

Schichtungen in Schächten gefluteter Eisenerzbergwerke

GEORG WIEBER & FRIEDER ENZMANN & MICHAEL KERSTEN

Kurzfassung: Bei hydraulischen und hydrochemischen Untersuchungen zur geothermischen Nutzung gefluteter Erzbergwerke im Rheinischen Schiefergebirge wurden Dichte-Schichtungen in einem Schacht festgestellt. Das Phänomen der Dichteschichtung in gefluteten Bergwerken ist bekannt, diese wurde jedoch meist nur durch einmalige Messungen belegt. Durch Wiederholungsmessungen zeigten sich deutliche Veränderungen in den physiko-chemischen Eigenschaften sowie der Mächtigkeit der oberen Schicht, während das Grundwasser der unteren höher mineralisierten Schicht eine annähernd gleichbleibende Beschaffenheit zeigte. Mit zunehmender Dicke und Mineralisation wurde die Auflösung der oberen Schichtung beobachtet. Durch zutretendes gering mineralisiertes Oberflächen- und Sickerwasser bildete sich jedoch in kurzer Zeit eine neue Schichtung aus.

Abstract: An abandoned flooded mine in the Rhenish Massif was investigated for geothermal reuse. Hydrogeological and hydrochemical studies indicated that the mine water body into a shaft was stratified. The phenomenon of stratification in flooded mines is already known but usually only one measurement is done. Additional recordings demonstrated that the physico-chemical qualities and the thickness of the upper layer changed. The chemical composition of the deeper layer did not modify. According to increasing thickness and mineralization of the upper layer the stratification collapsed. Caused by inflow of surface and drain water a new upper water layer developed quickly.

1. Einleitung

In Rahmen hydrogeologischer Untersuchungen zu Möglichkeiten der geothermischen Folgenutzung gefluteter ehemaliger Erzbergwerke (WIEBER 2010) stellte sich heraus, dass in einem Schacht des gefluteten Erzbergwerks „Grube Georg“ das Grubenwasser eine Dichteschichtung aufweist. Im Rahmen weitergehender Untersuchungen wurden weitere hydrogeologische Untersuchungen und Messungen durchgeführt (LANDSCHREIBER 2010).

Das Phänomen der Dichteschichtung ist in Grundwässern seit langem bekannt (z. B. BERTHOLD 2009) und wurde auch bereits in verschiedenen anderen gefluteten Bergwerken beschreiben (z. B. WOLKERSDORFER 2006, WIEBER et al. 2011, MELCHERS et al. 2014). In der Regel erfolgten jedoch nur einmalige Messungen, im vorliegenden Beispiel wurden Wiederholungsmessungen durchgeführt und dabei ein Modell der Entstehung, der weiteren Entwicklung bis hin zum Kollabieren und dem Neuaufbau der Schichtung entwickelt.

2. Grundlagen der Ausbildung von Dichteschichtung in Grundwässern

Dichteunterschiede in Gewässern können in erster Linie auf unterschiedliche Temperaturen und/oder unterschiedliche Mineralisationen (z. B. Süß-/Salzwasser) zurückgeführt werden. Unter bestimmten Randbedingungen können sich auch Dichte-

schichtungen ausbilden. Gut untersucht und bekannt sind die temperaturbedingten jahreszeitlichen Schichtungen in Süßwasserseen oder die Süßwasser-Salzwasserschichtung bei gering mineralisierten Grundwässern im Einflussbereich von Salzwasservorkommen (z. B. Meere/Ozeane).

Der Kohle- oder Erzbergbau erreichte in Deutschland z. T. große Teufen (bis > 1 000 m), damit einhergehend können hohe Temperaturunterschiede über die erschlossene Teufe bestehen. Entsprechend der Grundwassertemperatur der oberflächennahen Grundwässer von ca. 10°C lassen sich bei durchschnittlichen geothermischen Gradienten von 3°/100 m in Teufen von 1 000 m vereinfacht Temperaturen von ca. 40°C erwarten. Dies bedeutet, dass das Grundwasser rein temperaturbedingt mit zunehmender Teufe eine Abnahme der Dichte erfährt. Dies spielt in gefluteten Schächten mit Abmessungen von mehreren Metern insofern eine bedeutende Rolle, dass die Wassersäule thermisch instabil werden kann. Andererseits können aber auch – im Gegensatz zu schwach mineralisierten oberflächennahen Grundwässern – höher mineralisierte Grundwässer in größeren Teufen verbreitet sein.

Dichteschichtung kann sich in Schächten gefluteter Bergwerke durch vertikale (freie) Konvektion ausbilden. Voraussetzung ist dabei, dass die Wirkung der Konvektion nicht durch stärkere entgegen wirkende Vorgänge überlagert wird. Die freie Konvektion wirkt – im Gegensatz zur erzwungenen Konvektion, die nur in eine Richtung verläuft – gleichzeitig in alle Richtungen. Zur Prognose, ob freie Konvektion möglich ist, wird häufig die Rayleigh-Zahl herangezogen. Sie beschreibt das Verhältnis zwischen treibenden Kräften (Auftrieb, Gravitation) und hemmenden Kräften (Viskosität, Wärmediffusion). Bei Überschreitung der dimensionslosen Rayleigh-Zahl (Ra_i) kann thermische Konvektion einsetzen.

$$Ra_i = \frac{g\alpha l^4 \Delta T}{\nu D_T \Delta z} \quad \text{Gleichung 1}$$

mit:

g : Erdbeschleunigung

α : thermischer Expansionskoeffizient

l : charakteristische Länge des begrenzenden Behälters

ν : kinematische Viskosität

D_T : molekulare Wärmediffusion

$\Delta T/\Delta z$: Temperaturunterschied zwischen Teilchen und Umgebung (K)

Die Rayleigh-Zahl berücksichtigt allerdings nur die Temperatur und setzt damit voraus, dass die Dichte linear von der Temperatur abhängig ist. Vergleichbar lässt sich eine solutale Rayleighzahl Ra_s ableiten, die das Verhältnis der treibenden zu den hemmenden Kräften auf Grundlage von Salzgradienten beschreiben (z. B. BERTHOLD 2009, GERSHUNI & ZHUKHOVITSKII 1976).

$$Ra_s = \frac{g\beta l^4}{\nu D_s} \frac{(-\Delta S)}{\Delta z}$$

Gleichung 2

mit:

g: Erdbeschleunigung

 Ra_s : solutale Reigleighzahl β : haline Kontraktionskoeffizient

l: charakteristische Länge des begrenzenden Behälters

 ν : kinematische Viskosität D_s : solute Diffusivität $\Delta S/\Delta z$: Salzgradient

Die wichtigsten physikalischen Formeln zur Betrachtung der dichtegetriebenen Strömung sind (z. B. KAYS et al. 2004):

Navier-Stokes-Gleichung: Sie beschreibt den Zustand an einem bestimmten Ort des Fluids (BERTHOLD 2009), wobei auf der linken Seite die zeitlichen und räumlichen Änderungen der Geschwindigkeit stehen. Auf der rechten Seite sind die Kräfte angeordnet, welche die Geschwindigkeitsänderungen bewirken. Sie setzen sich aus der äußeren Kraft, der inneren Druckkraft sowie der viskosen Reibungskraft zusammen.

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} * \nabla) \vec{v} = \vec{f}^i - \frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{\eta}{\rho} \Delta \vec{v} + \frac{\eta + \eta'}{\rho} \nabla(\nabla * \vec{v})$$

Gleichung 3

mit:

 \vec{v} : Geschwindigkeit (m/s)

t: Zeit (s)

 \vec{f}^i : Kraft (N/kg) bezogen auf Einheitsmasse ρ : Massendichte (kg/m³)

p: Druck (Pa)

 η : Dynamische Viskosität (kg/m * s) η' : temperaturabhängiger Reibungskoeffizient (kg/m * s) ∇ : Nabla Operator

Die Kontinuitätsgleichung formuliert die zeitliche Änderung der Dichte in alle 3 Raumrichtungen durch Zu- und Abstrom:

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

Gleichung 4

Die Wärmeleitungsgleichung nach dem Fourierschen Gesetz beschreibt den Wärmestrom infolge von Temperaturgefälle in einem Körper:

$$\vec{j}_T = -\lambda \nabla T \quad \text{Gleichung 5}$$

mit:

- \vec{j}_T : Wärmestromdichte (W/m²)
- λ : Wärmeleitfähigkeit (W/K * m)
- T: Temperatur (K)

Die Diffusionsgleichung nach dem Fickschen Gesetz beschreibt die molekulare Diffusion von Teilchen auf Grund von Konzentrationsgefällen:

$$\vec{j}_C = -D \nabla C \quad \text{Gleichung 6}$$

mit:

- \vec{j}_C : Teilchenstromdichte (mol/m² *s)
- D: Diffusionskoeffizient (m²/s)
- C: Konzentration (mol/m³)

Temperatur und Salzgehalt haben erheblichen Einfluss auf die Dichte und beeinflussen sich gegenseitig, dabei können sich die Wirkungen beider Gradienten verstärken oder aufheben (BERTHOLD 2009). Bei destabilisierender Wirkung der wichtigen dichtebeeinflussenden Parameter oder bei entgegengesetzter Wirkung von zwei Komponenten (Salzgehalt, Temperatur) kommt es – bei Überwiegen der destabilisierenden Komponente – zum Ausgleich der Dichteunterschied durch umwälzende Konvektion.

