

Technische Universität Bergakademie Freiberg
Institut für Geologie
Lehrstuhl für Hydrogeologie



Modellierung des Wärmetransports im Umfeld eines Grubengebäudes mittels FEFLOW

Diplomarbeit

von

Sandra Pester geb. Kahl

Betreuer: Prof. B. Merkel (TU Bergakademie Freiberg)
Dr. Szymczak (G.E.O.S. Freiberg)

Inhaltsverzeichnis

Eidesstattliche Erklärung	3
1 Danksagung	4
2 Zusammenfassung	5
3 Einleitung.....	6
3.1 Zielstellung / Aufgabenstellung	6
3.2 Datenlage.....	6
4 Bearbeitungsgebiet	7
4.1 Gebietsbeschreibung	7
4.1.1 Topographische Einordnung / Geographische Lage	7
4.1.2 Geologie.....	8
4.1.3 Hydrogeologie	10
4.2 Grubengebäude Schlema	11
4.2.1 Geschichtliche Entwicklung.....	11
4.2.2 Auffahrungen und Grubengeometrie.....	12
4.2.3 Flutung	14
4.2.4 Wärmeanomalie „Grube“.....	17
5 Grundlagen.....	18
5.1 Geothermie	18
5.1.1 Erdwärmeangebot.....	18
5.1.2 Nutzungsmöglichkeiten	19
5.1.2.1 Oberflächennahe Erdwärmemenutzung	20
5.1.2.2 Hydrothermale Erdwärmemenutzungssysteme	21
5.1.2.3 Erdwärmemenutzung mit tiefen Erdwärmesonden	22
5.1.2.4 Nutzung heißer, trockener Gesteinsschichten (HDR)	23
5.1.3 Geothermie in Deutschland.....	24
5.1.4 Geothermische Situation im Bearbeitungsgebiet	26
5.1.5 Mögliche Sondenleistung	27
5.2 FEFLOW	29
6 Modellierung.....	30
6.1 Vorarbeiten für die Modellierung	30
6.2 Modellierung.....	32
6.2.1 Aufbau und Test des Modells.....	32
6.2.1.1 Grundmodell für stationäre Wärmeleitung.....	33

6.2.1.2	Grundmodell für stationäre Grundwasserströmung	36
6.2.1.3	Grundmodell für stationäre Wärmeleitung und Grundwasserströmung.....	39
6.2.2	Erweiterung zum 3D-Modell.....	39
6.2.3	k_f -Wert-Anpassung im 3D-Modell.....	42
6.2.4	Kalibriertes 3D-Modell.....	44
6.2.5	Temperaturfeld.....	46
6.2.6	Wärmeabgriff durch Sonden	52
7	Diskussion der Ergebnisse	55
8	Verzeichnisse	60
8.1	Literaturverzeichnis	60
8.2	Abkürzungsverzeichnis	63
8.3	Abbildungsverzeichnis.....	64
8.3	Tabellenverzeichnis.....	65
8.4	Anlagenverzeichnis	66

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Sandra Pester

1 Danksagung

Ich möchte meinen Gutachtern Herrn Prof. Dr. Broder Merkel (TU Bergakademie Freiberg) und Herrn Dr. Peter Szymczak (G.E.O.S. Freiberg) für die Betreuung, die vielfältige Unterstützung, die nützlichen Anregungen und kritischen Hinweise danken, welche zum Gelingen der vorliegenden Arbeit beigetragen haben.

Mein besonderer Dank gebührt Herrn Matthias Gräber (G.E.O.S. Freiberg) für die Einweisung und Hilfestellung bei der Modellierung mit dem Programm FEFLOW und für die vielen hilfreichen Gespräche.

Weiterhin bedanke ich mich bei:

- Herrn Dr. Horst Richter (G.E.O.S. Freiberg) für die Idee zum Thema dieser Arbeit,
- Herrn Dr. Jürgen Meyer, Herrn Frank Pelz und Herrn Dr. René Kahnt (Wismut GmbH) für die Diskussionen und die Bereitstellung von Daten und Informationen zur Grube Schlema-Alberoda,
- Herrn Dr. Bernd Zernke (G.E.O.S. Freiberg) für die zur Verfügung gestellten Unterlagen,
- Frau Sigrid Rösner und Herrn Thomas Börner (G.E.O.S. Freiberg) für fachlichen Gespräche und Motivation,
- Herrn Dr. Christian Wolkersdorfer für die hilfreichen Hinweise, Informationen und Denkanstösse bezüglich des Bearbeitungsgebietes Schlema.

Ein großes Dankeschön gilt meinen Eltern, Karin und Bernd Kahl, die mir dieses Studium ermöglicht und mich fortwährend unterstützt haben und meiner Schwester Corina Kahl für ihren Beitrag.

Bei meinem Mann Sebastian Pester und meiner Tochter Lillian Helena bedanke ich mich besonders für die fortwährende Motivation.

Außerdem möchte ich mich noch bei meinen Freundinnen Astrid Hesse, Dorit Gehlert, Franziska Kunth, Claudia Zimmermann und Sandra Reinnicke für ihre individuelle Unterstützung bedanken.

2 Zusammenfassung

Im Bergwerk Schlema-Alberoda, dass bis in ca. 2000 m Teufe reicht, hat das Flutungswasser derzeit eine Temperatur von ca. 30 °C. Durch diese Temperaturabweichung vom geothermischen Gradienten, sowohl im oberflächennahen als auch im tiefen Bereich, bildet die Grube im Erzgebirge eine signifikante Temperaturanomalie anthropogenen Ursprungs. In dieser Arbeit wurde untersucht, ob diese Gegebenheit zur geothermischen Energiegewinnung genutzt werden kann. Da eine Nutzung des Grubenwassers nicht untersucht werden sollte, wurde das unverritzte Umfeld des gefluteten Grubengebäudes unter Berücksichtigung des Wärmetransports durch Wärmeleitung und Konvektion in einem 3D-FEFLOW-Modell betrachtet.

Über die Grube Schlema-Alberoda standen dafür Daten in Form von Zuflussmessungen vor und während der Flutung und Temperaturwerte des Grubenwassers zur Verfügung.

Als Basis für den Modellaufbau mit FEFLOW dienten ein sehr stark vereinfachter Grubenriss der Lagerstätte und ein abstrahiertes kreisförmiges Einzugsgebiet. Die Funktionalität des Modells wurde durch analytische Vergleichsrechnungen für je ein Grundmodell der stationären Wärmeleitung und der stationären Grundwasserströmung nachgewiesen. Im erweiterten 3D-Modell erfolgte eine sehr umfangreiche k_f -Wert-Anpassung auf Grundlage der gegebenen Zuflusswerte aus der Grube vor der Flutung.

Für das kalibrierte Modell wurde die Berechnung des Temperaturfeldes über einen Betriebszeitraum von 55 Jahren durchgeführt, wobei die Ausdehnung der Wärmeanomalie im Gebirge nur sehr gering war.

Der mit FEFLOW simulierte Wärmeabgriff an zwei verschiedenen Positionen zeigte, dass die Nutzung der Grube mit Hilfe einer Sonde im unmittelbaren Umfeld als geothermische Energiequelle gegenüber unbeeinflusstem Gebiet langfristig keinerlei Vorteile bringt. Eine Nutzung des Wärmepotentials aus dem Grubenwasser selbst könnte sich als viel effektiver herausstellen.

Der Simulator FEFLOW ist für die Anwendung auf geothermische Projekte geeignet, wobei die Auswirkung von großen geohydraulischen Gradienten und freien Oberflächen auf die Exaktheit des Gleichungslösers eine große Rolle spielen.

3 Einleitung

3.1 Zielstellung / Aufgabenstellung

Das geflutete Bergwerk Schlema-Alberoda stellt mit seinem ca. 30 °C warmen Grubenwasser eine signifikante Temperaturanomalie im Erzgebirge dar, deren mögliche Nutzung zur Erdwärmegewinnung in dieser Arbeit untersucht werden sollte. In einer Planstudie soll die Wärmeversorgung einiger Gebäudekomplexe in Schlema durch Erdwärme erfolgen, dabei stellte sich die Frage nach der optimalen Abgriffsvariante der im Untergrund vorhandenen Energie. Eine negative Beeinflussung der laufenden Grubenflutung durch direkte Förderung und damit eine unmittelbare Nutzung des Grubenwassers war von vorn herein auszuschließen.

Ziel war es für die Untersuchung der Nutzungsszenarien für Erdwärme im unverritzten Umfeld eines gefluteten Grubengebäudes unter Berücksichtigung des Wärmetransports durch Wärmeleitung und Konvektion ein 3D-Modell mit dem Simulator FEFLOW zu erstellen. Dieses Modell sollte die durch den Bergbau entstandene Wärmeanomalie im Gebirge und deren Ausbreitung darstellen, wobei die physikalischen Haupteigenschaften des Grubengebäudes einzubeziehen waren. Mit dem Modell sollten dann die dauerhafte Gewinnbarkeit der benötigten Wärmeleistung untersucht und eine Aussage über die umsetzbaren Möglichkeiten für Erdwärmegewinnung in Schlema getroffen werden, dabei war der Abgriff der Wärmeenergie in verschiedenen Varianten der geothermischen Nutzung zu modellieren.

Wesentlicher Inhalt der Arbeit war die Anwendbarkeit des Simulators FEFLOW auf geothermische Projekte im Umfeld gefluteter Grubenbaue.

3.2 Datenlage

Für den Aufbau des Modells standen Daten von G.E.O.S. Freiberg Ingenieurgesellschaft mbH und der Wismut GmbH aus Berichten und persönlichen Gesprächen mit Mitarbeitern der jeweiligen Firmen zur Verfügung, die so weit wie möglich in der Modellierung umgesetzt wurden. Da das Hauptaugenmerk auf der Modellierung mit FEFLOW lag, wurden örtliche Gegebenheiten etc. nicht detailgetreu nachgebildet sondern zum Teil stark abstrahiert.

4 Bearbeitungsgebiet

Im Abschnitt zum Bearbeitungsgebiet folgen sowohl die Vorstellung des Gebietes als auch des Grubengebäudes Schlema.

4.1 Gebietsbeschreibung

Unter dem Punkt Gebietsbeschreibung werden nähere Angaben zur topographischen Einordnung, Geologie und Hydrogeologie des Bearbeitungsgebietes gemacht.

4.1.1 Topographische Einordnung / Geographische Lage

Die Lagerstätte Schlema-Alberoda liegt ca. 28 km südwestlich von Chemnitz, im Erzgebirge im Landkreis Aue-Schwarzenberg des Freistaates Sachsen (Abbildung 1). Das Bergaugebiet dehnt sich im Osten bis nach Lößnitz, im Südosten bis nach Aue, im Südwesten bis nach Schneeberg und im Norden bis nahe Hartenstein aus (Anlage 1); innerhalb liegen Schlema und Alberoda und Teile von Schneeberg, Aue, Niederlößnitz und Wildbach (WOLKERSDORFER 1996).



Abbildung 1: Lagekarte von Schlema-Alberoda (nach TK 1:100.000)

Die Halde 310 zwischen Schneeberg und Wildbach ist mit 532,4 m NN der höchste Punkt, der tiefste Punkt mit 312,4 m NN die Zwickauer Mulde am Nordrand des Betrachtungsgebietes (WOLKERSDORFER 1996). Es wird von der von Süden nach Norden fließenden Zwickauer Mulde und ihren Nebenflüssen (Schlemabach, Alberodaer Bach, etc.) durchflossen, die sich in die Hochflächen eingeschnitten haben und somit ein deutliches Relief schaffen (G.E.O.S. 1997).

4.1.2 Geologie

Das Erzfeld Schneeberg-Schlema-Alberoda, zu welchem die Lagerstätte Schlema-Alberoda zählt, liegt am Nordwest-Rand der Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Antiklinale in der Saxothuringischen Zone des variszischen Gebirges. In der Südwest-Nordost, also erzgebirgisch, verlaufenden Lößnitz-Zwönitzer-Zwischenmulde (Abbildung 2) sind in die ordovizischen Schiefer der Erzgebirgs-Nordrandzone (Phyllite, phyllitische Tonschiefer mit quarzitischen Einlagerungen) überwiegend Gesteine des Silurs und Devons eingefaltet (Kieselschiefer, Tonschiefer). Die hydrothermalen Ganglagerstätten des Erzfeldes sind im Kreuzungsbereich der genannten Muldenstruktur und der Nordwest-Südost streichenden Gera-Jachymov-Störungszone (Neudeck-Crimmitschauer-Störung) ausgebildet. Die Erzgänge der Lagerstätte treten vor allem dort auf, wo die Gesteine durch Granitinusionen im Variszikum kontaktmetamorph verändert wurden (BÜDER & SCHUPPAN 1992).

