

# Geflutete Grubenbaue als Wärmespeicher

**Nutzung alter Bergwerke** ■ Im Rheinischen Schiefergebirge wurde über einen Zeitraum von ca. 2.600 Jahren Erzbergbau betrieben. Durch den modernen Tiefbau wurden Teufen von über 1.000 m erreicht, zudem wurden Einzelgruben zu großen Verbundbergwerken zusammengeschlossen. Nach Stilllegung erfolgte die Flutung der Bergwerke und es bildeten sich geothermische Reservoirs mit großen Wasservolumen. Konkret untersucht wurde eine Grube, deren Lagerstätte sich geologisch in devonischen Silt-/Tonsteinen befand. In diesem gefluteten Bergwerk haben sich ca. 1 Mio. m<sup>3</sup> warmes Wasser eingestaut. Allerdings ist bei einer intensiven geothermischen Nutzung nur mit einem natürlichen, geringen Wärmefluss aus dem Untergrund zu rechnen. Die Grube scheint aber als Wärmespeicher gut geeignet, da es sich um ein weitgehend geschlossenes System handelt.

Das Rheinische Schiefergebirge war in der Vergangenheit durch bedeutenden Erzbergbau geprägt. Der Beginn des Bergbaus lag bereits im 6. und 5. vorchristlichen Jahrhundert [1]. Nach über 2.600 Jahren Erzbergbau wurde im Siegerland-Wied-Distrikt die letzte Grube im Jahre 1965 stillgelegt. Der moderne Bergbau erschloss die Lagerstätten bis in Teufen von über 1.000 m. Die zuvor als Einzelgruben betriebenen Bergwerke wurden durch durchschlägige Tiefbausohlen mit Längen bis zu mehreren Kilometern zu großen Verbundanlagen zusammengeführt. Durch den tiefen Bergbau wurden warme Grubenwässer mit Temperaturen von bis über 30 °C erschlossen. Mit der Einstellung des Bergbaus ging auch die Aufgabe der Wasserhaltung einher und die Gruben wurden geflutet (Abb. 1). Je nach Teufe, Ausbildung der Lagerstätte, Art des Bergbaus sowie den geologisch-hydrogeologischen Verhältnissen entstanden geothermische Reservoirs, bei denen einerseits die kontinuierlich frei austretenden warmen Grund-/Grubenwässer [2] andererseits aber auch eingestaute Wässer mit Volu-

men von über 1 Mio. m<sup>3</sup> geothermisch genutzt werden können. Das Ministerium für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz (MUFV) Rheinland-Pfalz hat das nachfolgend beschriebene Projekt finanziell unterstützt.

## Geologische Verhältnisse

Geologisch befindet sich die untersuchte Grube – im folgenden Grube A genannt (Abb. 2) – im Siegerland-Wied-Distrikt [3]. Der Untergrund wird lokal aus schwach metamorph überprägten devonischen Sedimentgesteinen geringer Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit gebildet, in die steil einfallende Erzgänge eingeschaltet sind. Die Mineralisation der untersuchten Grube besteht aus Siderit (FeCO<sub>3</sub>) mit Mangananteilen von im Mittel 6,67 %. In den oberen Teufen sind die primären Carbonate in Oxide und Hydroxide [Fe(OH)<sub>3</sub>] umgewandelt (z. B. Brauneisenstein, Glaskopf). Der Gang ist hakenförmig ausgebildet und besteht aus zwei Einzelgängen – dem hangenden Gang und dem liegenden Gang. Erschlossen wurde die Erzlagerstätte über zwei Tagesschächte sowie einen

Wetterschacht (Abb. 2). Erzabbau ging bis zur 800-m-Sohle (-466 m NN) um, d. h. ca. 520 m unter Rheinwasserstand auf der Höhe von Neuwied. Die Mächtigkeit der Erzgänge betrug ca. 20 m (hangender Gang) und 5 bis 8 m (liegender Gang). Die horizontale Fläche (Draufsicht) der Erzgänge nahm von der 100-m-Sohle (+235 m NN) mit 860 m<sup>2</sup> auf 4.790 m<sup>2</sup> (600-m-Sohle entsprechend -266 m NN) zu und dann auf 2.060 m<sup>2</sup> (800-m-Sohle entsprechend -466 m NN) ab. Die Erzgänge wurden vollständig abgebaut und anschließend wieder mit Bergematerial rückverfüllt. Hierzu wurden häufig Aufbereitungsrückstände genutzt, aber auch Fremdmaterial kam zum Einsatz und wurde von über Tage über Berge rollen ins Bergwerk eingebracht. Der ausbeißende Erzgang mit den Tagesanlagen des Bergwerkes befindet sich am Hochpunkt einer Wasserscheide bei ca. + 400 m NN. In der Umgebung befinden sich weitere Erzbergwerke (Abb. 2: Gruben B und C), die jedoch nicht annähernd die Bedeutung und Abbautiefe wie die untersuchte Grube erreichten.