Die Stabilität einer Wassersäule kann durch die globale Stabilität (N²) beschrieben werden (z. B. TRITTON 1988, BERTHOLD 2009):

$$N^2 = \frac{\partial \vec{F}_A}{\partial z} = \frac{g \partial \rho}{\rho \partial z} = g \left(-\alpha \frac{\partial T}{\partial z} + \beta \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad \text{Gleichung 7}$$

mit:

- \vec{F}_A : Auftriebskraft
- z: Teufe (m) abwärts positiv
- S: Salinität
- g: Erdbeschleunigung
- α : thermischer Expansionskoeffizient
- β : haliner Kontraktionskoeffizient

$N^2 < 0$: Wassersäule instabil und ggf. Konvektion

$N^2 = 0$: Wassersäule neutral

$N^2 > 0$: Wassersäule stabil oder ggf. Doppeldiffusion

Aus dem Verhältnis der stabilisierenden zu den destabilisierenden Komponenten lässt sich die lokale Stabilität R_p ableiten (TURNER 1973, BERTHOLD 2009). Bei größeren Teufen gewinnt zusätzlich die Kompressibilität von Wasser an Bedeutung und wird durch den sogenannten adiabatischen Temperaturgradienten (Γ) berücksichtigt. Dieser beschreibt die Zunahmerate der in-situ-Temperatur durch isentropische Kompression des Wassers (WUEST et al. 1996).

$$R_p = \left(\frac{\alpha (\partial T / \partial z - \Gamma)}{\beta \partial S / \partial z} \right)^{\pm 1} \quad \text{Gleichung 8}$$

Der Exponent +1 gilt für den Fall der Temperaturabnahme mit der Tiefe (stabilisierende Wirkung), -1 gilt für den Fall der Temperaturzunahme. Bei $R_p < 1$ kann es zur Durchmischung infolge von Konvektion kommen. Bei R_p deutlich > 1 ist das System stabil, sobald es sich 1 nähert, kann es jedoch bereits lokal instabil werden und es kann Doppeldiffusion auftreten.

3. Erzbergbau im Rheinischen Schiefergebirge

Im Rheinischen Schiefergebirge befinden sich einige ehemals sehr bedeutende Erzlagerstätten. In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts wurden in fast allen Regionen des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen Eisen-Mangan- und/oder NE-Erze (v. a. Blei- Zinkerze) abgebaut (WIEBER 1999). Wirtschaftlich bedeutend waren vor allem die Reviere des Siegerland-Wied-Distrikts (v. a. Eisen-Mangan-Erze) und der Unteren Lahn (v. a. Buntmetallsulfide), weniger wichtig die des Hunsrück und der Eifel. Neben den Eisen-Mangan- sowie Blei- Zinkvererzungen wurden auch Kupfer- und Cobalterze gewonnen.

Im Siegerland bauten bereits die Kelten Eisenerze ab und verhütteten sie in der Latène-Zeit (um 500 v. Chr.) in einfachen Windöfen, später Rennöfen (GLEICHMANN 1990). Über einen Zeitraum von ca. 2 500 Jahren wurden dort vornehmlich Eisen- und Manganerze abgebaut (KIRNBAUER & HUCKO 2011). FENCHEL et al. (1985) geben die Anzahl der Gruben und Gangvorkommen des Siegerland-Wied-Distrikts mit ca. 500 an. Die letzte Erzgrube wurde im Jahre 1965 stillgelegt. Insgesamt wurden ca. 170 Mio. t Eisenerze gefördert, wobei mehr als 90% auf die letzten 100 Betriebsjahre entfallen (FENCHEL et al. 1985).

Im Rahmen der variskischen Gebirgsbildung wurden die Gesteine gefaltet, gegeneinander verschoben und z. T. schwach metamorph überprägt. Dabei rissen Spalten auf, in denen warme Wässer aufstiegen und die Erze abschieden (hydrothermale Entstehung). Dies führte zur Bildung der überwiegend steil einfallenden Erzgänge. Die Autoren in KIRNBAUER (1998) gehen aber von einer prävariskischen Erzbildung mit einem Alter von 400 ± 20 Ma, also kurz nach der Diagenese der Gesteine aus.

Die bauwürdigen Gangfüllungen des Siegerland-Wied Distrikts bestehen zu 45% aus Siderit. Daneben enthalten sie um 7% Mangan (FENCHEL et al. 1985). Außerdem kamen – überwiegend in den oberen Teufen – sulfidische NE-Erze (Blei-, Zink-,

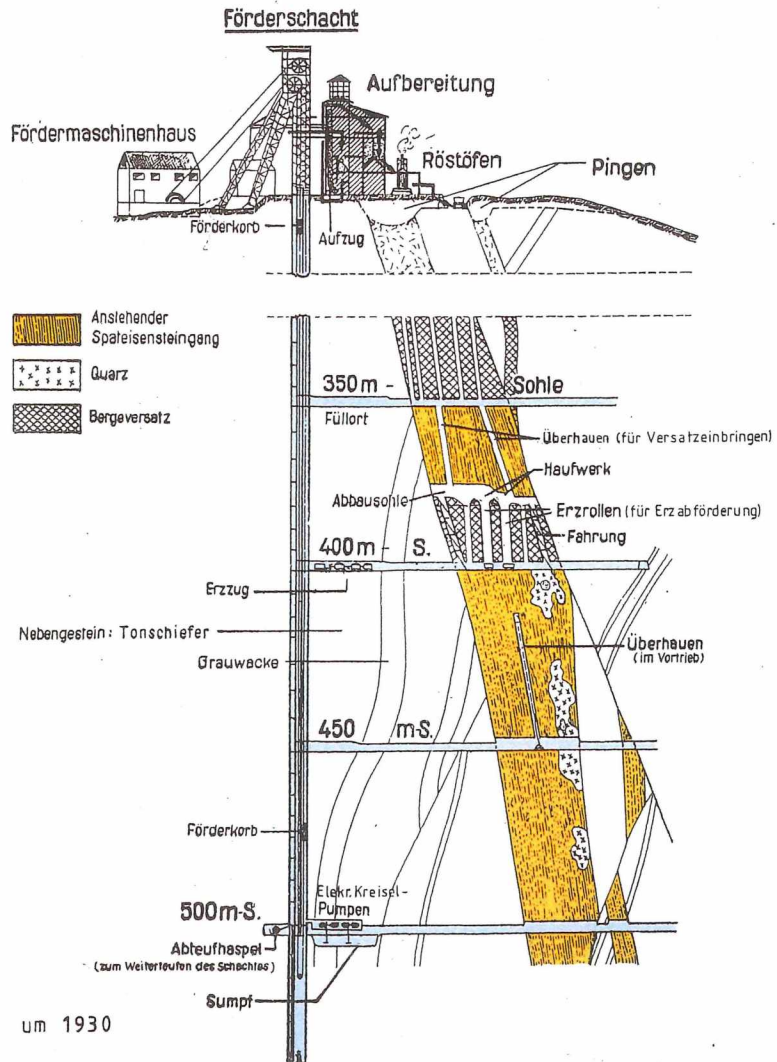


Abb. 1: Idealprofil eines Erzbergwerkes im Siegerland – Wied – Distrikt (Grundlage: SCHMOLL 1957, aus: GLEICHMANN 1990).

Kobalt-, Nickel- und Kupfererze) in z. T. bauwürdigen Mengen vor. In den oberen Teufen sind intensive Verwitterungserscheinungen durch Ausbildung des sogenannten Eisernen Hutes dokumentiert. In diesen Oxidationszonen ist der Siderit tiefgründig zu Limonit (Braueisenstein) verwittert.

4. Hydrogeologie gefluteter Erzbergwerke

Durch den Erzbergbau wurden im Siegerland – Wied - Distrikt Teufen von über 1000 m erschlossen. Die „moderne“ Erschließung der Lagerstätten erfolgt durch Stol-

len und Schächte (Abb. 1). Meist auf Talniveau wurde der Tiefe Stollen (auch Wasserlosungsstollen oder Erbstollen) vorgetrieben. Die unter diesem Niveau liegenden Stollen werden als Tiefbausohlen, die darüber befindlichen Stollen als Hochbausohlen bezeichnet. Hochbausohlen sind meist direkt durch Mundlöcher erschlossen. Zur Ableitung von sogenanntem „Tagwasser“ wurden Röschen angelegt, die mit geringem Gefälle nach Außen (über Tage) entwässern. Im Gegensatz dazu mussten – während des aktiven Bergbaus – die Tiefbausohlen durch Heben der zutretenden Grundwässer (z.B. mittels Pumpen) entwässert werden. Die Wasserhaltung musste bis unterhalb der in Abbau befindlichen Tiefbausohlen erfolgen. Das heißt, mit fortschreitender Tiefe bis über 1 000 m Höhenunterschied.

Die Erzvorkommen des Siegerlandes verteilen sich auf hunderte von einzelnen Erzgängen (Abb. 2). Dies führte dazu, dass eine wirtschaftliche Gewinnung nur bei einzelnen Gruben möglich war, die über ausreichend große Lagerstätten verfügten (GLEICHMANN 1990). Während ursprünglich die Erzvorkommen in einzelnen „kleinen“ Bergwerken abgebaut wurden, erfolgte gegen Mitte des letzten Jahrhunderts der Zusammenschluss zu großen Verbundgruben. Über Tiefbausohlen wurden die Einzelvorkommen mit Hilfe durchschlägiger Stollen über mehrere Kilometer Länge miteinander verbunden. So konnte der Bergbau in einigen Verbundgruben noch bis 1965 fortgeführt werden.