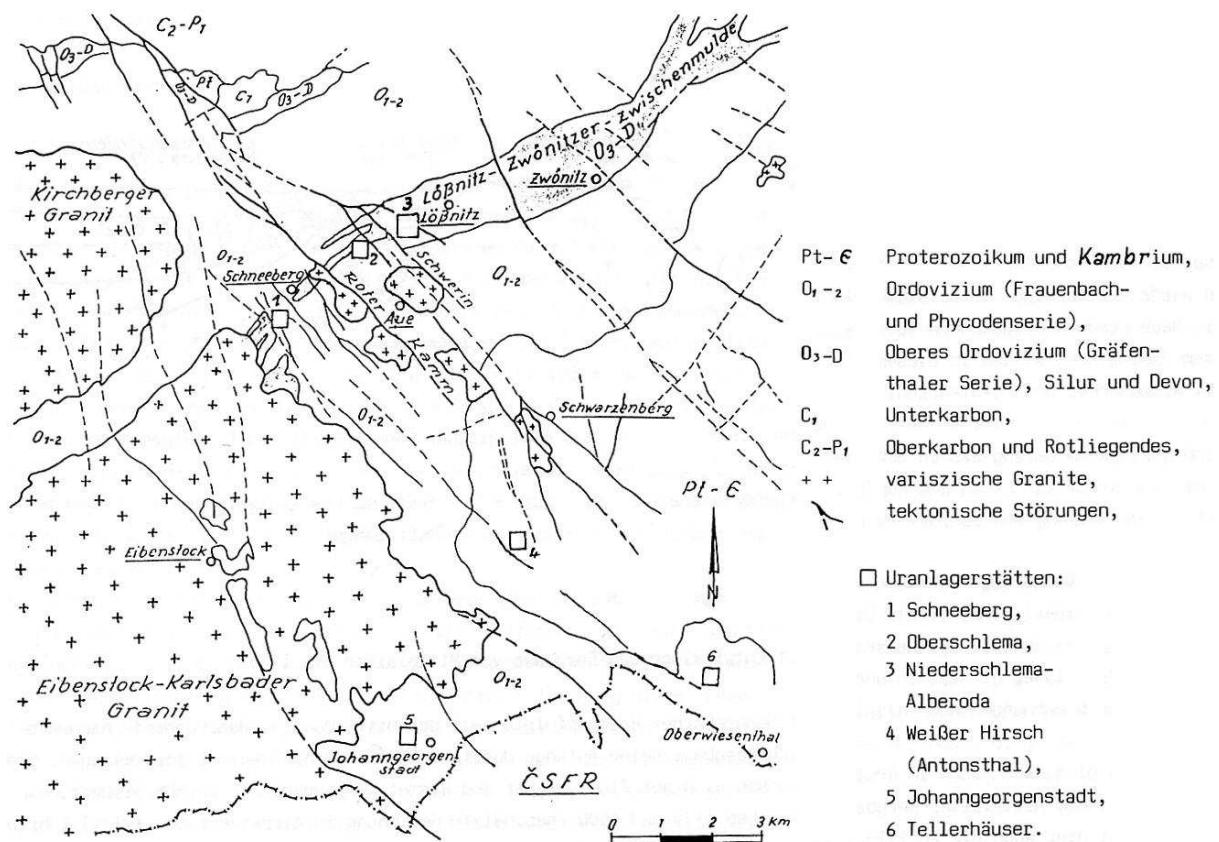


Abbildung 2: Schematische geologische Karte des Westerzgebirges (BÜDER & SCHUPPAN 1992)

Im Südwesten wird die Lößnitz-Zwönitzer-Zwischenmulde durch das Eibenstocker Granitmassiv abgeschnitten, das hier die Begrenzung des Erzfeldes bildet. Dieses Massiv wird altersmäßig hauptsächlich der Wende Oberkarbon/Unterperm zugeordnet und zählt somit zum so genannten jüngeren Erzgebirgsgranit. Die weiter nordöstlich aufgeschlossenen kleineren Granitkuppen werden dem älteren Gebirgsgranit des Oberkarbons zugeordnet. Diese Kuppen des Gleesberg-Granit und des Granit von Aue verbinden sich in ca. 400 m Teufe zu einem einheitlichen Granitmassiv, durch welches das Erzfeld zum Teil unterbrochen bzw. in der Teufe begrenzt wird. Die Nordost-Begrenzung des Erzfeldes bildet den Umriss des äußeren Kontakthofes dieses Massivs in den umliegenden Gesteinen (BÜDER & SCHUPPAN 1992).

Das Erzfeld wird durch die Nordwest-Südost streichenden tektonischen Störungen (Teilstrukturen der Gera-Jachymov-Störungszone) in drei (Teil-) Lagerstätten unterteilt (Abbildung 3): Die Lagerstätte Schneeberg erstreckt sich im Südwesten des Erzfeldes vom Eibenstocker Granitmassiv bis zur Störung „Roter Kamm“ an der Nordost-Flanke des Gleesberg-Granits. Bis zur Störung „Schwerin“ schließt sich die

Lagerstätte Oberschlema an und im Nordosten folgt die Lagerstätte Niederschlema-Alberoda (BÜDER & SCHUPPAN 1992).

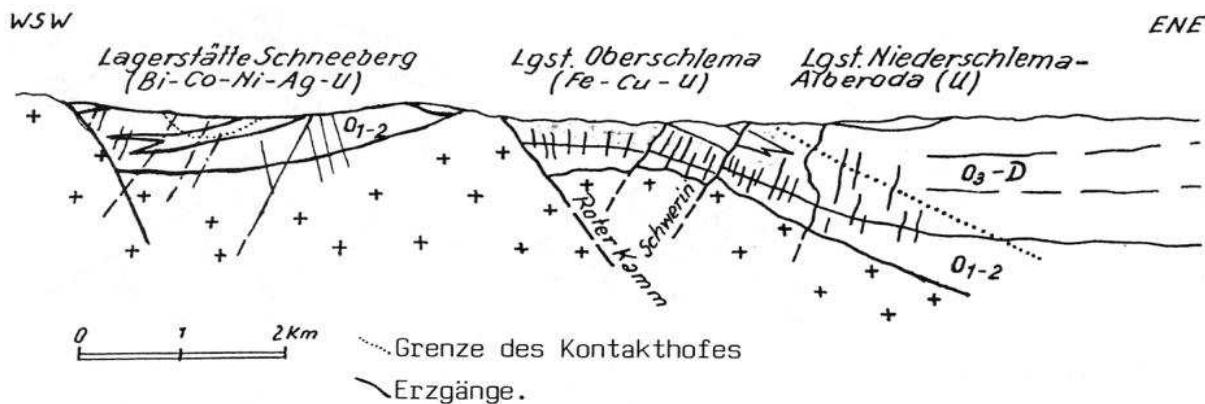


Abbildung 3: Schematisierter geologischer Längsschnitt des Erzfeldes (Legende siehe Abbildung 2; BÜDER & SCHUPPAN 1992)

4.1.3 Hydrogeologie

Das Erzgebirge, und somit auch das darin liegende Gebiet um die Grube Schlema-Alberoda, wird hydrogeologisch als Kluftgrundwasserleiter-System betrachtet (JORDAN & WEDER 1995).

In den plutonischen und metamorphen Gesteinen im Gebirge stellen vor allem Störungen, Klüfte, Spalten und Erzgänge Wasserwegsamkeiten dar, in sehr untergeordneten Mengen fließt das Wasser auch im ungestörten Gestein und in Mikrorissen. Auf dem kristallinen Gebirge liegen Böden und Schuttdecken auf, die im Vergleich zum unverwitterten Gestein eine sehr viel größere Durchlässigkeit besitzen (WOLKERSDORFER 1996).

Da das Bearbeitungsgebiet durch den Bergbau maßgeblich beeinflusst wurde, kommen noch weitere Fließwege hinzu. Für das Sicker- und Flutungswasser hat WOLKERSDORFER (1996) folgende Wasserwegsamkeiten mit abnehmender Durchlässigkeit aufgelistet (vergleiche Abbildung 4):

- Strecken, Schächte, Überhauen
- Auflockerungszonen
- Klüfte, Störungen, Erzgänge
- Schichtfugen, Bankungsfugen, Schieferungsfugen
- Mikrorisse
- Gestein

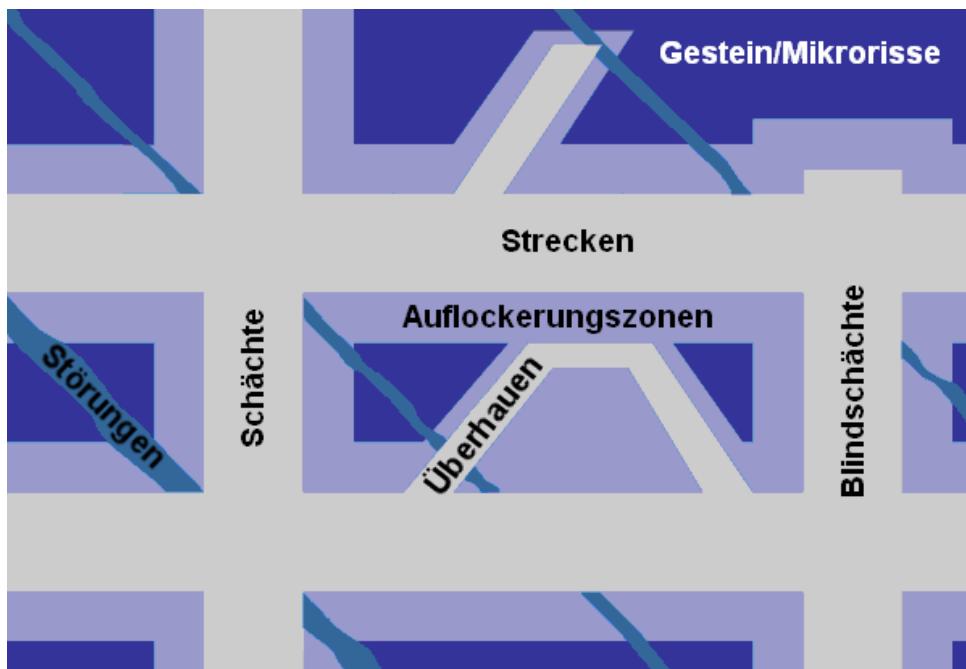


Abbildung 4: Prinzipdarstellung der Wasserwegsamkeiten in einem Bergwerk (Saigeriß; WOLKERSDORFER 1996)

4.2 Grubengebäude Schlema

Im folgenden Abschnitt werden die geschichtliche Entwicklung, Auffahrungen und Grubengeometrie sowie die Flutung der Grube und die daraus hervorgehende Wärmeanomalie näher beschrieben.

4.2.1 Geschichtliche Entwicklung

Seit dem 15. Jahrhundert erfolgte nachweislich im Schneeberger Raum Silberbergbau und in Oberschlema Eisen- und Kupferbergbau. Bereits zu dieser Zeit wurde der Markus-Semmler-Stollen, der das gesamte Schlematal durchzieht, als Entwässerungsstollen angelegt. Die ersten bergbaulichen Tätigkeiten dürften allerdings noch weiter zurückgehen. In der Zeit bis Mitte des 20. Jahrhunderts wurden im Erzfeld Schneeberg-Schlema-Alberoda des Weiteren noch Wismut, Kupfer, Zinn, Kobalt und Nickel abgebaut. Außerdem wurden die radonhaltigen Wässer der Lagerstätte Oberschlema ab 1910 mit der Errichtung eines Radiumbades für Heilzwecke genutzt ([www_1](#), BÜDER & SCHUPPAN 1992 & WISMUT GMBH 1999).

Im Herbst 1945 begannen die ersten Erkundungsarbeiten sowjetischer Geologen nach Uran. In alten Auffahrungen wurde Uranerz entdeckt und ab 1946 begann der Abbau, der in der Lagerstätte Niederschlema-Alberoda bis 1990 anhielt (BÜDER & SCHUPPAN 1992 & WOLKERSDORFER 1996).

4.2.2 Auffahrungen und Grubengeometrie

In der Grube Schlema-Alberoda, zu der die Teillagerstätten Oberschlema und Niederschlema-Alberoda gehören (G.E.O.S. 2001), wurden 50 Hauptsohlen und insgesamt etwa 4150 km Strecke aufgefahren (BÜDER & SCHUPPAN 1992 & WOLKERSDORFER 1996). Dabei beläuft sich der flutbare Hohlraum auf ca. 35,6 Mio m³ und die maximale Ausdehnung der Grube erreicht von Ost nach West ca. 8,4 km und von Nord nach Süd ca. 4,8 km (G.E.O.S. 2001). Einen sehr stark vereinfachten Grubenriss, der auch als Grundlage für die Modellierung in dieser Arbeit genutzt wurde, zeigt Abbildung 5.