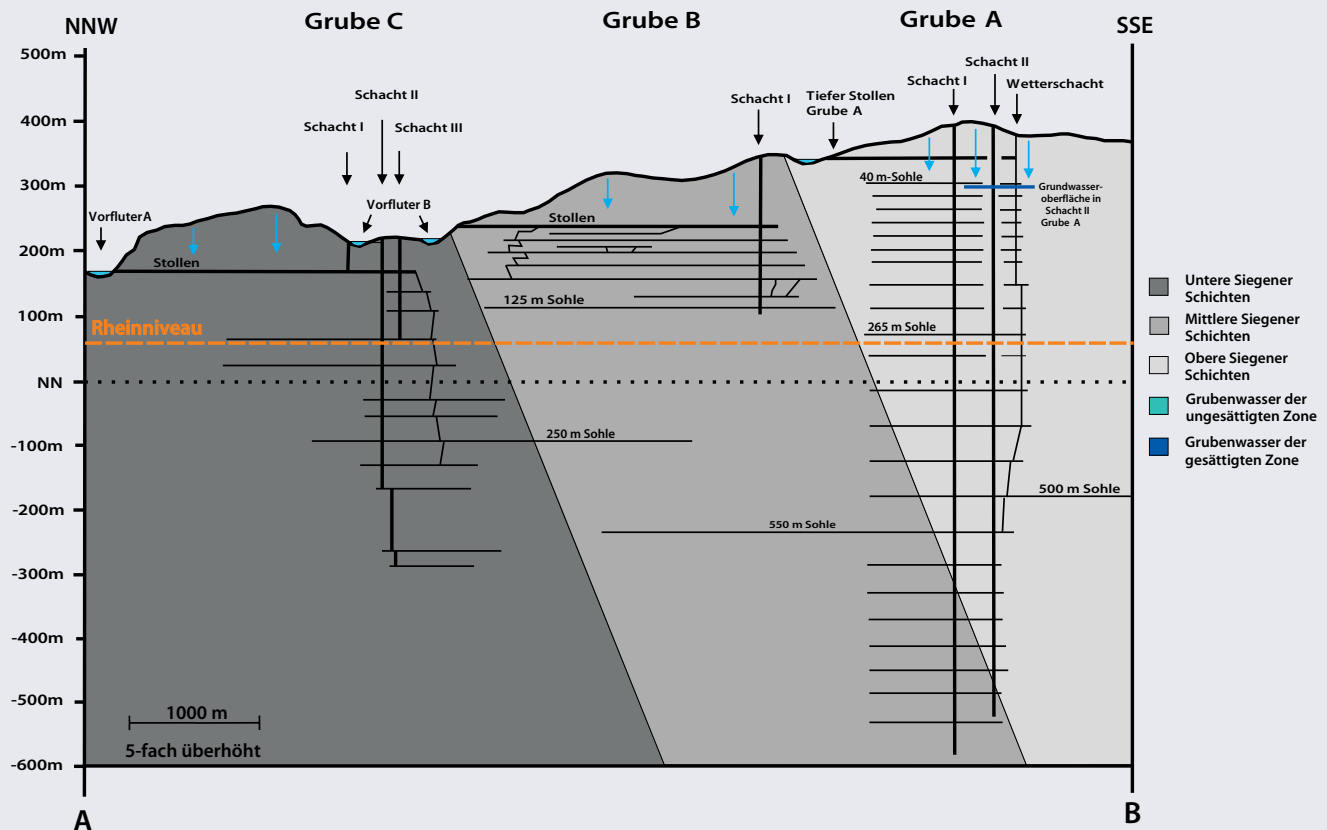


Abb. 2 Geologisch-hydrogeologisches Profil (abgeändert nach Landschreiber, 2010,[10])

