsbrücke
- 32 Naundorf, Hy Fr 101/89
- (33) Niederauer Bohrungen (SCHIRNER 1995)
- 34 Aue (HGC HYDRO-GEO-CONSULT GMBH FREIBERG 1995)
- 35 Schlema, Gleeßbergquelle
- (36) Zinnwald (SCHIFFNER & WEIDIG 1912)
- (37) Brander Grubenrevier (SCHIRNER 1995)
- (38) Freiburger Grubenrevier (MÜLLER 1901)
- (39) Lauta, Abrahamschacht (SCHIRNER 1995)
- 40 Wiesenbad, Georgsquelle
- 41 Wolkenstein, Thermalquelle
- (42) Tiefbohrung Wolkenstein 1962 (BERNSTEIN 1962)

Elbtalgraben

- (43) Dresden, Falkenbrunnen (PRÄGER 1981)
- 44 Dresden-Briesnitz, Hy D 504/90
- (45) Dresden-Kemnitz, Catharinenquelle (Unterlagen des LfUG Sachsen)
- 46 Königstein, Hechtquelle
- (47) Gruben bei Scharfenberg, Silberquelle (FLECK 1882)

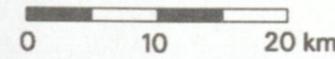
Oberlausitz

- (48) Zittau, mehrere Vorkommen (TRETTIN et al. 1987)
- (49) Zittau-Weinaupark, Tiefbohrung (TRETTIN et al. 1987)
- (50) Tagebau Berzdorf, Liegendwasserdurchbruch
- (51) Neustadt in Sachsen, ehem. Emailierwerk (KLEMM 1890)
- 52 Bad Muskau, Bergquelle

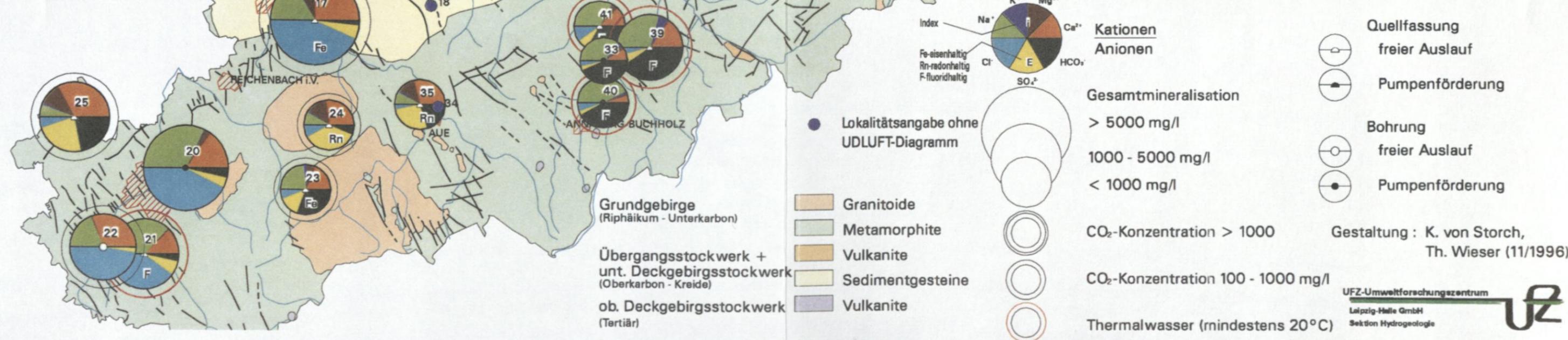
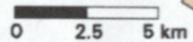
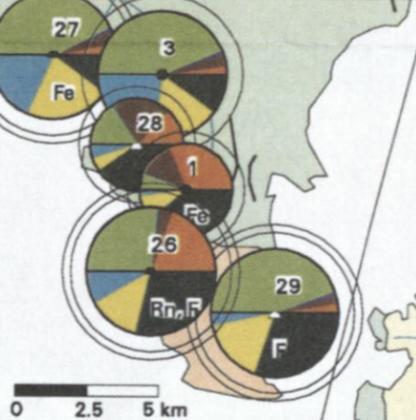
UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH
Sektion Hydrogeologie
Theodor-Lieser-Straße 4
D-06120 Halle
Telefon 0345/5585-202
Telefax 0345/5585-559

Mineral- und Thermalwässer Sachsens

abgedeckte geologische Grundkarte mit UDLUFT-Diagrammen



südliches Vogtland



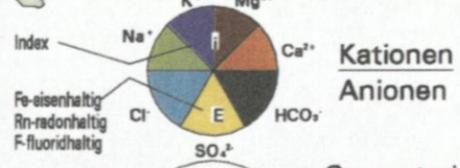
Grundgebirge (Riphäikum - Unterkarbon)

Übergangsstockwerk + unt. Deckgebirgsstockwerk (Oberkarbon - Kreide)

ob. Deckgebirgsstockwerk (Tertiär)

- Granitoid
- Metamorphite
- Vulkanite
- Sedimentgesteine
- Vulkanite

UDLUFT-Diagramme



Gesamtmineralisation

- > 5000 mg/l
- 1000 - 5000 mg/l
- < 1000 mg/l

CO₂-Konzentration > 1000

CO₂-Konzentration 100 - 1000 mg/l

Thermalwasser (mindestens 20°C)

Quellfassung

- freier Auslauf
- Pumpenförderung
- freier Auslauf
- Pumpenförderung

Gestaltung: K. von Storch, Th. Wieser (11/1996)