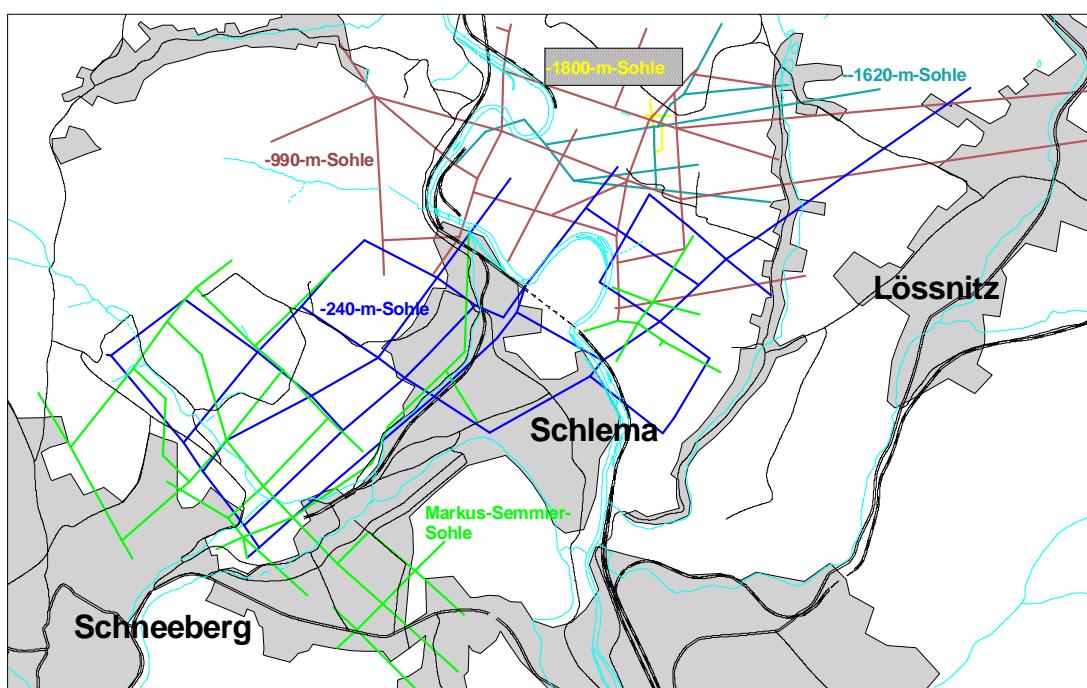


Abbildung 5: Sehr stark vereinfachter Grubenriss der Lagerstätte Schlema-Alberoda mit der farbigen Darstellung vereinzelter Sohlen (PELZ 2004)

In der Grube Schlema-Alberoda wurde das 0 m-Niveau auf der Hauptstollensohle des Bergbaugebiets Schlema-Schneeberg, der Markus-Semmler-Sohle bei 332,0 m NN festgelegt. Alle Sohlen unterhalb haben ein negatives Vorzeichen vor der

Höhendifferenz zum 0 m-Niveau, alle Sohlen oberhalb ein positives (Tabelle 1; G.E.O.S. 2001).

Tabelle 1: NN-Höhen ausgewählter Sohlen der Grube Schlema-Alberoda (G.E.O.S. 2001)

Sohlenbezeichnung	NN-Höhe	Sohlenbezeichnung	NN-Höhe
+60-m-Sohle	+392,0 m NN	-240-m-Sohle	+92,0 m NN
+30-m-Sohle	+362,0 m NN	-390-m-Sohle	-58,0 m NN
Markus-Semmler-Sohle (0 m)	+332,0 m NN	-540-m-Sohle	-208,0 m NN
-30-m-Sohle	+302,0 m NN	-546-m-Sohle	-214,0 m NN
-60-m-Sohle	+272,0 m NN	-990-m-Sohle	-658,0 m NN
-90-m-Sohle	+242,0 m NN	-1800-m-Sohle	-1468,0 m NN
-120-m-Sohle	+212,0 m NN		

In der Betriebsperiode nach 1945 wurden neue Blind- und Tagesschächte unterschiedlicher Teufe aufgeschlossen, aus denen die einzelnen Sohlen aufgefahren wurden. Oberhalb der -540-m-Sohle hatten die Sohlen einen Abstand von 30 m, unterhalb wurde er auf 45 m vergrößert. Der Aufschluss der Lagerstätte erfolgte in so genannten Kaskaden – in Schritten von je 250-350 m Teufe (BÜDER & SCHUPPAN 1992). Die Zuordnung der einzelnen Sohlen zu den jeweiligen Kaskaden ist in Tabelle 2 dargestellt. Als Abbauverfahren wurde Firstenstoßbau mit Versatz angewandt, wobei der Abbauhohlraum mit Fremdversatz (Schotter, Beton, Abrieb) und Bergemassen aus uranerzfreien Gangbereichen versetzt wurde (G.E.O.S. 2001 & WOLKERSDORFER 1996).

Tabelle 2: Kaskaden der Grube Schlema-Alberoda (G.E.O.S. 2001)

Kaskade	Sohlen	NN-Höhe, bezogen auf die Unterkante der Sohlen (m NN)
I.	Markus-Semmler-Sohle bis -240-m-Sohle	332 bis 92
II.	-270-m bis -540-m-Sohle	62 bis -208
III.	-546-m bis -990-m-Sohle	-214 bis -658
IV.	-996-m bis -1305-m-Sohle	-664 bis -973
V.	-1350-m bis -1710-m-Sohle	-1018 bis -1378
VI.	-1755-m bis -1800-m-Sohle	-1423 bis -1468

Im Grubengebäude wurde eine umfangreiche Wasserhaltung mit 6 Pumpenstationen betrieben, die aufgrund der Flutung nach und nach alle abgestellt wurden (G.E.O.S. 2001). Vor Beginn der Flutung im Jahre 1990 wurden im Auftrag der Wismut (WISMUT GMBH 1996) die Zuflüsse auf einzelnen Sohlen gemessen, die in Tabelle 3 dargestellt sind. Für den letzten Messwert wurden alle Sohlen unterhalb der -540-m-Sohle zusammengefasst. Diese Werte wurden für die Kalibrierung des geohydraulischen Teilmodells zu Grunde gelegt.

Tabelle 3: Vertikale Verteilung der Zuläufe in der Grube Schlema-Alberoda (WISMUT GMBH 1996)

Sohlenniveau	Q	
<i>m</i>	<i>m³/h</i>	%
≥ MSS	175	20,4
-30 mS	19	2,2
-60 mS	163	19,0
-90 mS	19	2,2
-120 mS	44	5,1
-150 mS	19	2,2
-180 mS	31	3,6
-210 mS	13	1,5
-240 mS	76	3,6
-270 mS	13	1,5
-300 mS	31	3,6
-330 mS	10	1,2
-360 mS	15	1,8
-390 mS	10	1,2
-420 mS	13	1,5
-450 mS	9	1,0
-480 mS	22	2,5
-510 mS	6	0,7
-540 mS	41	4,8
< -540 mS	131	15,2
Σ	860	100,0

4.2.3 Flutung

Nach der Stilllegung eines Bergwerkes und dem damit verbundenen Abstellen der Grubenwasserhaltung (Abschalten der Wasserpumpen) kommt es zur Flutung, d.h. dem langsamen Wiederanstieg des Grundwassers in den unterirdischen Hohlräumen. Zunächst werden die Sohlen, Schächte und Abbaue überflutet, dann die Auflockerungszone aufgefüllt. Die hydrogeologische Situation vor der Grundwasserabsenkung (Entwässerung des Gebirges) durch den Bergbau wird dabei jedoch nicht unbedingt wieder hergestellt, vor allem dort nicht, wo große Entwässerungsstollen (wie der Markus-Semmler-Stollen) angelegt wurden. Die Wässer (geologische und meteorische Wässer, Infiltrationswasser) sickern im Bergwerk Schlema-Alberoda größtenteils durch die Lockergesteinsdeckschicht und die Zersatzzone (Verwitterungszone) in das Grubengebäude, wo sie über Schächte, Sohlen und aus der Grubenwasserhaltung vorhandene Rohrleitungen bis zum ansteigenden Wasserspiegel fließen und dort zu dessen Erhöhung beitragen (WOLKERSDORFER 1996).

Das Flutungswasser wird an Schachtwänden aufgewärmt, wenn die Gebirgstemperatur höher als die Wassertemperatur ist. An der Wasseroberfläche

und den kälteren Schachtwänden wird es wieder abgekühlt. Dadurch kommt es zu Dichteunterschieden (Freie Konvektion, Dichteströmung); daraus resultierend strömt leichteres Wasser bis zu einer nicht überwindbaren Grenzschicht (Dichtegrenze) in den Schächten nach oben. Wird das Wasser durch die nach oben abnehmende Temperatur abgekühlt und somit schwerer, sinkt es in der Schachtmitte ab. Erwärmt sich das Wasser beim Absinken wieder, beginnt der Kreislauf – die so genannte Konvektionswalze – von vorn. Ist das Wasser in Schächten über Sohlen miteinander verbunden, entstehen geschlossene oder offene Konvektionskreisläufe (Abbildung 6). Der Schacht fungiert dabei als Thermosyphon, einem teilweise oder vollständig umschlossenen Flüssigkeitskreislauf, der durch temperaturbedingte Dichteströmung angetrieben wird. Im Idealfall würde sich in den Schächten eine laminare Strömung ausbilden, doch durch Schachteinbauten (Versorgungsleitungen, Spurlatten, Trägerlagen), die das verhindern, entsteht eine turbulente Konvektionswalze (WOLKERSDORFER 1996).

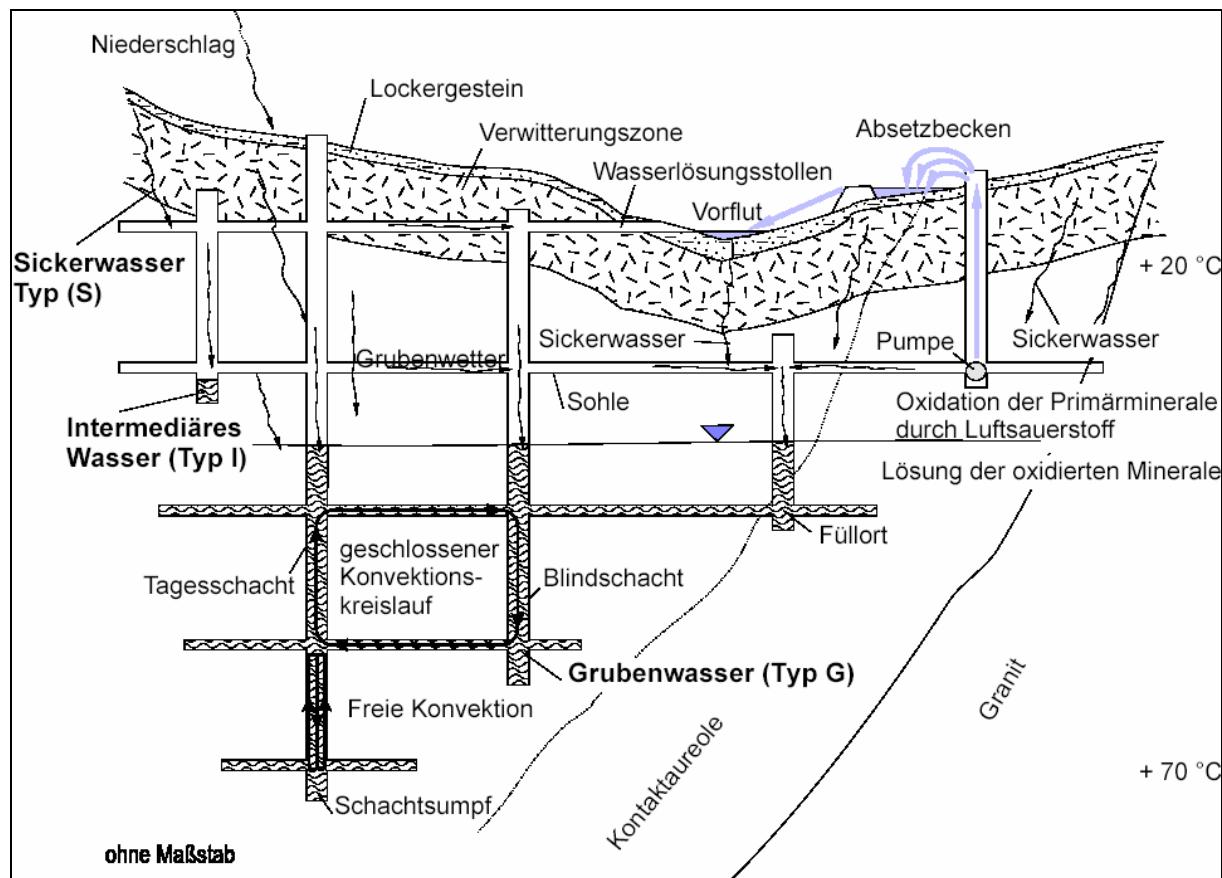


Abbildung 6: Darstellung der prinzipiellen Vorgänge bei der Flutung des Bergwerkes Niederschlema-Alberoda (WOLKERSDORFER 1996)

Die Flutung der Grube Schlema-Alberoda begann im Juli 1990 (Abbildung 7), als die Pumpenstation auf der -1800-m-Sohle abgestellt wurde. Über die vorhandenen Pumpen wurde die Flutung ab Januar 1991 gesteuert, indem Teilmengen des Zulaufwassers nach über Tage abgepumpt wurden. Mit fortschreitender Flutung wurden auch alle anderen Pumpen abgestellt und so stieg der Wasserspiegel im Grubengebäude ungebremst an. Erst als 1999 die Wasserbehandlungsanlage zur Reinigung der schadstoffhaltigen Wässer in Betrieb genommen wurde, konnte wieder Flutungswasser gehoben und der Fortschritt der Flutung kontrolliert werden (G.E.O.S. 2003).