### Hydrodynamik gefluteter Grubenbaue

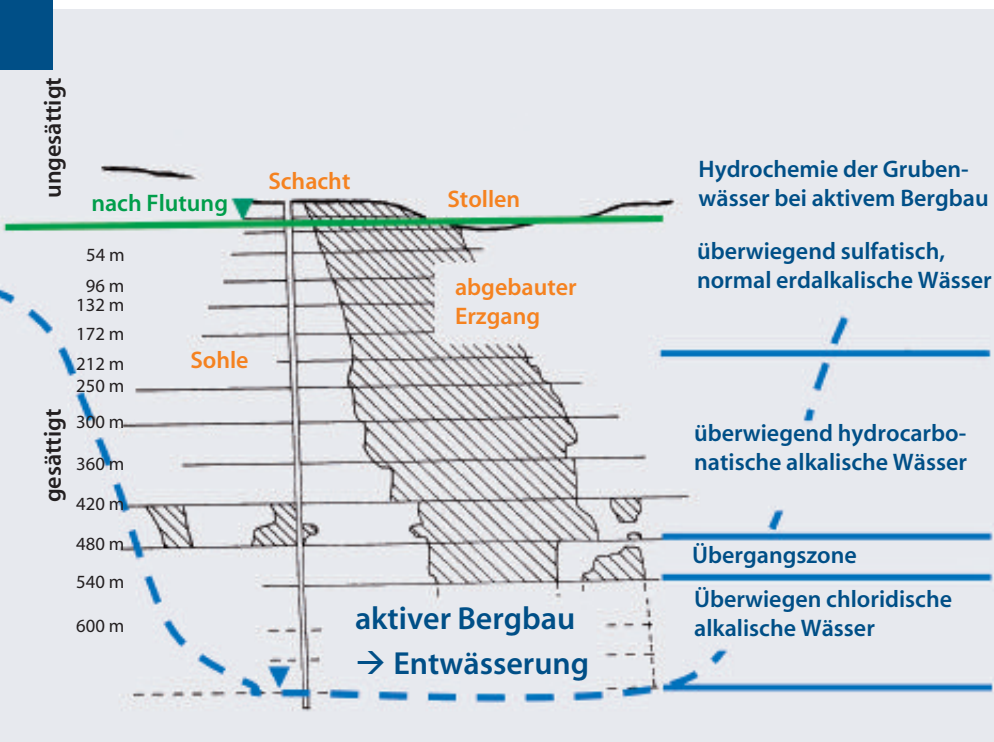
Durch den Abbau von Rohstoffen wird die natürliche Grundwasserdynamik im Bereich von Tage- und Untertagebauen nachhaltig verändert (Abb. 3). In der Mittelgebirgslandschaft des Rheinischen Schiefergebirges wurde üblicherweise ein Tiefer Stollen angelegt. Dieser befindet sich häufig auf dem niedrigst möglichen Niveau (Tal), über das die Grube noch in freiem Gefälle in einen Vorfluter entwässern konnte. Zumeist erfolgt durch den Bergbau eine Absenkung der Grundwasseroberfläche. Während des aktiven Bergbaus geschieht dies durch die Förderung des Grubenwassers. Nach Stilllegung der Gruben wurde auch die Wasserhaltung eingestellt, das Grund-/Grubenwasser stieg

meist bis auf das Niveau des Tiefen Stollens an, tritt dort konzentriert aus und erreicht damit nicht wieder sein ursprüngliches Niveau [2]. Die bergbaubedingten Hohlräume weisen ein wesentlich größeres unterirdisches Wasservolumen auf, als der ursprüngliche ungestörte Aquifer besessen hatte.

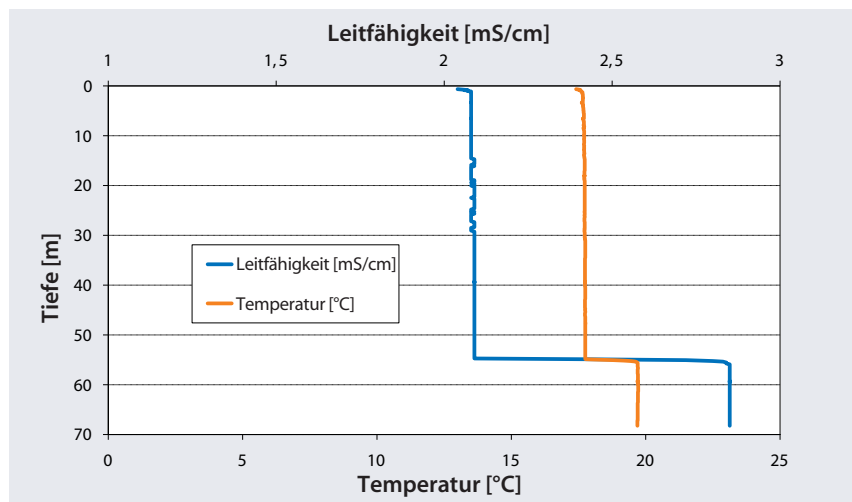
Die Fließvorgänge in einer gefluteten Grube sind meist sehr komplex. Wolkersdorfer (2008, [5]) zufolge können innerhalb einer Grube Darcy-Fluss, Poiseuille-Fluss, konvektiver Fluss und Diffusion nebeneinander auftreten. Die Fließvorgänge innerhalb der Schächte und Tiefbausohlen unterscheiden sich von denen innerhalb der Abbaubereiche und des Nebengesteins. Turbulentes Fließen ist häufig in offen gelassenen

Abschnitten zu beobachten, während rückverfüllte Bereiche eher laminare Strömungen aufweisen. Die Schächte und Tiefbausohlen, die miteinander in Verbindung stehen, stellen ein System kommunizierender Röhren dar, sofern die Dichte des Grubenwassers überall annähernd gleich ist [5]. Innerhalb verbundener Schächte und Stollen können sich Konvektionskreisläufe ausbilden. In Schächten kann es zu freier Konvektion kommen.