Der Abbau der steil einfallenden Erzgänge erfolgte im Bearbeitungsgebiet mittels Firstenstoßbau und dessen Abarten (SCHMOLL 1957). Die Abbaurichtung ist dabei

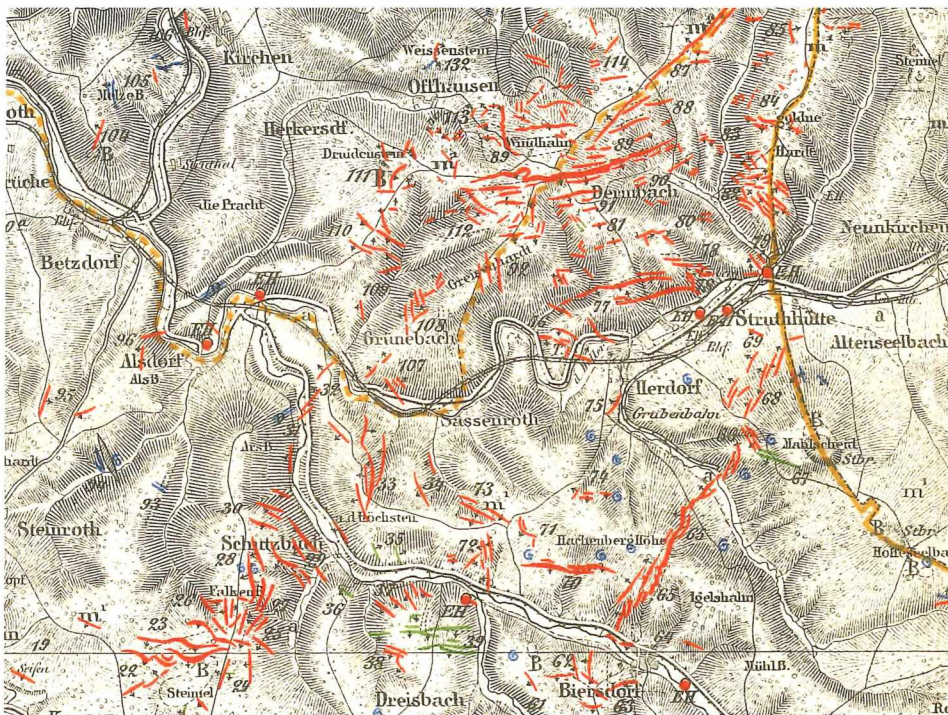


Abb. 2: Erzvorkommen an der Heller (Kartenausschnitt aus RIBBENTROP 1882).

schwebend, vereinfacht laienhaft ausgedrückt wurde „über Kopf“ von unten nach oben abgebaut (Abb. 1). Die geschaffenen Abbauhohlräume wurden weitgehend versetzt. Der Versatz diente einerseits zur Stützung bzw. Standsicherheit, andererseits dient der Versatz dem Hauer als Standfläche zum weiteren Abbau an der Firste.

Während der Phase des aktiven Bergbaus war eine Wasserhaltung notwendig. Dabei wurde der Grundwasserspiegel bis unterhalb der Abbaubereiche abgesenkt. Nach Einstellung erfolgte jedoch die Flutung der Erzgruben. Das Grundwasser füllte in der Regel die Grubenbaue bis zum Niveau des Tiefen Stollens auf, von wo aus es dann gezielt in Vorfluter eingeleitet wird. Gegenüber der ursprünglichen hydrogeologischen Situation ist der Grundwasserspiegel jedoch meist auf die Höhe des Tiefen Entwässerungsstollens abgesenkt und das Grundwasser tritt gezielt am Stollenmundloch aus. Unter natürlichen Umständen fließt das Grundwasser hingegen unterirdisch breitflächig den Vorflutern zu.

5. Hydrogeologische Verhältnisse

Die Grundwasserneubildung ist in den devonischen Schichten des Siegerland-Wied-Distrikts (Rheinischen Schiefergebirge) mit meist <100 mm/a gering (LUWG 2005). Die Sedimentgesteine des Devons besitzen darüber hinaus auch meist nur eine geringe Gebirgsdurchlässigkeit und ein geringes Speichervolumen. Lediglich in Bereichen mit klüftigen (quarzitischen) Sandsteinen sowie tektonisch bedingten Gebirgsauflockerungen (z. B. Sattelachsen) bestehen höhere Ergiebigkeiten, die z. B. eine Gewinnung von Rohwasser für die Trinkwassergewinnung zulassen. Das Landesamt für Geologie und Bergbau (LGB 2005) beschreibt die Ergiebigkeit im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge als gering bis mittel. Die Erz- und Quarzgänge weisen aber – insbesondere nach erfolgtem Abbau – eine hohe Permeabilität und einen hohen nutzbaren Speicherraum auf (WIEBER 1999).

Innerhalb der überwiegend nur gering permeablen devonischen Kluffundwasserleiter wurden Stollen und Schächte mit den Abbaubereichen geschaffen, in denen das Grundwasser mit hohen Geschwindigkeiten zirkulieren kann. Außerdem besitzen die Hohlräume ein hohes Speichervolumen. Hydraulisch entstand so ein Situation, die – bei den großen Verbundbergwerken – vereinfacht mit einer überdimensionalen Tiefendrainage und einer Längserstreckung von bis zu mehreren Kilometern sowie Teufen von bis über 1 000 m verglichen werden kann (WIEBER 1999). Hinsichtlich der hydrogeologischen Eigenschaften kann vereinfacht eine Viertelung erfolgen:

- Die devonischen Sedimentgesteine besitzen im Arbeitsgebiet – von Ausnahmen abgesehen – überwiegend nur eine geringe Gebirgsdurchlässigkeit.
- Die Erz- und Quarzgänge besitzen höhere Permeabilitäten und Speichervolumen. Aus der aktiven Bergbauphase berichtet BORNHARDT (1912), das beim Anhauen eines Ganges auf einer tieferen Sohle regelmäßig Wasserzugänge erschroten wurden. Diese Wasserzutritte hielten so lange an, bis der Gang den in ihm vorhandenen Wasservorrat (meist nach kurzer Zeit) in die Ausrichtungsstrecke entleert hatte. Damit fiel der über der Sohle gelegene Gangteil trocken. Weitere Wasserzutritte finden nur in stark verminderter Menge statt. BORNHARDT (1912) interpretiert diese als Sickerwässer von über Tage sowie „Standwässer“ (Grundwässer) aus dem umgebenden Gebirge (Quarzite, Grauwacken).
- Schächte und Stollen/Tiefbausohlen durchziehen das (überwiegend) gering permeable Gebirge und schaffen so ein hydraulisches System, das vereinfacht mit einem System kommunizierender Röhren verglichen werden kann. In den geflute-

ten Bergwerken sind über diese Hohlräume gute hydraulische Verbindungen über lange Strecken entstanden, in denen das Grundwasser mit hohen Geschwindigkeiten fließen kann. Durch Tiefbausohlen sind geflutete Verbundbergwerke im Siegerland über Distanzen von mehreren Kilometern miteinander verbunden (FENCHEL et al. 1985). Die Abstandsgeschwindigkeiten in gefluteten Bergwerken werden von WOLKERSDORFER (2006) mit 5 bis 27 mm/s angegeben.

- **Abbaubereiche:** die Eisenerzgänge wurden im Siegerland überwiegend mittels Firstenstoßbau abgebaut. Die bauwürdigen Mächtigkeiten lagen im Mittel bei 2 bis 6 m bei einer Länge der erzführenden Gangteile von 50 m bis hin zu mehreren Kilometern (HOFFMANN 1964). Aus Standsicherheitsgründen wurden die Abbaubereiche über Bergerolle verfüllt, wobei die Verfüllung aus technischen Gründen meist nicht bis zum Niveau der nächst höheren Tiefbausohlen erfolgte sondern hier Resthohlräume verblieben. Weitere Hohlräume stellen die nicht zurückgebauten Erzrollen, deren Abstand im Siegerland im Schnitt bei ca. 40 m lag (SCHMOLL 1957), sowie Bergerollen (s. vorne) dar. Das in die Abbauhohlräume rückverfüllte Material ist sehr unterschiedlich beschaffen. Es handelt sich dabei häufig um gezielt von übertage einbrachte Berge (z. B. Aufbereitungsrückstände). Hinzu kommen Bergematerialien aus dem laufenden Bergbaubetrieb (z. B. Stollenvortrieb). Zum Teil wurden aber auch (um Bergematerial zu gewinnen) extra Steinbrüche betrieben. Meist weisen die Abbaubereiche hohe Durchlässigkeiten (Porengrundwasserleiter) auf und sind zusätzlich durch linienförmige Hohlräume (z. B. Erzrollen) miteinander verbunden.

Die Hydrogeologie gefluteter Bergwerke ist sehr komplex (WIEBER 1999), da unterschiedliche Arten der Grund-/Grubenwasserhydraulik nebeneinander vorkommen (können). So unterscheidet WOLKERSDORFER (2006)

- Darcy-Fluss,
- laminaren und/oder turbulenten Poiseuille-Fluss,
- laminaren und/oder turbulenten konvektiven Fluss,
- molekulare Diffusion.

Wolkersdorfer (2006) weist darauf hin, dass die Wasserspiegel in gefluteten Grubenbauen nur dann vergleichbare Höhen aufweisen (kommunizierende Röhren), wenn die Grubenwässer der gesättigten Zone innerhalb des gesamten Bergwerks keine Dichteunterschiede aufweisen. Ansonsten können durchaus Spiegeldifferenzen in den Schächten von mehreren Metern beobachtet werden.

Der geothermische Gradient beträgt im Siegerland ca. 3°C/100 m entsprechend 30°C/km (WIEBER 1999). Die Bearbeiter haben in verschiedenen gefluteten Gruben des Rheinischen Schiefergebirges über Teufen von mehreren hundert Metern Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen durchgeführt und ausgewertet. WOLKERSDORFER (2006) hat auf Grundlage von Literaturrecherchen sowie eigenen Untersuchungen Auswertungen zum hydraulischen Regime (konvektiver-turbulenter Fluss, Diffusion) in gefluteten Bergwerken erstellt.