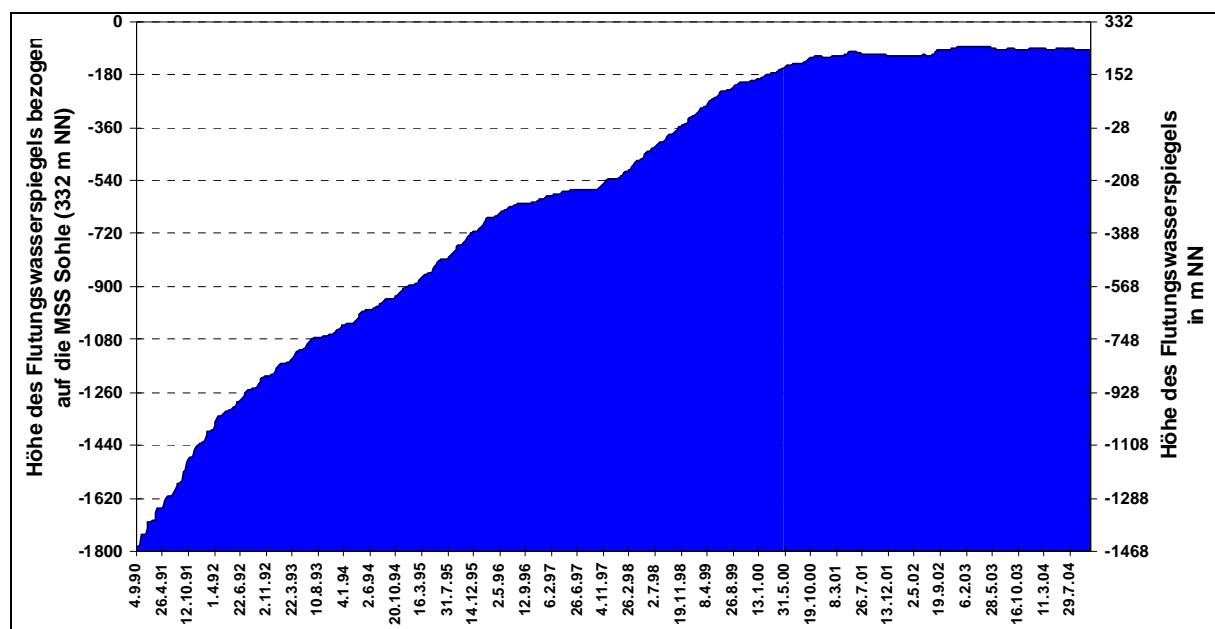


Abbildung 7: Entwicklung des Flutungswasserspiegels in der Grube Schlema-Alberoda seit Flutungsbeginn (MEYER 2004)

Anfang Juni 2003 lag der Flutungswasserspiegel unter dem Tiefpunkt der -90-m-Sohle und es wurden ca. 955 m³/h Wasser gehoben, um diesen Wasserspiegel zu halten. Das Grubengebäude wurde jedoch zu dieser Zeit noch von den Nachwirkungen des Hochwassers vom August 2002 und dem feuchten Herbst beeinflusst (G.E.O.S. 2003).

Nach einer persönlichen Mitteilung von Dr. Meyer (Wismut GmbH, 14.06.2005) liegt der Flutungswasserspiegel derzeit im Bereich der -60-m-Sohle (270 ... 280 m NN). Der langjährige Mittelwert des Zulaufes beträgt etwa 800 m³/h, war aber z. B. im Spätwinter/Frühjahr 2005 durch die starke Schneeschmelze bis auf 1200 m³/h angestiegen.

Wie WOLKERSDORFER et al. (1997, 2002) nach der Durchführung eines Tracertests in Schlema-Alberoda schreiben, gibt es nach der Flutung zwischen den einzelnen Schächten und Strecken eine gute hydraulische Verbindung.

4.2.4 Wärmeanomalie „Grube“

Das Flutungswasser mit seinen Temperaturen von ca. 30 °C dient als Wärmespeicher im Untergrund, der sich über ca. 35,6 Mio m³ flutbares Hohlraumvolumen erstreckt. Durch die Konvektionswalze im Grubengebäude erfolgt eine ständige Durchmischung des Wassers, das in den tiefen Regionen durch das umgebende Gebirge erwärmt wird. Das lässt die Grube Schlema zu einer deutlichen, anthropogenen Wärmeanomalie im Erzgebirge werden. Die Ausdehnung und der Einfluss dieser Anomalie auf das Umfeld wurden in der Modellierung durch die Berechnung des Temperaturfeldes ermittelt (vgl. 6.2.5).

5 Grundlagen

5.1 Geothermie

Im folgenden Abschnitt wird eine kurze Einführung in die Grundlagen der Geothermie gegeben, des Weiteren werden vier wesentliche Möglichkeiten zur geothermischen Energiegewinnung, die geothermische Situation in Deutschland und speziell im Bearbeitungsgebiet näher beschrieben.

5.1.1 Erdwärmeangebot

Unter Geothermie bzw. Erdwärme versteht man die Wärmeenergie, die unterhalb der Erdoberfläche gespeichert ist und neben den Gesteins- und Erdschichten auch die unterirdischen Wasserreservoirs erhitzen kann (BMU 2004a).

Die Ausbreitung der Wärme kann in 3 Arten erfolgen:

- Bei reiner Wärmeleitung oder Konduktion fließt die Wärme in einem Kontinuum (Feststoff, ruhendes Fluid) als Folge eines Temperaturunterschiedes in Richtung geringerer Temperatur. Die Energieübertragung erfolgt dabei durch das Zusammenstoßen der Atome oder Moleküle. Die Eigenschaften eines Stoffes in Bezug auf die Fähigkeit Wärme zu leiten werden durch die Wärmeleitfähigkeit λ (in W/(mK)) beschrieben.
- Bei der Konvektion wird die Wärme durch die Bewegung von Teilchen übertragen, was nur in Flüssigkeiten und Gasen möglich ist und nicht in Feststoffen oder im Vakuum.
- Bei der Wärmestrahlung gibt ein Körper in Abhängigkeit seiner Temperatur Wärme in Form von Strahlung ab.

In der äußeren Erdkruste folgt der Temperaturverlauf dem geothermischen Gradienten, d.h. die Temperaturzunahme beträgt im Mittel 30 °C pro km Tiefe (BMU 2004a). Im obersten Erdmantel herrschen Temperaturen von ca. 1000 °C und im Erdkern wahrscheinlich 3000 – 5000 °C (VDI-GT 1998).

In Grabenregionen (Rheingraben) oder jungen, tektonisch aktiven Krustengebieten an Lithosphärenplattenrändern (Lardello/Italien) wurden deutlich höhere Gradienten

gemessen (Abbildung 8), in alten Kontinentalgebieten (Südafrika) kleinere (VDI-GT 1998).

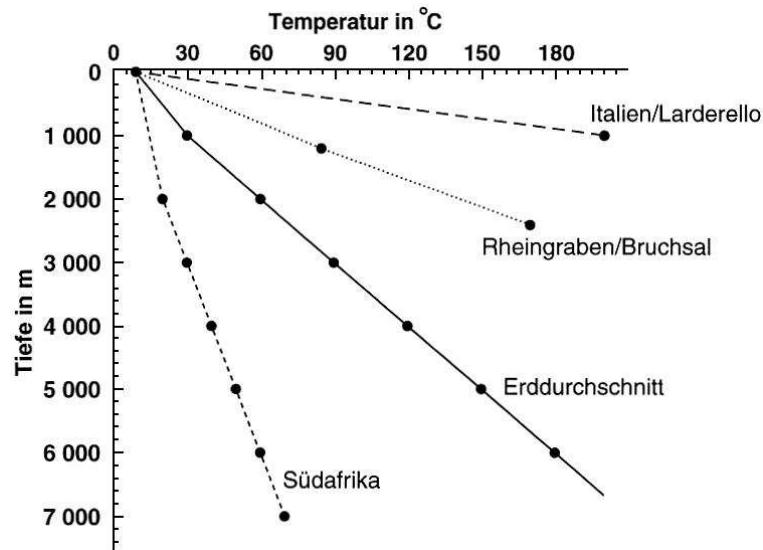


Abbildung 8: Mittlerer Temperaturanstieg mit zunehmender Tiefe (VDI-GT 1998)

Die Energieressource, die aus der Erdkruste und dem Erdmantel entweichende Wärme darstellt, resultiert zum großen Teil aus der freiwerdenden Energie beim Zerfall radioaktiver Isotope. Der kleinere Teil stammt aus der Zeit der Erdentstehung vor etwa 4,5 Mrd. Jahren, als sich Gas, Staub und Gesteinsbrocken aufgrund ihrer Anziehungskräfte untereinander verdichteten. Diese Gravitationsenergie wurde dabei in Wärme umgewandelt, von der ein Teil im entstandenen Planeten gespeichert wurde. Dieser Wärmestrom aus dem Erdinneren ist unabhängig von der Jahres- und Tageszeit immer da und kann durch verschiedene Wege genutzt werden (BMU 2004b).

5.1.2 Nutzungsmöglichkeiten

Für die Nutzung der Erdwärme gibt es prinzipiell vier verschiedene Möglichkeiten, die noch weiter untergliedert werden können: die oberflächennahe Erdwärmennutzung, hydrothermale Erdwärmennutzung, tiefe Erdwärmesonden und Hot Dry Rock. Zur hydrothermalen Nutzung können z. B. noch Trocken- und Nassdampfgewinnung gezählt werden, auf die hier jedoch nicht näher eingegangen wird.

5.1.2.1 Oberflächennahe Erdwärmennutzung

Bei der oberflächennahen Nutzung, die sich aus Solar- und Geoenergie zusammensetzt, wird die Wärme der obersten Erdschichten genutzt. Dieser Bereich, der durch Ein- und Abstrahlung, Grundwasser und Niederschläge beeinflusst wird, lässt eine direkte Wärmennutzung aufgrund des geringen Temperaturniveaus jedoch nicht zu. Wie aus Abbildung 9 hervorgeht, entspricht die Temperatur in einigen cm Tiefe der Außentemperatur und in 10 bis 20 m Tiefe ungefähr der Jahresmitteltemperatur; erst in größeren Tiefen steigt die Temperatur gemäß des geothermischen Gradienten. Aus diesem Grund muss die mittels Wärmetauschern entzogene Wärme aus den oberen Schichten durch eine Wärmepumpe auf eine für die Wärmennutzung nutzbare Temperatur gebracht werden (VDI-GT 1998).