Beim Bergbau kann sich die Permeabilität des Gebirges entlang von Abbaubereichen um zwei bis drei Zehnerpotenzen erhöhen. Dies geschieht jedoch nur dort, wo das Gestein aufgrund des Abbaus kollabiert [6]. Im Siegerland findet solch ein Verbruch wegen des



**Abb. 3** Hydrogeologie der Grube Eupel, Siegerland (Schemadarstellung, abgeändert nach Wieber, 1999, [4])



**Abb. 4** Temperatur- und Leitfähigkeitsprofil Schacht II (20.11.2008)

| Geologische Einheit                              | Klassifizierung                  | Gebirgsdurchlässigkeit | Hohlraumvolumen                             |
|--|----------------------------------|------------------------|---|
| devonische Silt- und Tonsteine, geschiefert      | Grundwassergeringleiter (Klüfte) | gering                 | 0,001                                       |
| devonische Sandsteine/ Grauwacken                | Kluftgrundwasserleiter           | gering bis mittel      | 0,01  |
| verfüllte Abbaubereiche                          | Porengrundwasserleiter           | hoch                   | 0,35 bis 0,6                                |
| Schächte, Stollen, nicht verfüllte Abbaubereiche | Hohlräume                        | Hohlräume              | 1,0 (soweit nicht verfüllt oder verbrochen) |

**Tabelle 1** Hydrogeologische Einheiten des gefluteten Bergwerkes (vereinfacht)

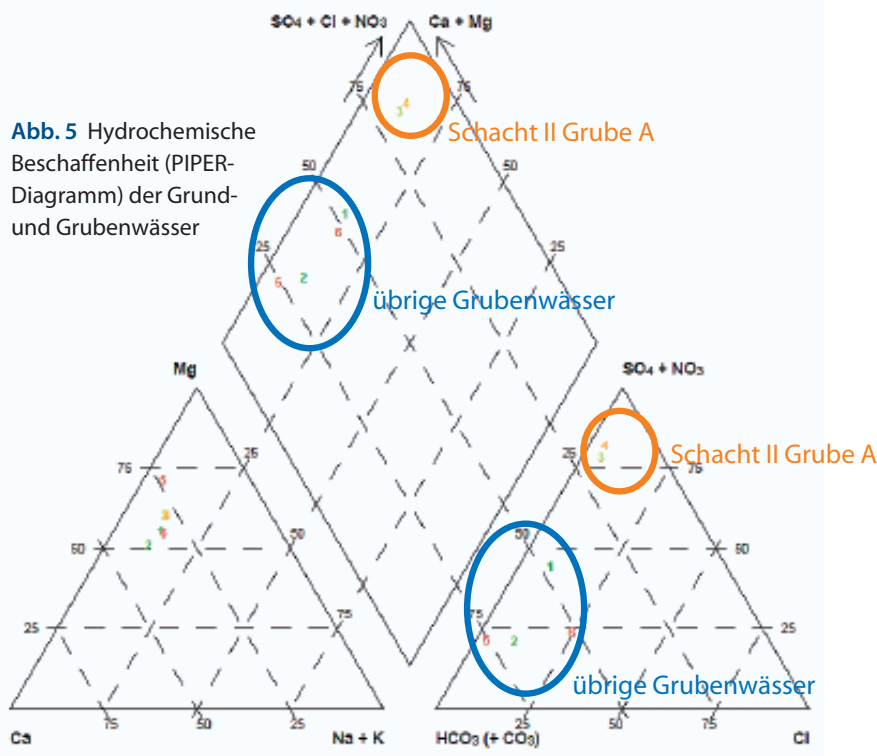
sehr kompetenten Gebirges nur selten statt. Von einer Erhöhung der ursprünglichen Permeabilität ist daher nur in den abgebauten Gangbereichen und auf den Tiefbausohlen selbst auszugehen. Die Permeabilitätsabschätzung für rückversetzte Abbaubereiche in der untersuchten Grube ist schwierig. Bisher wurden generell wenige Untersuchungen in Bezug auf die hydraulische Leitfähigkeit in Grubenbauen durchgeführt. Erste Tracerversuche zur Abschätzung der Fließgeschwindigkeit in gefluteten Gruben wurden unter anderem von Aldous & Smart (1988, [7]) durchgeführt. Sie stellten für wassergefüllte Wegstrecken, Geschwindigkeiten von bis zu 20,8 m/h fest. In vielen gefluteten Gruben wird eine Schichtung innerhalb der Wassersäule beobachtet, die auf Dichteunterschiede innerhalb des Grubenwassers zurückzuführen ist. Dies gilt insbesondere für ehemalige Salzbergwerke, wurde jedoch auch in verschiedenen Erzminen [5] festgestellt (z. B. Reiche Zeche (Erzgebirge) und Niederschlema/Alberoda (Erzgebirge)).