6. Die ehemalige Grube Georg

Die ehemalige Grube Georg befindet sich in Rheinland-Pfalz bei Willroth, Verbandsgemeinde Flammersfeld, Kreis Altkirchen und baute auf den Horhauser Erzvorkommen, die lagerstättenkundlich dem Wied-Distrikt zuzuordnen sind. Die Vorkommen der Grube Georg setzen sich aus zwei Gängen, einem Liegenden und einem Hangenden Gang zusammen, welche jeweils in ein Nord-Süd- und ein West-Ost-Mittel unterteilt werden (KNEUPER 1955). Die Gänge sind an Achsenflexuren der

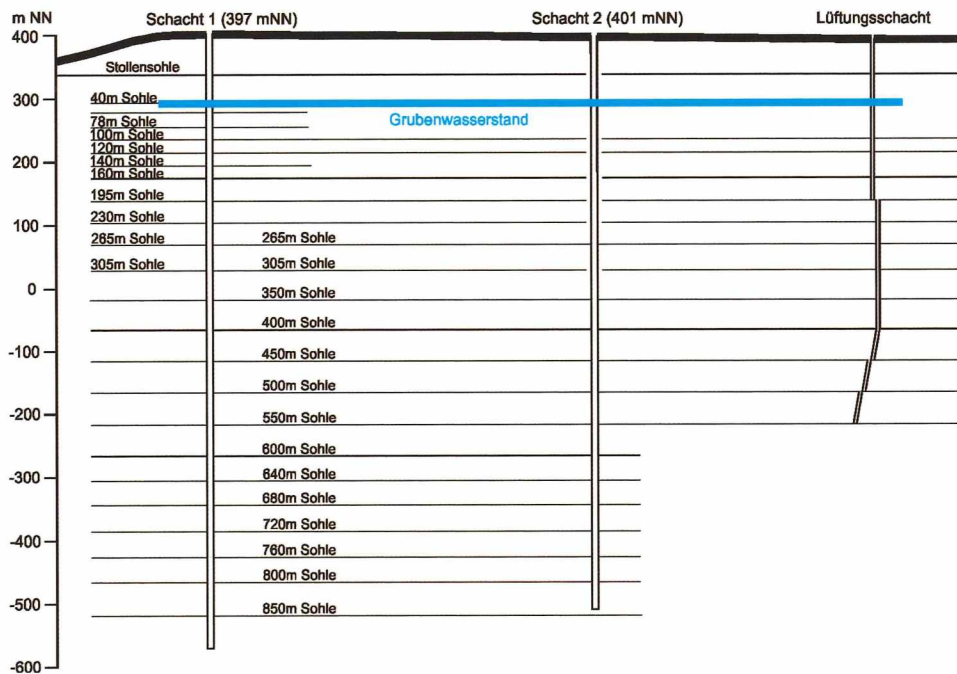


Abb. 3: Seigerriß der Grube Georg (nach HOFFMANN 1964).

Faltenachsen gebunden. Die Gangmittel sind des Weiteren stark zerschert und gegeneinander versetzt. Oftmals vertauften gut ausgebildete Erzmittel und setzten sich in Form von Quarzabscheidungen fort (HOFFMANN 1964).

Auf dem sogenannten Horhauser Gangzug wurden mehrere Gruben betrieben. Bis etwa 1800 fand die Erzgewinnung übertage in Pingen statt. Später begann man mit dem Strossenbau.

Die Erzgänge der Grube Georg wurden in den oberen Teufen durch zahlreiche Störungen in einzelne gegeneinander verstellte (isolierte) Erzlinsen unterteilt. Mit zunehmender Teufe verbesserte sich die Gangausbildung. Der Tiefbau begann 1865 mit dem Abteufen des ersten Maschinenschachtes. 1885 befand sich der Abbau auf der 58 m-Sohle, 1895 bereits auf der 160 m-Sohle (GLEICHMANN 1997). Auf der 450 m-Sohle wurde schließlich ein zweiter Gang – der Hangendgang – angetroffen (HOFFMANN 1964). Die Vorkommen gewannen mit der Teufe an Mächtigkeit, sodass die Grube sich in den 1950er Jahren, als der Abbau auf der 600 m-Sohle umging, zum bedeutendsten Vorkommen des Wiedbezirks entwickelte. Die Eisenerze der Grube Georg wurden auf insgesamt 23 Tiefbausohlen abgebaut (Abb. 3). 1950 wurde ein zweiter Schacht (Schacht 2) abgeteuft, da sich der Gang mit der Tiefe zunehmend vom Schacht 1 entfernte. Dieser Schacht 2 ist erst ab der 265m-Sohle an das Grubengebäude angeschlossen. 1955 arbeiteten 500 Bergleute auf der Grube Georg und es wurden mehr als 200 000 t Erz gefördert (GLEICHMANN 1997).

1965 wurde die Grube Georg als letzte der Gruben des Wied-Bezirktes stillgelegt. Bis zu diesem Zeitpunkt wurden insgesamt 5,38 Mio.t Eisenerz gefördert (REICHENBACH

1971) und der Abbau war auf die 850 m Sohle fortgeschritten (FENCHEL et al. 1985). Der über Schacht II befindliche Förderturm der Grube Georg ist seit 1988 Industriedenkmal und soll an die jahrhundertelange Bergbautradition der Region erinnern. Der Schacht besitzt eine Ziegelausmauerung und Abmessungen von 3,8 x 3,8 m, wobei die Ecken abgerundet sind (POHL 2009). Im Abstand von jeweils rund 1,2 m wurden zur Verstärkung horizontal Stahlträger eingebaut. Die hölzernen Spurlatten für die Körbe befinden sich noch im Schacht. Stahlfahrten (Leitern) sind im nördlichen Bereich des Schachtes eingebaut, alle ca. 8 m enden sie auf eingebauten Plattformen. Die verbleibende Querschnittsfläche beträgt ca. 2,4 x 3,8 m.

Aus der Zeit des aktiven Bergbaus wird von der Grube Georg selbst ein nur sehr geringer Grundwasserzufluss berichtet. Beim Abbau auf der 680 m Sohle mussten „nur“ 0,015 m³/s Wasser gefördert werden. Sehr hohe Wasserzuflüsse wurden jedoch beim Vortrieb einer Suchstrecke in Richtung Südwesten zur Grube Friedrich-Wilhelm beobachtet. Auf der 550 m Sohle traf man etwa 200 m nordnordwestlich des Wetterschachtes der Grube Georg auf eine ca. 30 m breite Störungszone, die den Übergang zu den Grauwackenbänken der Mittleren Siegener Schichten markierten. Die Wasserzutritte nahmen nach Passieren der Störungszone wieder ab, blieben jedoch weiterhin höher als innerhalb der Grube Georg selbst (HOFFMANN 1964). Die geringe Wasserführung ist auf die hydrogeologische Lage der Grube auf einer oberirdischen Wasserscheide einhergehend mit geringer Grundwasserneubildung und fehlendem Grundwasserzufluss aus oberstromigen Einzugsgebieten sowie der geringen Gebirgsdurchlässigkeit zurückzuführen (WIEBER 2009).

Untersuchungsmethoden

Das Grundwasser ist lediglich über den Schacht 2 aufgeschlossen (Abb. 3). Der Schacht wurde an drei Terminen mit der Druck-Temperatur-Leitfähigkeitssonde CTD48M der Firma Sun & Sea vertikal befahren und untersucht (20.11.2008, 27.05.2009, 17.07.2009). Die Sonde misst kontinuierlich die genannten Parameter und speichert sie ab. Nach Bergung der Sonde können die Ergebnisse dann über Tage ausgelesen werden. Die Untersuchungen waren wegen Hindernissen im gefluteten Schacht nur bis zu einer Teufe von ca. 175 m unter Rasenhängebank möglich. Der eingestaute Grubenwasserspiegel liegt bei ca. 100 m unter Rasenhängebank. Damit konnten etwa 75 m Wassersäule untersucht werden.

Zunächst wurden mit Schöpfern unterschiedlicher Bauart aus verschiedenen Wassertiefen im Schacht 2 Wasserproben entnommen. Nach Erkennen der Schichtung wurden dann – abhängig von den Untersuchungsergebnissen der Sondenmessungen – mittels RUTTNER-Schöpfer gezielt Wasserproben aus festgelegten Teufen für die hydrochemischen Analysen entnommen und konserviert. Die chemische Analytik erfolgt im hydrochemischen Labor der Johannes Gutenberg- Universität in Mainz (Hauptanionen und -kationen), die Konzentrationen der Spurenelemente wurden in privaten Laboratorien bestimmt. Bei der Probenahme wurden die vor-Ort-Parameter (Temperatur, elektrische Leitfähigkeit, Sauerstoffgehalt, pH-Wert, Redox-Potential sowie $k_{S4,3}$ und $k_{P8,2}$) mittels Handmessgerät Multi 340i der Firma WTW bestimmt.

Die Laboranalysen wurden Plausibilitätskontrollen unterzogen und hydrochemisch ausgewertet. Die Visualisierung erfolgte durch PIPER- und SCHOELLER-Diagramme. Außerdem wurden die Anaysenergebnisse mittels PHREEQC (PARKHURST & APPELO 1999) auf ihre Sättigungsverhältnisse hin untersucht.

Untersuchungsergebnisse

Eigene Untersuchungen mittels Sonde wurden im Schacht 2 am 20.11.2008, 27.05.2009 sowie am 17.07.2009 durchgeführt. Weitere Messergebnisse liegen von einer Fremdfirma aus dem Jahre 2006 vor.