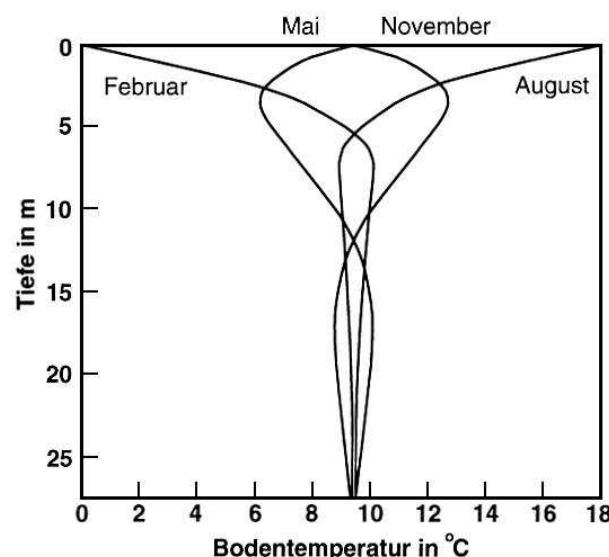
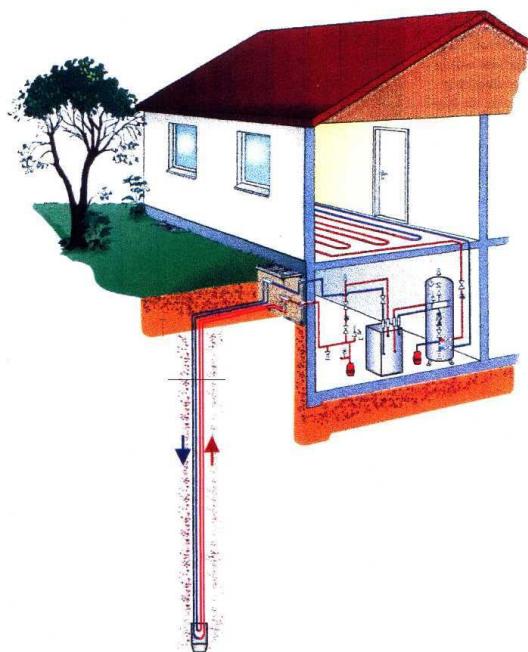
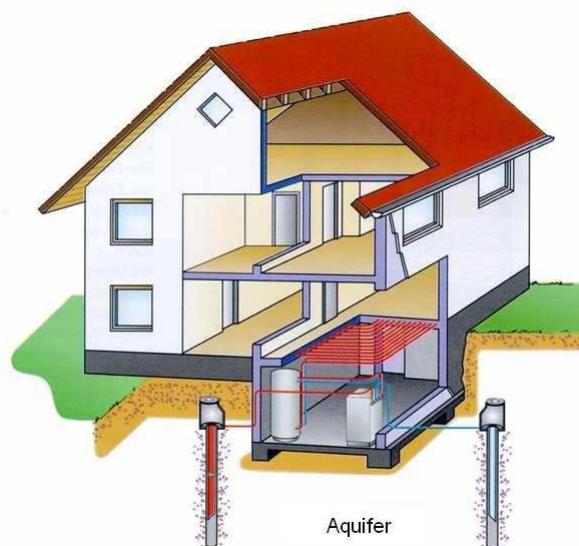


Abbildung 9: Bodentemperatur im oberflächennahen Erdreich (VDI-GT 1998)

Diese Wärme kann entweder dem Erdreich (Abbildung 10) oder dem Grundwasser (Abbildung 11) entzogen werden: für die Gewinnung aus dem Erdreich werden die Wärmetauscher vertikal oder horizontal angeordnet, für die Gewinnung aus dem Grundwasser muss eine Anlage für die Entnahme und Rückeinleitung des Wassers installiert werden. Für beide Varianten ist eine Wärmequellenanlage nötig, d. h. Komponenten um die Wärmequelle zu erschließen und um die Wärme bis zur Wärmepumpe zu transportieren (VDI-GT 1998).



**Abbildung 10: Erdreich als Wärmequelle
(www_2)**



**Abbildung 11: Grundwasser als Wärmequelle
(www_2)**

Die Nutzung der oberflächennahen Erdwärme unterscheidet sich von den anderen Nutzungsmöglichkeiten, weil die Wärmepumpen selbst zum Antrieb schon einen bedeutenden Anteil an Energie verbrauchen, indem sie die bei einer bestimmten Temperatur aufgenommene Wärme nach Zufuhr von Energie in einer höheren Temperatur wieder abgeben (BMU 2004a & VDI-GT 1998).

5.1.2.2 Hydrothermale Erdwärmennutzungssysteme

Bei der Nutzung hydrothermaler Erdwärme werden Tiefenwässer im niedrig- (40 bis 100 °C) oder hochthermalen Bereich (über 100 °C) gefördert. Die natürlich in der Tiefe vorhandenen Thermalwässer werden über Bohrungen gehoben und geben an der Erdoberfläche ihre Wärme an den Verbraucher ab (Abbildung 12). Die Tiefenwässer im hochthermalen Bereich können zusätzlich noch zur Stromerzeugung genutzt werden. Sofern das Wasser nicht stofflich, sondern nur thermisch genutzt wird, wird es über eine weitere Bohrung wieder in den Untergrund gebracht. Dadurch wird verhindert, dass der Thermalwasservorrat leer gepumpt wird und somit die Mengenbilanz erhalten bleibt. Außerdem müssen so hochmineralisierte Wässer nicht oberirdisch entsorgt werden, sondern kehren an ihren Ursprungsort zurück (VDI-GT 1998).

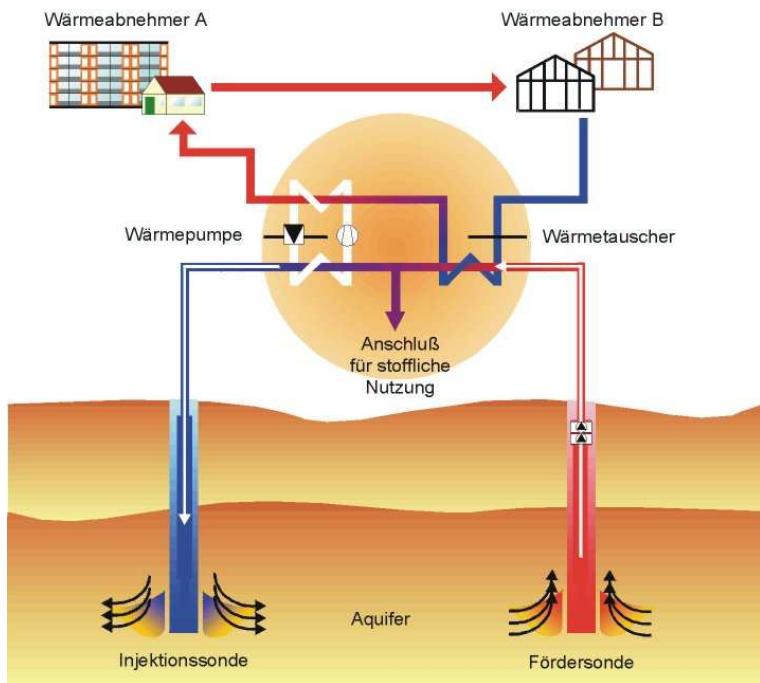


Abbildung 12: Hydrothermale Energienutzung (www_2)

5.1.2.3 Erdwärmesondierung mit tiefen Erdwärmesonden

Bereits vorhandene Tiefbohrungen aus der Exploration von Kohlenwasserstoffen, die nicht mehr genutzt werden oder Bohrungen, aus denen die Erschließung von Thermalwasser nicht möglich ist, können für die Geothermie genutzt werden. Dafür werden in das Bohrloch Sonden eingeführt, in denen ein Fluid als Wärmetauscher in einem geschlossenen Kreislauf zirkuliert (Abbildung 13). In der Tiefbohrung (üblicherweise zwischen 100 und 4000 m) ist eine doppelte Verrohrung nötig, in der in den Ringraum zwischen den beiden Rohren das Trägermedium (z. B. Wasser oder Ammoniak) eingeleitet wird. Auf dem Weg in die Tiefe erwärmt es sich aufgrund des geothermischen Gradienten des umliegenden Gesteins und wird dann erwärmt in der Steigleitung (inneres Rohr) nach oben gepumpt, wo es in einer Wärmepumpe als Wärmequelle genutzt werden kann (BMU 2004a & VDI-GET 1998).

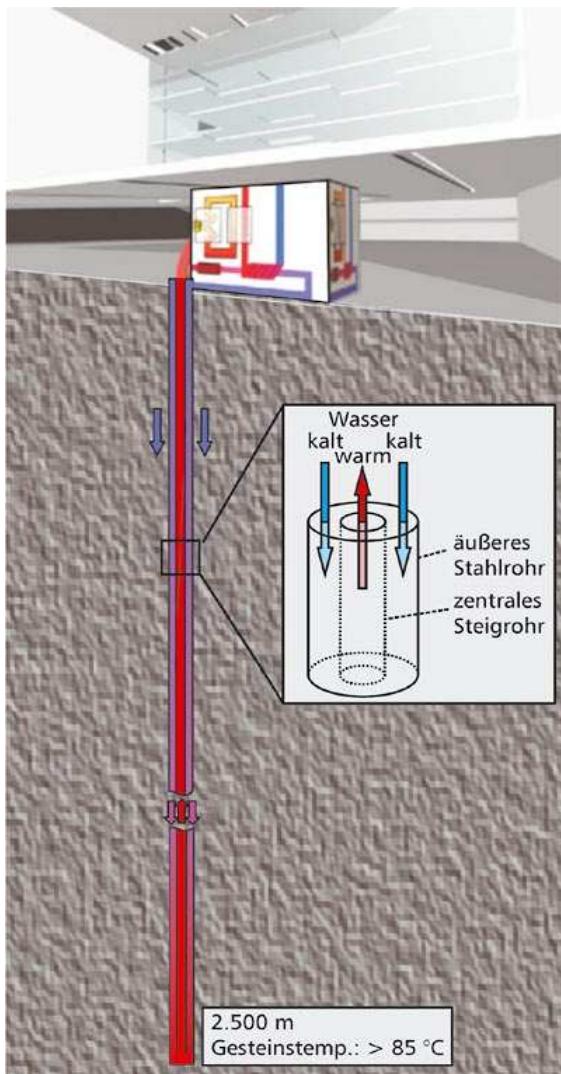
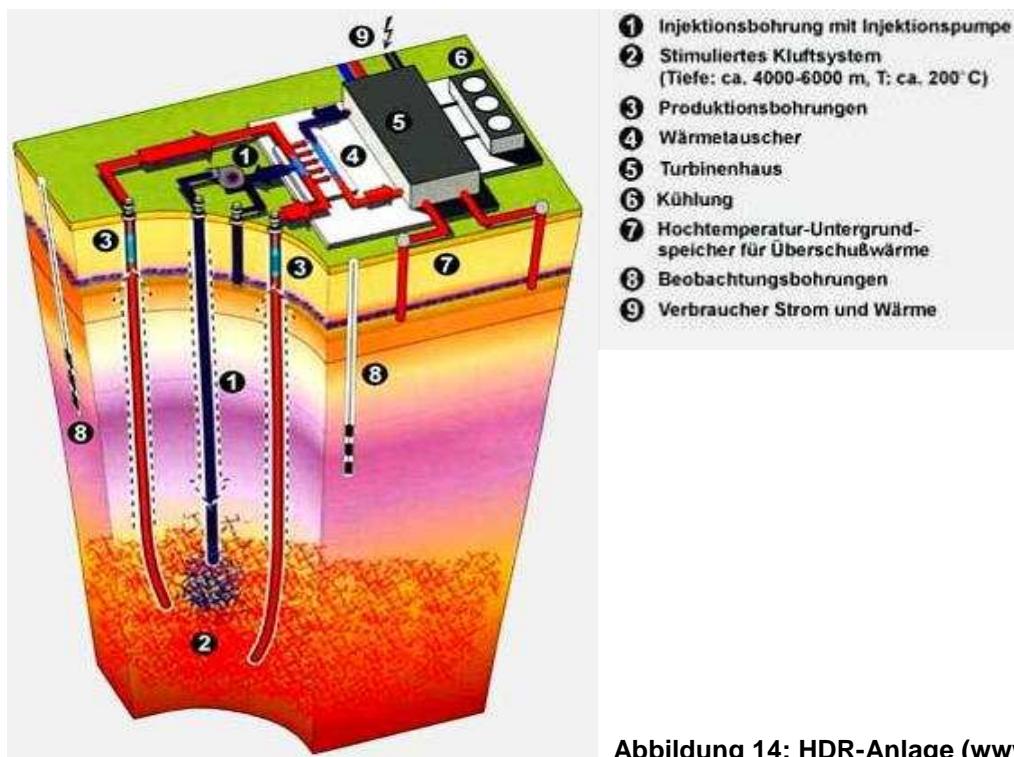


Abbildung 13: Tiefe Erdwärmesonde (www_3)

5.1.2.4 Nutzung heißer, trockener Gesteinsschichten (HDR)

Die heißen, trockenen Gesteinsschichten (HDR, Hot Dry Rock) des tieferen Untergrundes in einem Bereich von 4000 bis 7000 m besitzen ein sehr hohes Energiepotential, welches für die Strom- und Wärmeerzeugung genutzt werden kann. Für die Nutzung dieses Potentials muss die im Allgemeinen niedrige Durchlässigkeit des tiefen meist kristallinen Gesteins überwunden werden. Die Lösung dieses Problems liegt in der so genannten „hydraulischen Stimulation“, bei der die Gebirgsdurchlässigkeit erhöht wird, in dem Wasser unter sehr hohem Druck ins Gestein gepresst wird („Hydraulic-Fracturing“). Durch die Aufweitung bereits vorhandener Risse und Spalten und durch das Aufbrechen neuer Risse entstehen großflächige Rissysteme, die als natürliche Wärmetauscher im Untergrund genutzt werden (BMU 2004a & VDI-GT 1998).

Für die eigentliche Wärmegegewinnung wird kaltes Wasser in eine Injektionsbohrung in die Tiefe gepumpt (Abbildung 14). In dem geschaffenen Rissystem heizt sich das Wasser auf und wird dann über eine Produktionsbohrung an die Oberfläche rückgeführt, wo es sowohl für die Wärmeversorgung als auch zur Stromerzeugung genutzt werden kann (BMU 2004a & VDI-GT 1998).



5.1.3 Geothermie in Deutschland

Die oben beschriebenen Möglichkeiten zur Nutzung von Erwärme werden auch in Deutschland umgesetzt, wobei einige Standorte bisher nur Forschungsprojekte darstellen.