## Hydrogeologie

Der mittlere Niederschlag beträgt im Westerwald 900 bis 1000 mm/a bei einer Jahresmitteltemperatur von 8 °C [8]. Hydrologisch gehört das Untersuchungsgebiet zum Mittelrhein. Kleinere Bachsysteme entwässern das Gebiet über die Wied in den Rhein. Sie werden weitgehend durch Oberflächenabfluss, Interflow sowie Zufluss aus einzelnen Klüften und schwebenden Grundwasserhorizonten lokaler Ausdehnung gespeist. Im ungestörten Gebirge ist nur von einer geringen Grundwasserneubildung und geringen Speicherkapazitäten auszugehen, da die anstehenden devonischen Festgesteine überwiegend Grundwassergeringleiter darstellen. Allerdings besaßen die abgebauten Quarz- und Erzgänge eine höhere Durchlässigkeit und Speicherkapazität. Beim Anfahren der Gänge konnten größere Wassermengen austreten. In der betrachteten Grube A lassen sich vereinfacht die in **Tabelle 1** aufgeführten hydraulischen Einheiten unterscheiden.

Während des aktiven Bergbaus wurde auf der untersuchten Grube eine sehr geringe Wasserführung beobachtet. Beim Abbau auf der 680-m-Sohle mussten

**Abb. 5** Hydrochemische Beschaffenheit (PIPER-Diagramm) der Grund- und Grubenwässer



nur 0,015 m<sup>3</sup>/s Wasser gefördert werden. Nach Abschalten der Wasserpumpen kam es zur Flutung des Grubengebäudes. Das Wasser stieg jedoch nie soweit an, dass es zu einer Entwässerung über den Tiefen Stollen der Grube kam (**Abb. 2**). Für die durchgeführten Untersuchungen

war ausschließlich Schacht II zugänglich. Im Schacht befinden sich jedoch Hindernisse, wie z. B. der Förderkorb und die Förderseile, die mit der Stilllegung gekappt wurden. Die beiden anderen Schächte sind teilverfüllt und durch Betonplatten gesichert.

### Hydrochemische Beschaffenheit der Grubenwässer

Die chemische Beschaffenheit der Grubenwässer wurde einerseits in der Wassersäule des Schachtes II (Grube A), zum anderen in den Tiefen Stollen der umgebenden Gruben untersucht. Die Grubenwässer des Schachtes II (Grube A) wurden zunächst mittels eines Divers (Messgerät zur Datenaufzeichnung unter Wasser) unter kontinuierlicher Messung von Druck (Teufe), Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit befahren. Auf Grundlage der Messergebnisse wurden anschließend die Teufen für die Wasserprobenahmen festgelegt. Die Probenahmen erfolgten mittels Rüthner-Schöpfer. Hierbei wird der Schöpfer geöffnet, auf die gewünschte Tiefe herabgelassen und anschließend durch Herablassen eines Fallgewichtes hermetisch verschlossen. 175 m unter Rasenhängebank (Geländeoberfläche am Schacht) befindet sich ein Hindernis im Schacht, welches eine tiefere Beprobung verhindert. Der Grundwasserflurabstand beträgt etwa 100 m, sodass 75 m Wassersäule untersucht werden konnten. Im ►

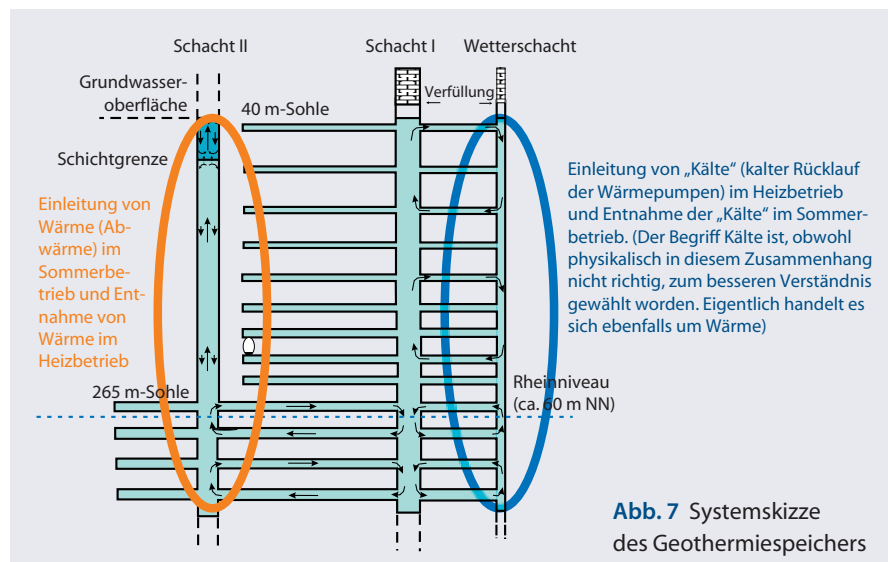
**Abb. 6** Abbau, nicht versetzt mit eingestautem Grubenwasser (Fe-Ausfällungen, Gasblasen)



Schacht weist das Grundwasser eine Schichtung auf (Abb. 4). Die Schichtung ist nicht stabil, sondern veränderte ihre Tiefenlage und Mächtigkeit zwischen den einzelnen Probenahmeterminen.