Die Schachtprofile zeigen, dass sich innerhalb der oberen 65 m unter der Wasseroberfläche eine Schichtung ausgebildet hat. Das heißt, im Schacht liegen zwei Wässer mit unterschiedlichen Dichten bzw. physiko-chemischen Eigenschaften vor.

Während die obere Schicht am 20.11.08 etwa bis in eine Tiefe von 55 m reichte, 17,5°C aufwies und eine elektrische Leitfähigkeit von 2080 µS/cm besaß, zeigt sich bei der Messung am 27.05.09 eine Veränderung. Die obere Schicht ist nur noch etwa 8 m mächtig, die Temperatur mit 15,4°C deutlich geringer, und auch die elektrische Leitfähigkeit ist auf unter 1000 µS/cm gesunken. Auch die dritte Messung vom 17.07.09 ergab Veränderungen innerhalb der oberen Schicht. Die elektrische Leitfähigkeit ist mit 1140 µS/cm im Vergleich zur vorhergehenden Messung wieder leicht gestiegen.

Tab. 1: Temperatur- und Leitfähigkeitsprofile in „Schacht 2“.

Datum der Messungen	Teufe der Grenzschicht	Obere Schicht		Untere Schicht	
		Temperatur	elektrische Leitfähigkeit	Temperatur	elektrische Leitfähigkeit
Januar 2006	ca. 54 m	16,1°C	1450µS/cm	19,6°C	2790µS/cm
20.11.2008	54,8 bis 55,4 m	17,5°C	2080µS/cm	19,6°C	2875µS/cm
27.05.2009	06,0 bis 08,3 m	15,4°C	920µS/cm	19,6°C	2830µS/cm
17.07.2009	10,6 bis 11,3 m	17,0°C	1140µS/cm	19,6°C	2820µS/cm

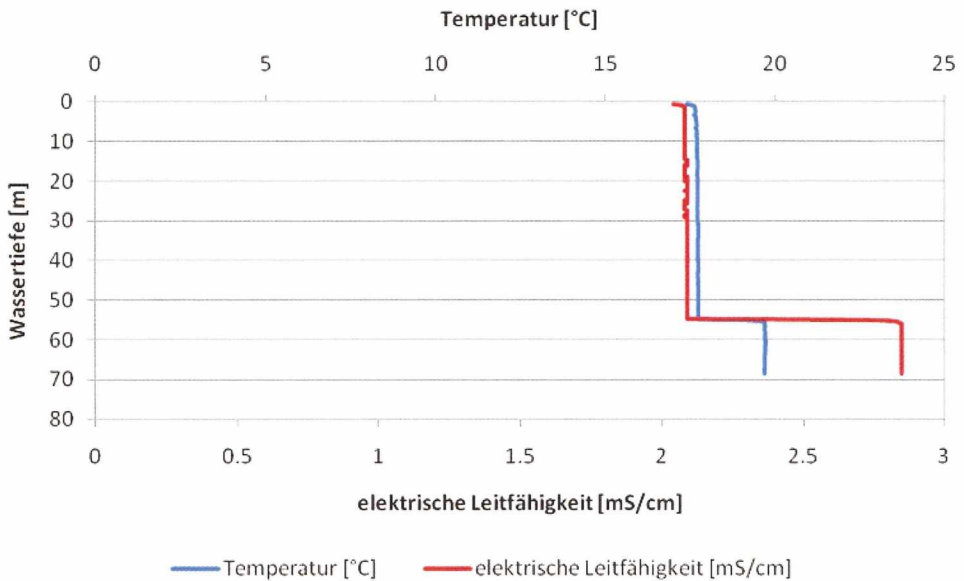


Abb. 4: Temperatur- und Leitfähigkeitsprofil „Schacht 2“ vom 20.11.2008.

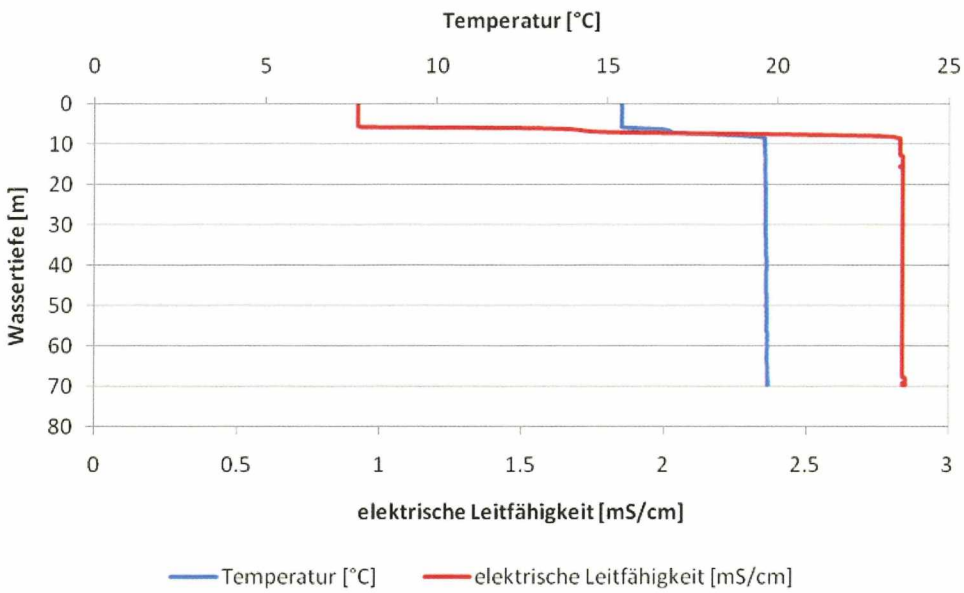


Abb. 5: Temperatur- und Leitfähigkeitsprofil „Schacht 2“ vom 27.05.2009.

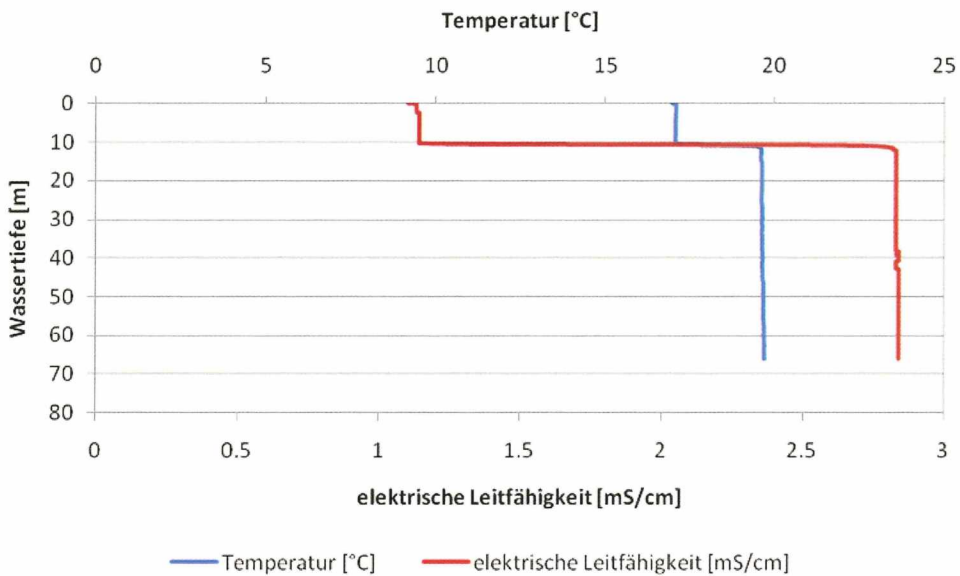


Abb. 6: Temperatur- und Leitfähigkeitsprofil „Schacht 2“ vom 17.07.2009.

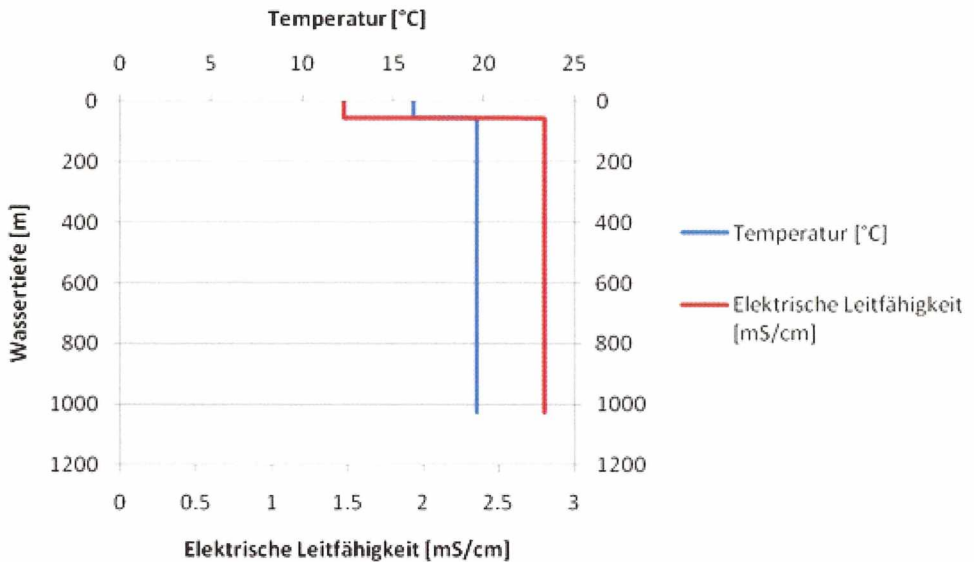


Abb. 7: Temperatur- und Leitfähigkeitsprofil „Schacht 2“ vom Januar 2006.