Die **oberflächennahe Geothermie** kann in Deutschland fast überall mittels Wärmepumpen sowohl für die Heizung von Einzelgebäuden als auch für Gebäudekomplexe verwendet werden (BMU 2004b).

Wie aus Abbildung 15 zu erkennen, gibt es in Deutschland drei Gebiete mit **hydrothermalen Energieressourcen**: das Norddeutsche Becken (z.B. Neustadt-Glewe in Mecklenburg-Vorpommern), das Süddeutsche Molassebecken (z. B. Unterhaching und Unterschleißheim bei München) und den Oberrheingraben

(Speyer, Offenbach, Bruchsal). In diesen Gebieten sind im Allgemeinen Sedimentstrukturen mit porösen wasserführenden Gesteinsschichten im Untergrund vorhanden. Im Norddeutschen Becken und im Oberrheingraben sind die Wässer im Untergrund sehr salzhaltig und müssen deshalb wieder in den Untergrund verpresst werden. Diese stark mineralisierten Wässer sind zudem wegen Ausfällungen in den Rohrleitungen und Korrosionsproblemen schwierig. Im Süddeutschen Becken (z.B. Erding, Bayern) sind die Wässer sehr gering mineralisiert und müssen deshalb nicht zwangsläufig über eine zweite Bohrung zurückgeführt werden (SCHULZ 1991 & BMU 2004b & VDI-GET 1998).

In Gebieten, wo kein Thermalwasser vorhanden ist, kann man eine **tiefe Erdwärmesonde** einsetzen. In Deutschland wird dies seit Mitte der 90er Jahre in Prenzlau, Brandenburg gemacht, wo eine alte Tiefbohrung für die Nutzung weiter abgeteuft wurde. In Aachen und Arnsberg (Sauerland) sind solche Anlagen geplant. Weitere Bohrungen entsprechender Tiefe, die für diesen Zweck verwendet werden können, sind in Deutschland zahlreich vorhanden (BMU 2004a & BMU 2004b).

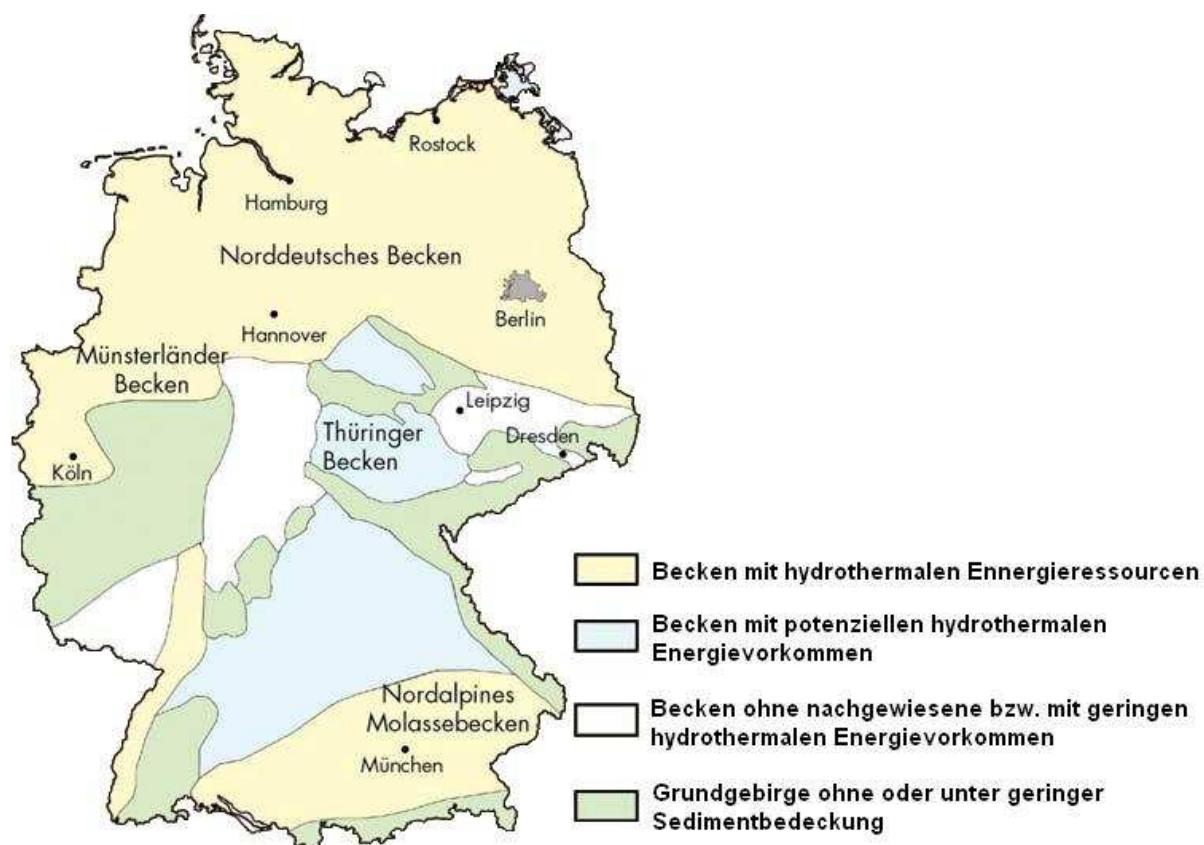


Abbildung 15: Thermalwasservorkommen in Deutschland (www_5)

In Soultz sous Forêts im Elsaß (Oberrheingraben) läuft in deutsch-französischer Zusammenarbeit eine **HDR-Anlage** erfolgreich als Forschungsprojekt. In Bad Urach (Schwäbische Alb) wurden die Arbeiten für eine HDR-Anlage bereits begonnen. In Groß Schöneck (Brandenburg) laufen ebenfalls Forschungen in Bezug auf die Nutzung von HDR, allerdings gelten hier durch den Sandstein andere Bedingungen: in dem porösen Gestein ist die Schaffung von künstlichen Rissen (Hydraulic Fracturing) schwieriger als im kristallinen Festgestein (BMU 2004b).

5.1.4 Geothermische Situation im Bearbeitungsgebiet

Aufgrund der geothermischen Tiefenstufe von 32 m beträgt die Temperatur auf der -1800 m-Sohle (Grubentiefstes) nach WOLKERSDORFER (1996) ca. 70 °C.

Die Temperatur des Grubenwassers im gefluteten Grubengebäude liegt derzeit bei 28-30 °C, wobei von einer weitgehenden Durchmischung des Wassers ausgegangen wird. In Abbildung 16 und Abbildung 17 sind die Temperaturmessungen der Wismut im Schacht 208 und Schacht 371 graphisch dargestellt (MEYER 2004).

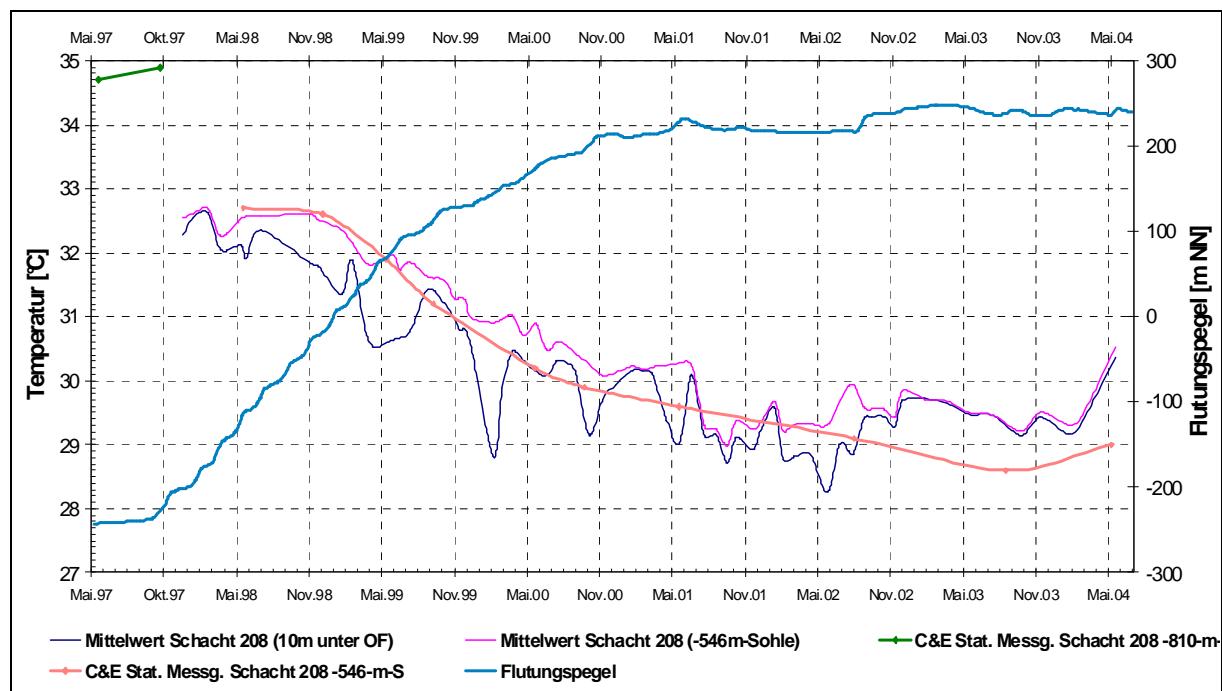


Abbildung 16: Temperaturmessungen im Schacht 208 (MEYER 2004)

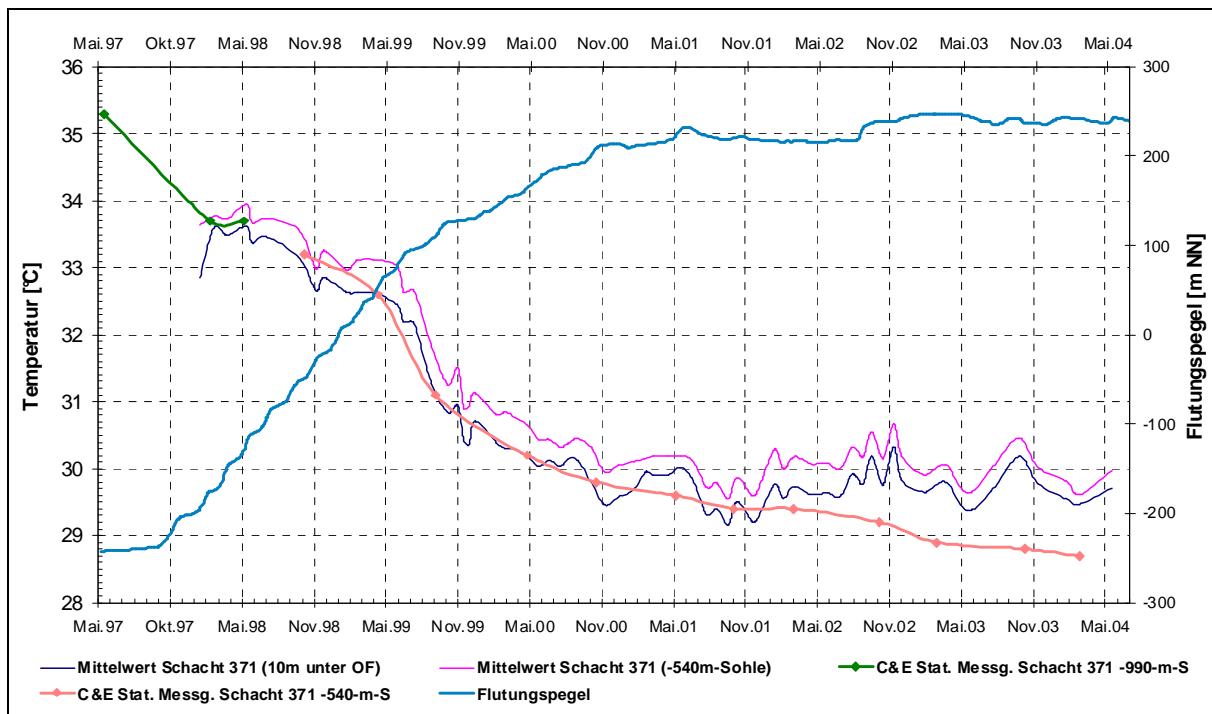


Abbildung 17: Temperaturmessungen im Schacht 371 (MEYER 2004)

Durch die langjährige Bewetterung der Grube mit einer Temperatur von 25 °C wurde das Gestein im näheren Umfeld in der Tiefe abgekühlt. In gleicher Weise wirkten auch die durch die Grubenflutung infiltrierten Niederschlagswässer. Im oberflächennahen Bereich ist eine Erwärmung des Gebirges in der direkten Umgebung zu erwarten, da sich das Flutungswasser in der Tiefe durch Konvektion aufheizt. Somit hat auch das Grubengebäude hier eine höhere Temperatur (28-30 °C) als das umgebende Gestein (ca. 10 °C, vg I. Abbildung 9) und gibt Wärme nach außen ab. Wie groß die Reichweite der Erwärmung an der Oberfläche bzw. der Abkühlung in der Tiefe ist, soll die geothermische Modellierung zeigen.