Zur Ausbildung von Schichtungen im Grund-/Grubenwasser kann es bei Dichteunterschieden kommen. Vorliegend überschichtet geringer mineralisiertes Wasser Grundwasser mit einer höheren Dichte. Die elektrische Leitfähigkeit wurde mit Werten zwischen 1.270  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (obere Schicht) und bis 3.060  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (untere Schicht) bestimmt. Die pH-Werte betragen über sieben und liegen im schwach alkalischen Bereich. Die Wassertemperatur ist in der unteren Schicht höher (18,4 bis 19,7°C) als in der oberen (14,2 bis 18,0°C). Die korrigierten Redox-Potenziale zeigen in der unteren Schicht (104 bis 162 mV) gegenüber der oberen Schicht (>278 mV) tiefere Messwerte auf. Die Sauerstoffgehalte liegen weit unterhalb der Sättigung, in der unteren Schicht generell unterhalb 1 mg/l. Bei einigen Probenahmen wurde Schwefelwasserstoff-Geruch festgestellt.

Die hydrochemische Beschaffenheit der Wasser ist – abgesehen von den Unterschieden in Temperatur und Höhe der Mineralisation – ähnlich (Abb. 5). Hydrochemisch werden sie durch Sulfat und Erdalkalien dominiert, wobei die Gehalte an Magnesium höher sind als die Calciumanteile. Die Spurenelemente zeichnen sich durch erhöhte Eisen- und Mangankonzentrationen aus. Die Eisen-



**Abb. 7** Systemskizze des Geothermiespeichers

und Mangangehalte sind in den Grundwässern der unteren Schicht höher (jeweils um 4 bis 5 mg/l) als in dem überlagernden Grundwasser. Daneben konnten noch Buntmetalle in geringen Konzentrationen nachgewiesen werden.

Die aus den tiefen Stollen austretenden Grubenwässer der benachbarten Gruben unterscheiden sich hydrochemisch signifikant von den in Grube A eingestauten Grundwässern (Abb. 5). Wesentliche Unterschiede sind die deutlich geringeren Mineralisationen, tiefere Temperaturen sowie das Vorherrschen von Hydrogencarbonat gegenüber den anderen Anionen.

Hydrochemische Gleichgewichtsberechnungen für die Grubenwässer der Grube A mittels PHREEQC zeigen, dass die Wasser der tieferen Schicht annähernd im Gleichgewicht zu Gips stehen (SI

Gips = -0,45). Eisen und Mangan kommen in der unteren Schicht gelöst vor (gefiltert ~ ungefiltert). Die mit der Atmosphäre in Kontakt stehenden Wässer der oberen Schicht zeigen hingegen Unterschiede; so liegt Eisen in der gering löslichen 3-wertigen Oxidationsstufe vor und fällt als amorphes Eisenhydroxid aus (Abb. 4).

## Speicherkapazität

Zur Bestimmung des in einem gefluteten Bergwerk eingestauten Wasservolumens gibt es zwei Ansätze. HAMM et al. (2007, [9]) berechnen das Wasservolumen für die Saizerais-Mine (Lorraine, Frankreich) über die Pumpleistung, die zum Entwässern der Grube benötigt wurde, und die Zeit, die bis zur Füllung der Grube verging. Eine Dokumentation des Flutungsvorganges der untersuchten Grube ist den Autoren jedoch nicht bekannt. Daher kann diese Methode

| Geologische Einheit                         | Gebirgs-durchlässigkeit | Hohlraum-anteil | Spezifische Wärmekapazität [MJ/m <sup>3</sup> *K] | Wärme-leitfähigkeit [W/m <sup>3</sup> *K] |
|---|-------------------------|-----------------|---|---|
| devonische Silt- und Tonsteine, geschiefert | gering                  | 0,001           | 2,1 bis 2,4                                       | 2,2                                       |
| devonische Sandsteine und Grauwacken        | gering bis mittel       | 0,01            | 1,6 bis 2,8                                       | 2,3                                       |
| verfüllte Abbaubereiche                     | hoch                    | 0,35 bis 0,6    | 2,4   | 1,8                                       |
| Schächte, Stollen und sonstige Hohlräume    | Hohlräume               | 1,0             |   |   |

**Tabelle 2** Hydrogeologische und geothermische Kennwerte

hier nicht angewandt werden. Ein anderer Ansatz ist die Berechnung des Hohlraumes der Grube. Da Länge und Querschnitt der einzelnen Tiefbausohlen sowie die Ausdehnung der Abbauflächen gut dokumentiert sind, kann ein guter Schätzwert für das eingestaute Wasservolumen gegeben werden. Eine exakte Berechnung ist jedoch nicht möglich, da es keine genauen Angaben über das Maß der Rückverfüllung der Gangbereiche gibt.

Die mittels Lichtlot bestimmten Wasserstände in Schacht II der Grube liegen bei ca. 100 m unter Rasenhängebank. Es wird davon ausgegangen, dass der Wasserstand in der gesamten Grube annähernd dem in Schacht II entspricht. Für die folgende Berechnung des eingestauten Wasservolumens wurde der im November 2008 und Februar 2009 beobachtete Flurabstand von 106 m zugrunde gelegt. Dieser entspricht einer geodätischen Grundwasserhöhe von 292 m NN. Der Vergleich mit einem Schachtschnitt von 1960 macht deutlich, dass die Grube zu diesem Zeitpunkt bis kurz unterhalb

der 40 m Sohle (294 m NN) geflutet ist (Abb. 2). Der Hohlraum der abgebauten Gangfläche, der Tiefbausohlen und der Schächte wurden getrennt voneinander berechnet.