Ebenso ist die Temperatur mit 17°C höher als im April. Darüber hinaus befindet sich die Übergangsschicht im Zeitraum von Mai bis Juli 2009 zwischen 6,0 und 11 m unter der Wasseroberfläche. Bei allen Messungen wurde übereinstimmend die Temperatur von etwa 19,7 °C und die elektrische Leitfähigkeit von etwa 2,8 mS/cm innerhalb der unteren Schicht gemessen. Die Profile sind in den Abb. 4 bis Abb. 6 dargestellt. Diese Änderungen in der physiko-chemischen Beschaffenheit wurden durch in situ Messungen mit der Sonde und durch die Probenahmen mittels RUTNER-Schöpfer nachgewiesen bzw. bestätigt.

Eine weitere Vermessung des Temperatur- und Leitfähigkeitsprofils liegt von einer Fremdfirma vom Januar 2006 vor. Dabei wurde ebenfalls eine Schichtung festgestellt (Abb. 7). Die obere gering mineralisierte Schicht reichte bis in eine Teufe von 54 m unter Wasserspiegel, darunter erhöhen sich sprunghaft Temperatur und elektrische Leitfähigkeit. Diese blieben dann bis zu der gemessenen Endteufe von 1025 m unter Wasserspiegel konstant. Vermutlich liegt die Messsonde in einer Teufe von > 54 m auf einem Hindernis auf, da sie nicht mehr geborgen werden konnte und die tatsächliche Endteufe des Schachtes nur 925 m beträgt. Die Messung der Teufe erfolgte über einen Tiefenzähler, der die Länge des herabgelassenen Befestigungsseils dokumentierte und nicht – wie bei der Sonde der Firma Sun & Sea – die den Druck in der Sonde selbst kontinuierlich aufzeichnet.

Der Übergang zwischen beiden Schichten ist vergleichsweise sprunghaft. Neben der Messung der Temperatur- und Leitfähigkeitsprofile wurden an weiteren Stichtagen Wasserprobenahmen für die chemische Analytik vorgenommen. Es zeigte sich jedoch dabei, dass ohne vorherige Vermessung der Dichteprofile eine gezielte Beprobung der (insbesondere) unteren Schicht nicht möglich war. Zudem stellte sich heraus, dass einige Schöpferarten für genaue Probenahmen nicht geeignet sind, da es zu Vermischungen der Wässer der beiden Schichten kam. Als geeignet stellte sich der

Tab. 2: Physiko-chemische Beschaffenheit der Wässer in „Schacht 2“ (Angaben in mg/l soweit nicht anders angegeben).

	Obere Schicht	Untere Schicht
Datum der Probenahmen	12.08.2008; 20.11.2008; 27.02.2009; 22.04.2009; 27.05.2009; 17.07.2009	20.11.2008; 22.04.2009; 27.05.2009; 17.07.2009
Tiefe unter Rasenhängebank [m]	107 bis 130	150 bis 175
Temperatur [°C] aus Ruttner Schöpfer	14,2 bis 18,0	18,4 bis 19,1
Temperatur aus Sonde	15,4 bis 17,8	19,6
pH	7,48 bis 7,90	7,39 bis 7,45
eH _{kor} [mV]	278 bis 482	104 bis 162
elektrische Leitfähigkeit [µS/cm] aus Ruttner Schöpfer aus Sonde	1270 bis 2340 920 bis 2060	2470 bis 3060 2810 bis 2840
O ₂	3,1 bis 6,3	0,4 bis 0,8
Na	36,9 bis 78,8	86,5 bis 86,8
K	15,5 bis 23,6	23,4 bis 24,1
Ca	98,0 bis 211	229 bis 232
Mg	99,0 bis 278	328 bis 342
Cl	56,4 bis 83,8	51,1 bis 82,0
SO ₄	480 bis 1470	1720 bis 1770
HCO ₃ (berechnet aus K _{S4,3})	214 bis 317	351 bis 369
Fe _{gefiltert} [µg/l]	<25 bis 1260	4330 bis 4500
Mn _{gefiltert} [µg/l]	40 bis 1930	4160 bis 4730
Zn _{gefiltert} [µg/l]	<3 bis 120	<3 bis 85
Pb _{gefiltert} [µg/l]	<15 bis 60	<43
As _{gefiltert} [µg/l]	<30	40 bis 80

RUTTNER-Schöpfer heraus, da die mittels Tiefensonde und mittels RUTTNER-Schöpfer gewonnenen Messergebnisse in der Größenordnung vergleichbare Werte aufwiesen. In der Tab. 2 sind die nach Plausibilitätsprüfung weitgehend unvermischten Probenahmen den beiden differenzierten Schichten zugewiesen.

Auswertung

Die Wässer weisen schwach alkalische pH-Werte sowie gegenüber oberflächennahen Grundwässern erhöhte Temperaturen auf (Tab. 2). Die Untersuchungen zeigen, dass es zu einer deutlichen Ausbildung von Schichtung kommt. Die Wässer der oberen Schicht sind geringer mineralisiert (elektrische Leitfähigkeit 920 bis 2060 µS/cm) als die der unteren (2810 bis 2840 µS/cm), die Temperatur ist hingegen in der unteren Schicht (19,6°C) höher als in der oberen (15,4 bis 17,8°C). In der unteren Schicht bestehen reduzierende Verhältnisse (Redoxpotential_{korrigiert} 104 bis 162 mV; O₂ < 1,0 mg/l),

in der oberen Schicht wurden hingegen Redoxpotentiale ^{korrigiert} von 278 bis 482 mV sowie Sauergerhalte von 3,1 bis 6,3 mg/l bei den Stichtagsmessungen gemessen.

Die hydrochemische Charakterisierung zeigt bei allen Analysen erdalkalische, überwiegend sulfatische Wässer (Abb. 8). Während die Wässer der unteren Schicht auf einem Punkt plotten und somit eine gleichbleibende physiko-chemische Beschaffenheit aufweisen, lassen sich bei den Grubenwässern der oberen Schicht Unterschiede feststellen. Diese dokumentieren sich im SCHOELLER-Diagramm (Abb. 9) durch die zunehmende Gesamtmineralisation sowie insbesondere durch Verschiebungen zu höheren Magnesium- und Sulfatanteilen (Abb. 9). Im SCHOELLER-Diagramm verlaufen die Darstellungen der einzelnen Wasseranalysen bei den dargestellten Parametern annähernd parallel, eine Ausnahme stellen die Chloridgehalte dar, die diesem Trend nicht folgen. Sie liegen auf einem niedrigen Niveau und haben keinen Bezug zur bergbaubedingten Mineralisation der Grundwässer.

Eisen und Mangan kommen (erwartungsgemäß) in den reduzierten Wässern der unteren Schicht in erhöhten Konzentrationen bis über 4 mg/l vor. In der darüber liegenden Schicht wurden hingegen geringere Gehalte gemessen. Die Blei- und Zinkgehalte liegen auf einem niedrigen Niveau. Arsen wurde in der unteren Schicht (Tab. 2) in Konzentrationen von 40 bis 80 µg/l analysiert, in der oberen Schicht betragen die Gehalte hingegen < 30 µg/l. Hier ist eine Korrelation zu den Eisen- und Mangangehalten anzunehmen.

Auswertungen der Sättigungsverhältnisse erfolgten durch Berechnungen mittels PHREEQC (PARKHURST & APPELO 1999). Dabei wurde auf den thermodynamischen Datensatz von minteq.v4 zurückgegriffen. Ein Auszug aus den Berechnungsergebnissen ist in Tab. 4 zusammengestellt.

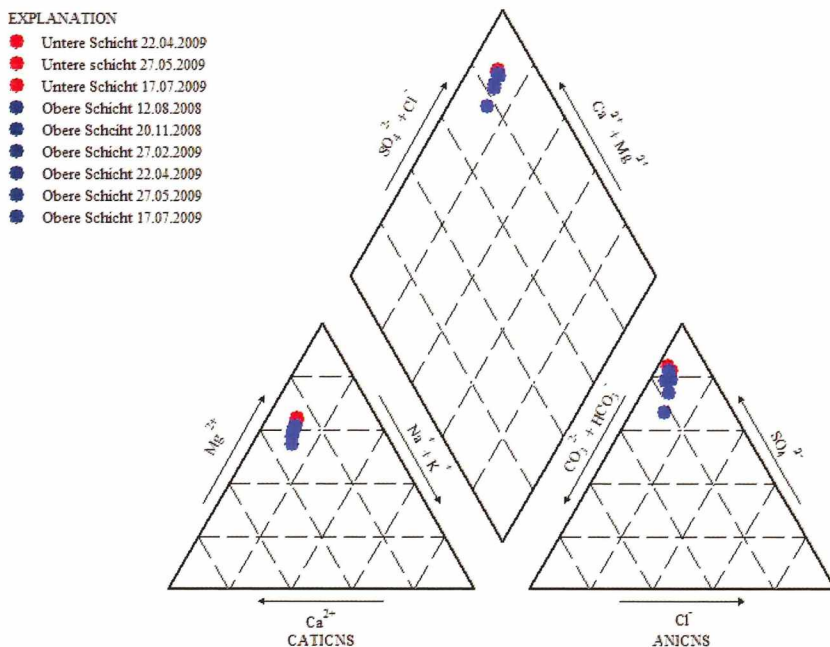


Abb. 8: PIPER-Diagramm der Grubenwässer in „Schacht 2“ der Grube Georg.