Da die Nutzung des Grubenwassers von vorn herein ausgeschlossen wurde und die Hydrogeologie des Betrachtungsgebietes eine hydrothermale Nutzung aufgrund zu geringer Durchlässigkeit und Wasserführung nicht zuließ, wurde als Gewinnungsmöglichkeit nur eine Erdwärmesonde in Betracht gezogen.

5.1.5 Mögliche Sondenleistung

Zu Beginn stand noch nicht fest, in welcher Teufe der größtmögliche Vorteil der Wärmanomalie durch die Grube bei dem Wärmeabgriff durch eine Sonde liegen würde. Aus diesem Grund wurden sowohl für eine oberflächennahe als auch eine

tiefe Erdwärmesonde Informationen bezüglich der erreichbaren Wärmeleistung recherchiert.

Oberflächennahe Erdwärmesonden bis zu einer Tiefe von ca. 100 m haben – je nach Beschaffenheit des Untergrundes – eine spezifische Entzugsleistung (für 2400 h) von 20-70 W/m Sondenlänge. Dabei liegen die Werte für einen normalen Festgestein untergrund ($\lambda_s = 1,5 - 3,01W/(mK)$) ohne Beachtung einer geothermischen Anomalie bei 50 W/m; durch Schieferung, Klüftung oder Verwitterung können diese stark schwanken (VDI 2001). Eine Anlage mit mehreren Sonden ist bei diesem Verfahren ohne weiteres möglich.

Da gerade im oberen Bereich der Grube eine Erwärmung des Gebirges zu erwarten ist, sollte die spezifische Entzugsleistung für das Bearbeitungsgebiet die Literaturwerte übersteigen.

Die Leistung einer tiefen Erdwärmesonde zeigen folgende Beispiele von bereits bestehenden oder geplanten Anlagen: die Tiefensonde in Prenzlau hat bei einer Endteufe von 2786 m eine Jahresdauerleistung von ca. 0,6 MW (www_6). Bei der im Bau befindlichen Sonde in Aachen mit 2500 m Zielteufe ist eine Leistung von 450 kW angestrebt (www_7), in Arnsberg (ca. 2900 m) von 250-350 kW (BMU 2004b).

5.2 FEFLOW

FEFLOW (Finite Element Subsurface FLOW System) ist ein interaktives Grundwassermodellierungssystem der WASY GmbH für Strömungs-, Stoff- und Wärmetransport im Grundwasser und in der ungesättigten Bodenzone. Dieser Transport kann:

- zwei- und dreidimensional,
- dichteabhängig (auch als Thermohaline) oder -unabhängig,
- für Flächen und Querschnitte mit „Nicht-Darcy-Fließgesetzen“ (Manning-Strickler für turbulentes Fließen, Hagen-Poiseuille für laminares Fließen) → Kluft-, Kanal- oder Rohrströmung,
- für instationäre oder stationäre Verhältnisse

modelliert werden. Außerdem können Abbaumechanismen und chemische Reaktionen sehr vereinfacht mit einbezogen werden. Das Lösen des Gleichungssystems erfolgt nach dem Verfahren der finiten Elemente (www_8).

Des Weiteren besitzt das Programm eine GIS-Schnittstelle, mit Hilfe derer Daten in bzw. aus z. B. ArcView im- bzw. exportiert werden können.

In dieser Arbeit wurde FEFLOW 5.2 für die Berechnungen des Strömungs- und Wärmetransports verwendet.

Auf die mathematische Umsetzung der physikalischen Prozesse innerhalb des Programms wird in Anlage 5 näher eingegangen.

Im Zusammenhang mit der Beschreibung der Modellierung sind noch zwei Begriffe zu erläutern, die bei der Arbeit mit dem Programm unumgänglich sind:

- Layer: FEFLOW-Terminologie für „Modellschicht“
- Slice: FEFLOW-Terminologie für Grenzflächen der Modellschicht

Den Layers werden im Programm die Feldparameter wie k_f -Wert und Wärmeleitfähigkeit zugewiesen und den Slices, auf denen die Netznoten liegen, die Randbedingungen.

6 Modellierung

In diesem Abschnitt werden alle vorgenommenen Berechnungen und die einzelnen Schritte der Modellierung mit FEFLOW beschrieben.

6.1 Vorarbeiten für die Modellierung

Für den Aufbau des Modells musste zunächst eine Kartengrundlage im ArcView mit dem Grubengebäude und dem Einzugsgebiet der Grube geschaffen werden. Zur Darstellung des Grubengebäudes wurde das in Abbildung 5 dargestellte stark vereinfachte Modell von PELZ (2004) genutzt. Um ein Einzugsgebiet zu simulieren, wurde ein Kreis so um das Grubengebäude gelegt, dass dieser alle in der Abbildung dargestellten Strecken umschloss (Anlage 1). Damit wurde eine äußere Begrenzung geschaffen, innerhalb derer das Grubengebäude wie ein Großbrunnen wirkt.

Der Radius r des Einzugsgebietes beläuft sich auf 4460 m. Nach der Kreisformel

$$A = \pi * r^2 \quad (1)$$

mit A – Kreisfläche

r – Kreisradius = 4460m

errechnete sich nach $A = \pi * (4460m)^2$ eine Einzugsgebietsfläche von $A = 62,5km^2$.

Für die Parametereingabe im FEFLOW wurde die Porosität n benötigt. Die Berechnung für das Modellgebiet innerhalb des Grubengebäudes erfolgte nach

$$n = \frac{V_H}{V_G} \quad (2)$$

mit $V_G = A * h$ berechnet,

wobei n – Porosität

V_H – bergmännisches Hohlraumvolumen = $35,6 * 10^6 m^3$ (G.E.O.S. 2001)

(= Gesamtvolumen – Feststoffvolumen)

V_G – Gesamtvolumen in m^3

A – Fläche = $18 * 10^6 m^2$ (G.E.O.S. 1997)

h – Teufe = $1800m$ (ab Markus-Semmler; G.E.O.S. 2001).

Die Kluftporosität des Gebirges wurde bei dieser Berechnung wegen der geringen Größe vernachlässigt.

Für die Fläche wurde die nach der ehemaligen DDR-Gesetzgebung festgelegte Bergbauschutzgebietsfläche, die ein Polygon darstellt, angenommen. Darin sind alle Grubenbaue eingeschlossen.

Nach $n = \frac{35,6 \cdot 10^6 m^3}{18 \cdot 10^6 m^2 \cdot 1800m}$ ergab sich eine Porosität von $n = 0,001$ für das bergmännische Hohlraumvolumen.

Für das Modellgebiet außerhalb des Grubenfeldes gilt eine um mindestens eine Zehnerpotenz geringere Porosität, da diese im Gebirge nur durch die Klufthohlräume bestimmt wird. Der Einfluss dieser Abweichung auf die Wärmeleitfähigkeit des Gebirges ist jedoch vernachlässigbar (vgl. Gleichung (7) unter 6.2.1.1).

Für das Grundmodell der stationären Strömung wurde die Transmissivität T benötigt. Da die Kalibrierung des Modells erst in einem späteren Schritt erfolgte, wurde ein erster Anhaltswert für T aus einer Studie von SZYMCZAK (2004) berechnet. SZYMCZAK (2004) hatte k_f -Werte für verschiedene Sohlen mittels einfacher Berechnungen aus den Zuflussmengen (WISMUT GMBH 1996) nach dem Grabenströmungsmodell (BUSCH & LUCKNER 1973) ermittelt (Tabelle 4). Dabei wurde jede einzelne Sohle als Graben betrachtet, dem das Wasser von außen zufließt.

Tabelle 4: k_f -Werte nach SZYMCZAK (2004) und daraus berechnete Transmissivitäten

Sohle	Sohlenniveau <i>m</i>	Q (WISMUT GMBH 1996) <i>m³/h</i>	k_f <i>m/s</i>	M <i>m</i>	T für Schicht <i>m²/s</i>
1	>MSS	175	1,30E-05	30	3,90E-04
2	-30	19	8,80E-07	30	2,64E-05
3	-60	163	5,48E-06	30	1,64E-04
4	-90	19	5,03E-07	30	1,51E-05
5	-120	44	9,59E-07	30	2,88E-05
6	-150	19	3,52E-07	30	1,06E-05
7	-180	31	5,00E-07	30	1,50E-05
8	-210	13	1,85E-07	30	5,55E-06
9	-240	76	9,70E-07	30	2,91E-05
10	-270	13	1,50E-07	30	4,50E-06
11	-300	31	3,28E-07	30	9,84E-06
12	-330	10	9,75E-08	30	2,93E-06
13	-360	15	1,35E-07	30	4,05E-06
14	-390	10	8,40E-08 ⁸	30	2,52E-06
15	-420	13	1,00E-07	30	3,00E-06
16	-450	9	6,67E-08	30	2,00E-06
17	-480	22	1,54E-07	30	4,62E-06
18	-510	6	4,00E-08	30	1,20E-06
19	-540	41	2,57E-07	30	7,71E-06
20	<540 (bis -1800)	131	3,55E-08	1260	4,47E-05

Die Transmissivität wurde aus den k_f -Werten der Tabelle 4 nach

$$T = \sum_{i=1}^n k_{f,i} * M_i \quad (3)$$

mit T – Transmissivität in m^2/s

$k_{f,i}$ – k_f -Wert der Sohle i in m/s

M_i – Mächtigkeit der Sohle i in m

berechnet. Dabei ergab sich $T = 7,72 * 10^{-4} m^2 / s$.

Aus der Transmissivität T ließ sich ein gemittelter k_f -Wert nach

$$k_f = \frac{T}{M_{ges}} \quad (4)$$

mit M_{ges} – Gesamtmächtigkeit = 1800m

für das gesamte Grubengebäude berechnen; $k_f = 4,29 * 10^{-7} m/s$ diente als erster Näherungswert für die analytischen Vergleichsrechnungen.

6.2 Modellierung

Die Modellierung mit FEFLOW erfolgte in mehreren Schritten: Zunächst wurde ein 2D-Modell aufgebaut, welches dann im Vergleich mit analytischen Berechnungen auf seine Funktionalität überprüft wurde. Im nächsten Schritt wurde das Modell auf 3D erweitert und hydraulisch kalibriert. Im Anschluss erfolgte die instationäre Berechnung des Temperaturfeldes und abschließend wurden die verschiedenen Abgriffsvarianten zur Wärmenutzung modelliert.

6.2.1 Aufbau und Test des Modells

Für das Modell wurde sowohl das kreisförmig abstrahierte Einzugsgebiet als auch das vereinfachte Schema des Grubengebäudes aus ArcView importiert. Im FEFLOW wurde dann innerhalb des Kreises, also im Einzugsgebiet der Grube, ein Finites Elemente Netz aufgebaut und an den Strecken der Grube stark verfeinert (Abbildung 18).

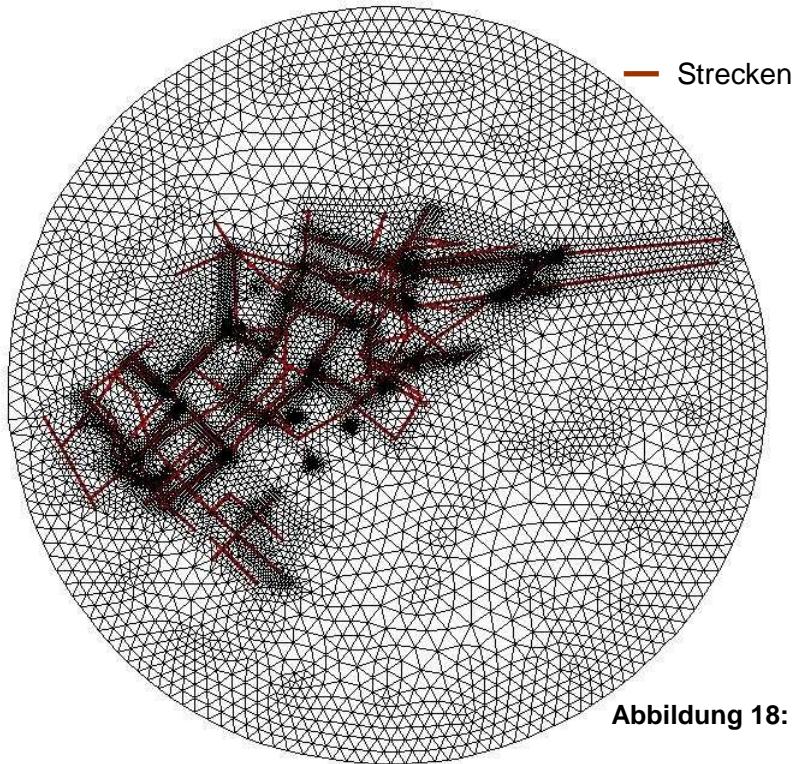


Abbildung 18: Finites Elemente Netz des Modells

6.2.1.1 Grundmodell für stationäre Wärmeleitung

Zunächst wurde ein 2D-Modell aufgebaut, in dem nur die stationäre Wärmeleitung eine Rolle spielte. Die Grundwasserströmung wurde nicht betrachtet, sondern nur der reine Wärmetransport durch Konduktion.