Zur Ermittlung des abgebauten Gangvolumens wurden Angaben zu den auf den einzelnen Tiefbausohlen angebotenen Gangflächen aus Fenchel et al. (1985, [3]) herangezogen. Das Hohlraumvolumen der Abbaubereiche lässt sich daraus unter Berücksichtigung einer Rückverfüllung durch Bergematerial (Younger zitiert in Wolkersdorfer, 2008, [5]) mit ca. 1.000.000 m<sup>3</sup> abschätzen. In dieser Abschätzung ist das Volumen der Schächte und Stollen unter Berücksichtigung der zeitlichen Änderungen der Stollenquerschnitte in Folge unterschiedlicher Vortriebs-techniken mitberücksichtigt.

## Geothermische Potenziale und Nutzungsmöglichkeiten

Das Grubenwasser der Grube A hat eine Temperatur von über 19 °C. Nach den Berechnungen sind insgesamt etwa

1 Mio. m<sup>3</sup> Wasser im Grubengebäude eingestaut. Aufgrund der Literaturangaben zur Wasserhaltung während der aktiven Wasserhaltung, den geologisch-hydrogeologischen Verhältnissen sowie den hydrochemischen Verhältnissen (Gleichgewicht zu Gips) ist von einem Stagnationswasser auszugehen. Durchlässigere Horizonte scheinen erst in Teufen von <105 m vorhanden zu sein.

Die erhöhte Grundwassertemperatur ist durch die enorme Mächtigkeit des durch den Bergbau geschaffenen, künstlichen Aquifer bedingt. Die Grube reicht bis in eine Tiefe von ca. 900 m unter GOK, wo – dem durchschnittlichen geothermischen Gradienten zufolge – Temperaturen von etwa 37 °C herrschen (bei Annahme einer Oberflächentemperatur von 10 °C). Die hydraulische Verbindung in die Tiefe und der konvektive Transport von Wärme in Flüssigkeiten führt zu der relativen Erwärmung des gesamten, eingestauten Grundwassers. Die Temperatur von >19 °C macht eine Nutzung des Grubenwassers zur Beheizung von Gebäuden möglich. ►

Über Wärmepumpen kann dem Wasser Energie entzogen werden. Bei einer einmaligen Abkühlung des gesamten eingestauten Grubenwassers (Gesamtmenge ca. 1 Mio. m<sup>3</sup>) auf ca. 4 °C (ΔT 15K) kann eine Energiemenge von mehr als 17 GWh gewonnen werden.

$$E = m \cdot c \cdot \Delta T$$

Mit:

E: Energie [J = Ws],

m: Masse [kg],

c: Wärmekapazität von Wasser  
[= 4,1826 J/(gK)] und

T: Temperaturdifferenz [K].

Bei einer angenommenen Jahresheizarbeit von 10 MWh/a für ein Einfamilienhaus könnten rd. 1.700 Einfamilienhäuser ein Jahr lang beheizt werden. Die Regeneration des Untergrundes durch Wärmezufuhr aus dem Erdinnern und den Wärmeeinträgen durch Niederschläge, direkte Sonneneinstrahlung und seitlichen Grundwasserzuflüssen wird bei diesen Betrachtungen zunächst einmal vernachlässigt. Um dieses nachhaltige Wärmepotenzial zu verdeutlichen, wurde mit einer Wärmeentnahmesimulation mittels EED (Earth Energy Designer, numerisches Simulationsprogramm) berechnet, welche Wärmemenge nachhaltig über 100 Betriebsjahre bei konservativen Annahmen auf einer Fläche von 400 x 400 m mittels 400 jeweils 120 m tiefen Erdwärmesonden entnommen werden kann. Bei einem Abstand von 20 m zwischen den einzelnen Erdwärmesonden kann eine Wärmemenge von rd. 2 GWh/a bei einer Jahresarbeitszahl der Wärmepumpenanlage von vier entnommen werden.

In dem Bergwerk ist aktuell ein immenses geothermisches Reservoir vorhanden, der kontinuierliche Wärmefluss aus dem Untergrund in das Grubenwasser kann jedoch durch Wärmeeinleitung zusätzlich optimiert werden. In Anlehnung an VDI 4640 ist von folgenden Kennwerten auszugehen (Tab. 2).

Eine lang andauernde intensive geothermische Nutzung auf dem beschriebenen hohen Temperaturniveau von 19 °C erscheint nicht gesichert. Um die Effizienz der Anlage zu steigern, haben die Arbeiter die Einrichtung eines Wärme-

speichers vorgeschlagen. Dazu soll Abwärme, z. B. aus industriellen Kühlprozessen oder Gebäudekühlung, in das Bergwerk eingebracht werden. Eine mögliche Variante ist in **Abbildung 7** dargestellt.