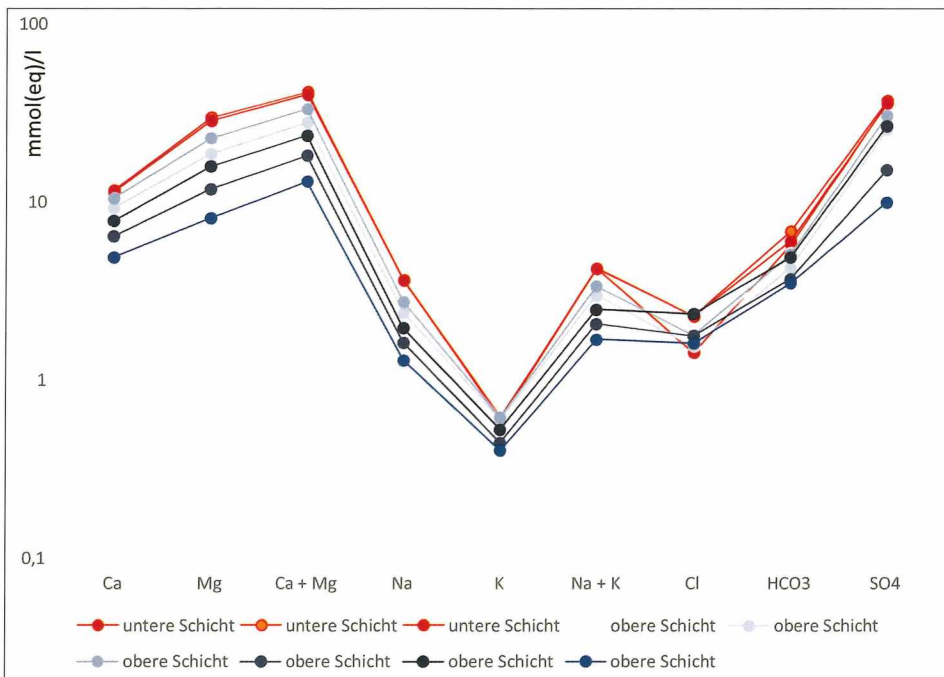


Abb. 9: SCHOELLER-Diagramm der Grubenwässer in „Schacht 2“ der Grube Georg.

In der unteren Schicht liegen die Carbonate Calcit, Aragonit, Magnesit, Rhodochrosit und Siderit im Gleichgewicht (Sättigungsindex $0 \pm 0,5$) vor mit Tendenzen zur Übersättigung (Rhodochrosit). Die Wässer der oberen Schicht weisen ebenfalls berechnete Sättigungsindices um $0 \pm 0,5$ auf, eine Ausnahme stellt Siderit mit deutlichen Sättigungsdefiziten (SI: -6,10 bis -2,03) dar.

Bei den sulfatischen Mineralphasen bestehen beim Na-Jarosit berechnete Gleichgewichte zu den Grubenwässern beider Schichten. In der unteren Schicht wurde ein annäherndes Gleichgewicht zu Gips berechnet (SI: -0,45 bis -0,44). Gegenüber den übrigen berechneten Sulfatmineralphasen besteht Untersättigung (SI $< -0,5$).

Die Eisenmineralphasen werden durch Na-Jarosit, Siderit und $\text{Fe}(\text{OH})_3$ in der unteren Schicht begrenzt (Übersättigung). In der oberen Schicht besteht eine deutliche Untersättigung für Siderit (SI -6,10 bis -2,03). Für die Manganmineralphasen besteht eine Sättigung bis leichte Übersättigung (untere Schicht) für Rhodochrosit (Tab. 3).

Bei den Untersuchungen wurden Schichtungen von Grundwässern unterschiedlicher physiko-chemischer Eigenschaften festgestellt. Dieses Phänomen lässt sich auf Dichteunterschiede der Wässer zurückführen. Höhere Salzgehalte bewirken höhere Dichten, hingegen führen Temperaturzunahmen zur Verringerung der Dichte. Es liegen somit 2 Parameter mit gegenläufigen Trends vor.

Der Schacht 2 besitzt eine Ziegelausmauerung und ist erst über die 265 m Tiefbau-sole an das übrige untertägige Bergwerk angeschlossen (Abb. 2). Wasserzuflüsse in den Schacht finden durch direkten Eintrag von Oberflächenwasser statt, da der Schacht nicht wasserdicht überdacht und lediglich durch eine Stahlklappe (sowie

Tab. 3: Sättigungsverhältnisse der Grubenwässer in „Schacht 2“ gegenüber begrenzenden Mineralphasen.

	Mineralphasen	Sättigungsverhältnisse (SI) Obere Schicht	Sättigungsverhältnisse (SI) Untere Schicht
n	Anzahl der Analysen	6	3
Carbonate	Aragonit CaCO_3	-0,10 bis 0,52	0,16 bis 0,25
	Calcit CaCO_3	0,10 bis 0,73	0,36 bis 0,44
	Magnetit MgCO_3	-0,47 bis 0,26	-0,16 bis -0,08
	Rhodochrosit MnCO_3	(-1,38) 0,05 bis 0,37	0,53 bis 0,68
	Siderit FeCO_3	-6,10 bis -2,03	0,11 bis 0,22
Sulfate	Anhydrit CaSO_4	-1,30 bis -0,79	-0,73 bis -0,71
	Epsomit (Bittersalz) $\text{Mg}(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	-3,21 bis -2,53	-2,47 bis -2,50
	Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	-1,02 bis -0,48	-0,44 bis -0,45
	Na-Jarosit		
	$\text{NaFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	-0,30 bis 2,58	0,26 bis 0,52
Eisen- Mineralphasen	Na-Jarosit	-0,30 bis 2,58	0,26 bis 0,52
	$\text{NaFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$		
	Siderit FeCO_3	-6,10 bis -2,03	0,11 bis 0,22
	Ferrihydrit $\text{Fe}(\text{OH})_3$	2,87 bis 3,73	2,84 bis 2,97
Mangan- Mineralphasen	Rhodochrosit MnCO_3	(-1,38) 0,05 bis 0,37	0,53 bis 0,68

einen Zaun) vor menschlichem Zutritt geschützt ist. Hinzu kommen zumindest temporäre Sickerwasserzutritte aus der ungesättigten Zone, die an der Schachtmauerung durch Ausfällungen erkannt werden können. In der wassergesättigten Zone ist der Schacht 2 ab der 265 m Tiefbausohle hydraulisch an das übrige Bergwerk angeschlossen (Abb. 2). Die vereinfachte hydraulische Systemvorstellung des gefluteten Bergwerks ist ein System kommunizierender Röhren. In der gesättigten Zone kann es darüber hinaus – je nach hydraulischen Verhältnissen – zu Grundwasserzutritten in den Schacht kommen.

Die Wasseruntersuchungen mittels Sonde zeigen bei den Stichtagsmessungen in Januar 2006 und November 2008 in Teufen von ca. 54 bzw. 55 m unter Wasseroberfläche eine Dichteschichtung. Am 27. Mai und 17. Juli 2009 wurde sie in ca. 7 m (Übergangsschicht von ca. 6,0 bis 8,3 m) bzw. ca. 11 m (Übergangsschicht von 10,7 bis 11,3 m) Tiefe detektiert. Hieraus lässt sich das Modell ableiten, dass es zur Auflösung der Schichtung in dem Zeitraum zwischen den Messungen vom 20. November 2008 und dem 27.05.2009 kam. Bei einer angenommenen unteren Begrenzung der oberen Schicht am oberen Beginn der Grenzschicht (ca. 6,0 m unter Wasseroberfläche) und einem Zusammenbruch der Schichtung einhergehend mit der Neuanlage unmittelbar nach der Messung am 20. November 2008 beträgt die Zunahme der Mächtigkeit ca. 1 m/Monat (entsprechend 14,4 m³/Monat). Bei gleichen Annahmen (Oberkante Übergangs-

Tab.4: Dichten der Grundwässer in „Schacht 2“ der Grube Georg.

Datum der Probenahmen	Dichte: obere Schicht (kg/m ³)	Dichte: untere Schicht (kg/m ³)	Differenz der Dichten (kg/m ³)
12.08.2008	1000,61	1001,08	0,47
20.11.2008	1000,73	1001,08	0,35
17.07.2009	999,77	1001,08	1,31

schicht) nahm die Mächtigkeit der oberen Schicht im Zeitraum zwischen den Messungen vom 27.05. bis 17.07.2009 (51 Tage) um 4,6 m zu. Dies entspricht einem Volumen von 66 m³ entsprechend ca. 39 m³/Monat. Bei Annahme der Begrenzung der oberen Schicht an der unteren Grenze der Übergangsschicht lässt sich für max. 6 Monate (Nov. 08 bis Mai 09) ein Mächtigkeitszuwachs von 8,3 m (entsprechend ca. 120 m³ oder 20 m³/Monat) bzw. für 51 Tage (Stichtagsmessungen in Mai bis Juli 09) eine Zunahme um 3 m (entsprechend 43,3 m³ oder 25,5 m³/Monat) berechnen.

An den Stichtagsmessungen am 12.08.2008, 20.11.2008 und 17.07.2009 lassen sich aus qualitätsgesicherten Wasseranalysen Dichteberechnung durchführen (Tab. 4). Die Differenzen der Dichten betragen zwischen 0,35 und 1,3 kg/m³. Vor der postulierten Auflösung der Schichtung betrug die gemessene Dichtedifferenz nur 0,35 bzw. 0,47 kg/m³. Nach Auflösung und Neubildung einer nur wenige Meter mächtigen auflagernden neu gebildeten Wasserschicht wurden hingegen Dichtedifferenzen von 1,3 kg/m³ berechnet.

Damit einher geht die Entwicklung der elektrischen Leitfähigkeit in der oberen Schicht. Bei den Messungen am 20.11.08 betrug sie 2080 $\mu\text{S}/\text{cm}$ gemäß den Aufzeichnungen der Sonde von Sun & Sea. In den Folgemessungen im Mai und Juli 2009 lag sie hingegen nur bei 920 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Mai 09) bzw. 1140 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Juli 09). Gestützt wird diese Hypothese zudem dadurch, dass vor der postulierten Auflösung der Schichtung die Dichteunterschiede zu gering wurden, um diese noch aufrecht zu erhalten. Mit zunehmender Mächtigkeit und damit auch zunehmendem Alter der Bildung der auflagernden „leichteren“ Schicht nimmt die Mineralisation und damit auch die Dichte zu, dies führt schließlich infolge zu geringer Dichteunterschiede zur Auflösung.

Nach der Auflösung der Dichteschichtung kam es zum Eintrag gering mineralisierter Niederschlags- und Sickerwässer aus der ungesättigten Zone und es bildete sich – bedingt durch erhebliche Dichteunterschiede (gemessen: 1,3 kg/m³ am 17.07.2009) – eine neue Schichtung aus.

7. Schlussfolgerungen

Während der Untersuchungen konnte eindrucksvoll beobachtet werden, wie eine Dichteschichtung in einem gefluteten Schacht eines Erzbergwerkes im Siegerland kollabierte und sich wieder neu aufbaute. Randbedingung für die Entwicklung der Dichteschichtung ist, dass das geflutete Bergwerk auf einer Wasserscheide liegt und der Standort hydrogeologisch aus einem Geringleiter (Tonschiefer) besteht. Das Gruben-/Grundwasser „steht“ quasi in dem Bergwerk, es findet nur ein geringer Austausch mit der Umgebung statt. Die Wässer befinden sich hydrochemisch im Gleichgewicht zu Carbonaten sowie sulfatischen Mineralphasen, die sich bei der Verwitterung sulfidischer Erze bildeten.

Zusammenfassend lässt sich folgendes Modell für die Zyklus der Schichtungsentwicklung aufstellen:

Aufbau einer Schichtung durch Zutritt gering mineralisierter Oberflächen- und Sickerwässer (obere Schicht) in den Schacht, in dem hoch mineralisierte Grund-/Grubenwässer eingestaut sind. Diese stehen (annähernd) im Gleichgewicht zu Salzen (z. B. Gips). Dabei bestehen deutliche Dichteunterschiede zwischen den beiden Schichten (gemessen $1,3 \text{ kg/m}^3$).

Zunahme der Mächtigkeit und Mineralisation des Grubenwassers der oberen Zone durch weiteren Zufluss gering mineralisierter Wässer, dabei nimmt aber auch die Mineralisation zu (z. B. durch Diffusion aus unterer Schicht oder Zutritt höher mineralisierter Grundwässer). Dies führt zu einer Verringerung der Dichteunterschiede.

Weitere Zunahme der Mineralisation in der oberen Schicht bis es zum Kollabieren der Schichtung kommt, da die Dichteunterschiede zu gering wurden, um die Schichtung weiter aufrecht zu erhalten.

Aufbau einer „neuen“ Dichteschichtung durch den Zutritt gering mineralisierter Oberflächen- und Sickerwässer (s. vorne).

Schriften

- BERTHOLD, S. (2009): Geophysikalischer Nachweis freier Konvektion in Grundwassermessstellen und Bohrungen. – Proceedings des Dresdner Grundwasserforschungszentrums (DGFZ) e. V, 230 S., Berlin.
- BORNHARDT, W. (1912): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. – Arch. Lagerstättenforsch., 2, Tl. II, 444 S., 57 Abb., 14 Gangbilder, Berlin.
- FENCHEL, W. & GIES, H. & GLEICHMANN, H.-D. & HELLMUND, W. & HENTSCHEL, H. & HEYL, K.E. & HUTTENHAIN, H. & LANGENBACH, U. & LIPPERT, H.-J. & LUSZNAT, M. & MEYER, W. & PAHL, A. & RAO, M.S. & REICHENBACH, R. & STADLER, G. & VOGLER, H. & WALTHER, H. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagertstätten, I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum), 1. Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geol. Jb. Reihe D , 77, 517 S., 128 Abb., 38 Tab., 31 Taf., Hannover.
- FISCHER, H. (1972): Der Westerwald in geographisch-landeskundlicher Sicht. – In: Das Westerwaldbuch, S. 9–75, 27 Abb., 4 Tab., Altenkirchen.
- GERSHUNI, G.Z. & ZHUKHOVITSKII, E.M. (1976): Convective stability of incompressible fluids. 336 S., (Keter Publishing) Jerusalem.
- GLEICHMANN, H.D. (1990): Bergbaumuseum des Kreises Altenkirchen. 184 S., (Zechner) Speyer.
- (1997): Von Wingertshardt bis Silberwiese – Der Eisenerzbergbau an mittlerer Sieg und Wied. Bd. 4 zu: Die Eiserne Hardt – Aus dem Bergbau des Siegerlandes. 130 S., (Höpner & Göttert) Siegen.
- HOFFMANN, A. (1964): Beschreibung rheinland-pfälzischer Bergamtsbezirke, Band 1, Bergamtsbezirk Betzdorf. 260 S., 20 Abb., 1 Anl., Essen.
- KAYS, W.M. & CRAWFORD, M.E. & WEIGAND, B. (2004): Convective Heat and Mass Transfer. 548 S., (Mc Graw-Hill), Boston.
- KIRNBAUER, T. (Hrsg., 1998): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. Tagungsband zur VFMG-Sommertagung 1998 in Herborn. – Jb. nass. Verein für Naturkunde, Sonderband 1, 328 S., Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. & HUCKO, S. (2011): Hydrothermale Mineralisation und Vererzung im Siegerland. – In: Der Aufschluss, 62, Juli-August 2011, S. 257–296, 40 Abb., 1 Tab., Heidelberg.

- KNEUPER, G. (1955): Die Tektonik der Eisenspatgänge der Grube „Georg“ im Westerwald. – Geol. Rundschau, **44**, S. 376–390, 8 Abb., Stuttgart.
- LANDSCHREIBER, K. (2010): Hydrogeologische Verhältnisse im Umfeld der Grube Georg bei Willroth im Westerwald. Diplomarbeit Univ. Mainz, 138 S., 40 Abb., 15 Tab., Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau, Hrsg.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- LUWG (Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz, 2005): Hydrologischer Atlas Rheinland-Pfalz. 44 Blatt, Mainz.
- MELCHERS, C. & WESCHE, D. & COLDEWEY, W. (2014): Ausbildung von Dichteschichtungen in Schächten des Steinkohlenbergbaus im Ruhrgebiet. – In: 14. Altbergbau-Kolloquium (Gelsenkirchen), S. 156–162, 2 Abb., 1 Tab., Nossen.
- PARKHURST, D.L. & APELLO, C.A.J (1999) User's Guide to PhreeqC (Version 2) – A Computer Program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. – Water-Resources Investigations Report, **99-4259**, 326 S., U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Washington, D.C.
- POHL Geoconsult (2009): Grube Georg Willroth Schacht 2 – Untersuchung Bauzustand. 14 S., Bendorf. – [unveröff.].
- REICHENBACH, R. (1971): Die im Gangbergbau des Siegerlandes vor Einführung des Dezimalsystems üblich gewesenen Maße und Gewichte, sowie gesamte Erzförderung. – Z. deutsch. Markscheiderverein, **78**, 3, Herne.
- RIBBENTROP, A. (1882): Beschreibung des Bergreviers Daaden-Kirchen. 126 S., 1 Kte., (A. Marcus) Bonn.
- SCHMOLL, G. (1957): Kurzgefasste Darstellung des Erzbergbaus im Siegerland. 72 S., Betzdorf.
- THUNKER, M. (2008): Unterdevon im Siegerland – Stratigraphie von Deutschland VIII, Devon. – SDGG, **52**, S. 252–266, Hannover.
- TRITTON, D.J. (1988): Physical fluid dynamics. 2nd ed., 362 p., Oxford.
- TURNER, J.S. (1973): Buoyancy Effects in Fluids. 368 S., Cambridge UK.
- WIEBER, G. (1999): Die Grubenwässer des ehemaligen Blei-, Zink-, Kupfer- und Quecksilbererzbergbaus an Beispielen des westlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Saar-Nahe-Senke: Hydraulik, hydrochemische Beschaffenheit und umweltgeologische Bewertung. Habilschrift Univ. Gießen, 250 S., 69 Abb., 57 Tab., Gießen.
- (2010): Untersuchungen zur geothermischen Nutzung der gefluteten Grubenbaue der Grube Georg bei Willroth/Westerwald – Machbarkeitsstudie. 42 S., Bingen.– [unveröff.].
- WIEBER, G. & LANDSCHREIBER, K. & POHL, S. & STREB, C. (2011): Geflutete Grubenbaue als Wärmespeicher. – In: bbr Fachmagazin für Brunnen- und Leitungsbau, **5/2011**, S. 34–40, 5 Abb., 2 Tab., Bonn.
- WOLKERSDORFER, C. (2006): Water Management at Abandoned Flooded Underground Mines. Habilschrift TU Freiberg, 465 p., 136 fig., 34 tab., (Springer) Berlin.
- WUEST, A. & PIEPKE, G. & HALFMAN, J.D. (1996): Combined effects of dissolved solids and temperature on the limnology. – Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes, Vol. Limnology, p. 183–202, (Gordon and Breach) Stanford.

Adressen der Autoren:

Prof. Dr. GEORG WIEBER,
Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,
Emy-Roeder-Straße 5, D-55129 Mainz.

Dr. FRIEDER ENZMANN,
Prof. Dr. MICHAEL KERSTEN,
Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg-Universität,
Johann-Joachim-Becher-Weg 21, D-55099 Mainz.

Manuskript eingegangen am 8.6.2016