Im vorliegenden Fall bestehen nach derzeitiger Beurteilung günstige Verhältnisse, da ein weitgehend geothermisch isoliertes System vorliegt. Da es sich weitgehend um Standwasser handelt, ist ein Austrag von Wärme durch Grundwasser nicht anzunehmen. Es handelt sich vereinfacht um eine unterirdische „Thermoskanne“. Derzeit laufen Bestrebungen, wärmeproduzierendes Gewerbe im Umfeld des gefluteten Bergwerkes anzusiedeln. Alternativ könnte auch überschüssige Wärme aus solarthermischen Anlagen eingeleitet werden. Ferner ist zu prüfen, ob möglicherweise Photovoltaikanlagen mit Kühlung zur Effizienzsteigerung der Stromerzeugung mit dem Grubenwasser gekühlt werden könnten. Damit würde die überschüssige Wärme in das Grubenwasser geleitet. Sobald die weitere Vorgehensweise absehbar ist, sollen zusätzliche hydrogeologische Untersuchungen (Pump- und Tracerversuche) sowie Modellierungen die Eignung des Standortes nachweisen.

## Literatur

- [1] Döring, M. (1999): Eisen und Silber – Wasser und Wald; Gruben, Hütten und Hammerwerke im Bergbaurevier Müsen, 226 S., Kreuztal.
- [2] Wieber, G. & Ofner, C. (2008): Geothermische Potenziale gefluteter Bergwerke. – In: bbr Jahresmagazin 12/2008, S. 72-77
- [3] Fenchel, W. (Hg.); Gies, H.; Gleichmann, H.-D.; Hellmund, W.; Hentschel, H.; Heyl, K. E.; Hüttenhain, H.; Langenbach, U.; Lippert, H.-J.; Lusznat, M.; Meyer, W.; Pahl, A.; Rao, M. S.; Reichenbach, R.; Stadler, G.; Vogler, H. & Walther, H. W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagerstätten: 1. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum). Die Sideritergänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geologisches Jahrbuch Reihe D, Bd. 77, S. 517 Stuttgart (Schweizerbart).
- [4] Wieber, G. (1999): Die Grubenwässer des ehemaligen Blei-, Zink-, Kupfer- und Quecksilber-Erzbergbaus an Beispielen des westlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Saar-Nahe-Senke: Hydraulik, hydrochemische Beschaffenheit und umweltgeologische Bewertung. – Habilitationsschrift, Justus-Liebig-Universität; Gießen.

[5] Wolkersdorfer, C. (2008): Water management at Abandoned Flooded Underground Mines – Fundamentals, tracer tests, modelling, water treatment, Berlin (Springer).

[6] Younger, P. L. & Lapierre, A. (2000): Uisge Meinne: mine water hydrogeology in the Celtic lands – from Kernow (Cornwall, UK) to Ceap Brettain (Cape Breton, Canada). – Special publication, Geological Society London, 182: S. 35-52, London.

[7] Aldous, P. J. & Smart, P. L. (1987): Tracing groundwater movement in abandoned coal mined aquifers using fluorescent dyes. – In: Ground Water, 26 (2): S. 172-178, Worthington.

[8] LUWG – Landesamt Für Umwelt, Wasserwirtschaft Und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (Hrsg.); (2005): Hydrologischer Atlas Rheinland-Pfalz. – Mainz.

[9] Hamm, V.; Collon-Drouaillet, P.; Fabriol, R. (2007): Two modeling approaches to water-quality simulation in a flooded iron-ore mine (Saizerais, Lorraine, France): A semi-distributed chemical reactor model and a physically based distributed reactive transport pipe network model, in: Journal of Contaminant Hydrology, 96: S. 97-112; Amsterdam (Elsevier).

[10] Landschreiber, K. (2010): Hydrogeologische Untersuchungen im Umfeld einer Grube im Westerwald, Mainz (Dipl.-Arb., unveröff.)

Abbildungen: Abb. 1, 6: Stefan Pohl, alle anderen: Wieber

## Autoren:

Prof. Dr.-habil. Georg H. E. Wieber

Dipl.-Geol. Katharina Landschreiber

Dipl.-Geol. Stefan Pohl

Dipl.-Geol. Christiane Streb

Johannes Gutenberg-Universität Mainz

Institut für Geowissenschaften,

Angewandte Geologie

Becherweg 21

55099 Mainz

Tel.: 0160 6852281

Fax: 06131 39-23863

E-Mail: wieber@uni-mainz.de

Internet: www.angewandte.geo.uni-mainz.de

Prof. Dr.-habil. Georg H. E. Wieber

Institut für geothermisches

Ressourcenmanagement (igem)

Berlinstr. 107 a

55411 Bingen

Tel.: 0160 6852281

Fax: 06721 9842429

E-Mail: wieber@igem-energie.de

Internet: www.igem-energie.de