Für den Aufbau des Grundmodells zur stationären Wärmeleitung wurden die in Tabelle 5 aufgeführten Parameter verwendet.

Tabelle 5: Parameter für den 2D-Wärmetransport (nach www_9)

Bezeichnung	Symbol	Einheit (im FEFLOW)	Wert
GWL-Mächtigkeit	M	m	1800
Porosität	n	1	0.001
Spezifische Wärmekapazität des Fluids	c_f	$10^6 J m^{-3} K^{-1}$	4.1865
Spezifische Wärmekapazität des Feststoffes	c_s	$10^6 J m^{-3} K^{-1}$	0.85
Wärmeleitfähigkeit des Fluids	λ_f	$J m^{-1} s^{-1} K^{-1}$	0.61125
Wärmeleitfähigkeit des Feststoffes	λ_s	$J m^{-1} s^{-1} K^{-1}$	2.1
Longitudinale Dispersivität	α_L	m	1
Transversale Dispersivität	α_T	m	0.1
Tiefenintegrierter Wärmestrom des Fluids	$M \rho_f Q_{f,T}$	$J m^{-2} d^1$	0
Tiefenintegrierter Wärmestrom des Feststoffes	$M \rho_s Q_{s,T}$	$J m^{-2} d^1$	0
Materialkennwert für RB 3. Art	$\bar{\phi}_T^{in}, \bar{\phi}_T^{out}$	$J m^{-2} d^1 K^{-1}$	0

Als Mächtigkeit ($M = 1800\text{m}$) wurde die Teufe vom Markus-Semmler-Stollen (0-m-Niveau) bis zur tiefsten Sohle (-1800-m-Sohle) zugrunde gelegt. Der Wert für die Porosität ($n = 0,001$) stammte aus den Berechnungen im Abschnitt 6.1.

Die Werte für die spezifische Wärmekapazität und die Wärmeleitfähigkeit für Flüssigkeiten (Wasser) und Feststoffe (Gestein) wurden aus HÄFNER et al. (1992) entnommen, wobei bei Wasser für eine Temperatur von 30 °C interpoliert ($c_f = 4186,5\text{ J}/(\text{kgK})$; $\lambda_f = 0,61126\text{ W}/(\text{mK})$) und als Gestein Granit ($c_s = 850\text{ J}/(\text{kgK})$, $\lambda_s = 2,1\text{ W}/(\text{mK})$) angenommen wurde.

Der tiefenintegrierte Wärmestrom im Quell-/Senkenglied im Sinne einer Grundwasserneubildung (SZYMCZAK & GRÄBER 2002) wurde im Modell nicht berücksichtigt, wobei M im Ausdruck $M\rho Q_T$ die Mächtigkeit ist über die integriert wird.

Das Gleiche galt für den Materialkennwert für die Randbedingung (RB) 3. Art, da keine RB 3. Art definiert wurde.

Für das Grundmodell wurde an der äußeren Modellgrenze die Temperatur mit einer Randbedingung 1. Art von 30 °C definiert. An einer fiktiven Sonde im Mittelpunkt des Modellgebietes galt die innere RB $T = 10\text{ °C}$, um einen Gradienten von außen nach innen zu schaffen (Abbildung 19).

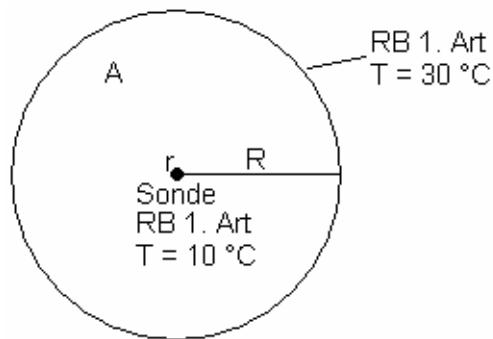


Abbildung 19: Skizze für Grundmodell der stationären Wärmeleitung

Die Sonde wurde im Mittelpunkt positioniert, weil die analytischen Gleichungen, die zur Kontrolle des Modells eingesetzt wurden, für eine zentrische Lage des Brunnens bzw. der Sonde ausgelegt sind.

Der **Budget Analyzer** des Programms FEFLOW brachte für den Wärmestrom \dot{W} an der Sonde folgende Ergebnisse:

$$\dot{W} = 3,447542 * 10^9 J / d$$

$$\dot{W} = 39902,11 J / s = 39902,11 W$$

$$\underline{\dot{W} \approx 39,9 kW}$$

Diese numerische Modellierung sollte durch eine analytische Berechnung kontrolliert werden, um Modellfehler auszuschließen.

Für den Vergleich mit einer **analytischen Berechnung** wurde im bisherigen Modell die RB 1. Art an der Sonde durch eine RB 4. Art ersetzt, indem der eben mittels FEFLOW ermittelte Wärmestrom von $\dot{W} = 3,447542 * 10^9 J / d$ eingegeben wurde.

Um den Modellfehler, der aus dem nicht exakt im Modell umsetzbaren Brunnenradius resultieren würde, zu umgehen, wurde in unmittelbarer Nähe zur Sonde ein so genannter Observation Point angelegt (Abstand zur Sonde 1,62 m), an dem dann die Temperatur von $T_{OP} = 16,85^\circ C$ abgelesen werden konnte (Abbildung 20).

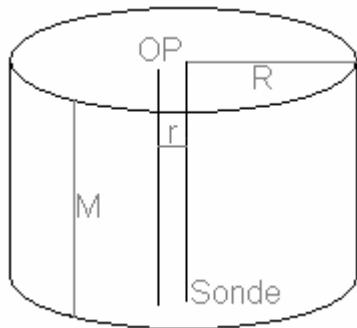


Abbildung 20: Skizze zur Modellberechnung

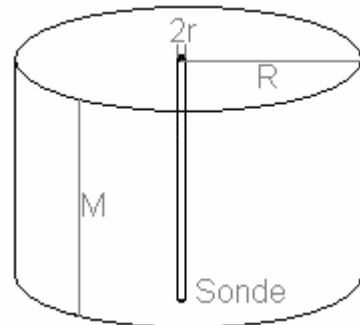


Abbildung 21: Skizze zur Vergleichsrechnung

Die analytische Vergleichsrechnung für das Modell (Abbildung 21) erfolgte nach:

$$\Delta T = \frac{\dot{W} * \ln(R / r_0)}{2\pi * \lambda_s * M} \quad \text{aus SZYMCZAK \& GRÄBER 2002} \quad (5)$$

mit ΔT – Temperaturdifferenz in K

\dot{W} – Wärmestrom = 39902,11W

R – Radius des Einzugsgebietes = 4460m

r_0 – Abstand der Sonde zum OP = 1,62m

λ_s – Wärmeleitfähigkeit des Feststoffes = 2,1W / (mK)

M – Mächtigkeit = 1800m

$$\Delta T = \frac{39902,11W * \ln(4460m / 1,62m)}{2\pi * 2,1W / (mK) * 1800m}$$

$$\Delta T = 13,31K$$

Beim Subtrahieren der ermittelten Temperaturdifferenz $\Delta T = 13,31K$ ($T = 13,31^\circ C$) von der Ausgangstemperatur $T_0 = 30^\circ C$ nach

$$T = T_0 - \Delta T \quad (6)$$

ergab sich nach $T = 30^\circ C - 13,31^\circ C$ am „Observation Point“ aus der analytischen Berechnung eine Temperatur von $T = 16,69^\circ C$. Dieses Ergebnis brachte eine hinreichend gute Übereinstimmung mit dem Wert von FEFLOW (vgl. Abschnitt 7).

In Gleichung (5) ist nur die Wärmeleitfähigkeit des Feststoffes berücksichtigt, da bei einer Porosität von $n = 0,001$ für das bergmännischen Hohlraumvolumen der Anteil der Wärmeleitfähigkeit des Wassers an der mittleren Gebirgsleitfähigkeit vernachlässigbar ist:

$$\lambda_{ges} = \frac{1 * \lambda_f + 999 * \lambda_s}{1 + 999} \quad (7)$$

mit λ_{ges} – Gesamtwärmeleitfähigkeit in $W/(mK)$, gewogenes Mittel

λ_s – Wärmeleitfähigkeit des Feststoffes $= 2,1W / (mK)$

λ_f – Wärmeleitfähigkeit des Fluids $= 0,61125W / (mK)$

Nach $\lambda_{ges} = \frac{1 * 0,61125W / (mK) + 999 * 2,1W / (mK)}{1000}$ ergab sich eine Gesamtwärmeleitfähigkeit von $\lambda_{ges} = 2,0985W / (mK)$. Der Vergleich mit der Wärmeleitfähigkeit des Feststoffes $\lambda_s = 2,1W / (mK)$ zeigt keinen signifikanten Unterschied.

6.2.1.2 Grundmodell für stationäre Grundwasserströmung

Unabhängig vom Grundmodell für stationäre Wärmeleitung wurde ein 2D-Modell für stationäre Grundwasserströmung aufgebaut. Für den Aufbau dieses Grundmodells wurden folgende Parameter verwendet (Tabelle 6):

Tabelle 6: Parameter für die 2D-Strömung (gespannt; nach www_9)

Bezeichnung	Symbol	Einheit (im FEFLOW)	Wert
Transmissivität	T_{\max}	$10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$	7.72
Anisotropiefaktor	Ξ_{aniso}	1	1
Anisotropiewinkel zur x-Achse	ϕ	°	0
Speicherkoeffizient	$S (= S_0 M)$	1	$10^{-4} *$
Quellen(+)/Senken(-)	\bar{Q}_p	10^{-4} md^{-1}	0
Materialkennwert für RB 3. Art	$\bar{\phi}_h^{in}, \bar{\phi}_h^{out}$	10^{-4} md^{-1}	0

* - default-Wert wurde beibehalten, da nur stationäre Berechnungen durchgeführt wurden, bei denen der Speicherkoeffizient keine Rolle spielt

Die Ermittlung der Transmissivität ($T = 7,72 * 10^{-4} \text{ m}^2 / \text{s}$) wurde bereits unter Punkt 6.1 erläutert. Bei allen anderen Parametern wurden die voreingestellten Werte beibehalten: es gab keine Anisotropie, Quellen und Senken waren keine gegeben, weil die Grundwasserneubildung nicht beachtet wurde, und da keine Randbedingungen 3. Art definiert wurden, waren keine Materialbedingungen dafür nötig. Der Speicherkoeffizient spielt nur bei instationären Verhältnissen eine Rolle, deshalb wurde der default-Wert beibehalten.

Für das Modell wurde an der äußeren Modellgrenze der Wasserstand mit einer Randbedingung 1. Art von 330 m definiert und an der bereits erwähnten fiktiven Sonde im Mittelpunkt mit $h = 300 \text{ m}$ um einen Gradient zu schaffen.

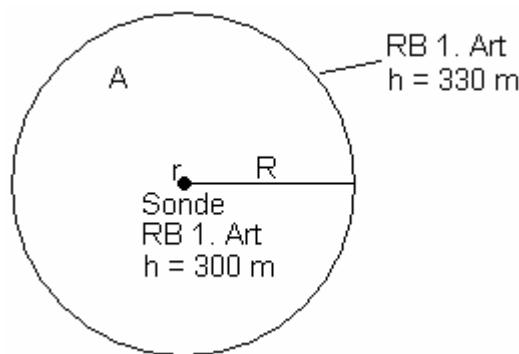


Abbildung 22: Skizze für Grundmodell der stationären Grundwasserströmung

Im **Budget Analyzer** des Programms konnten für die Sonde folgende Werte abgelesen werden:

$$Q = 1,056869 * 10^3 \text{ m}^3 / d$$

$$Q = 0,01223 \text{ m}^3 / s$$

$$\underline{Q = 12,23 l / s}$$

Wie beim stationären Wärmeleitungsmodell wurde auch für das stationäre Grundwasserströmungsmodell eine ***analytische Vergleichsrechnung*** angestellt. Dabei wurde ebenfalls die RB 1. Art an der Sonde durch eine RB 4. Art ersetzt, indem der mit FEFLOW ermittelte Förderstrom von $Q = 1,0568692 * 10^3 m^3 / d$ eingegeben wurde.

Der durch FEFLOW ermittelte Wasserstand wurde aus den oben bereits erläuterten Gründen am „Observation Point“ mit $h_{OP} = 310,27m$ abgelesen (Abbildung 20).

Die analytische Berechnung des Wasserstandes bzw. der Wasserstandsdifferenz (Abbildung 21) erfolgte nach THIEM:

$$\Delta h = \frac{Q * \ln(R / r_0)}{2\pi * k_f * M} \quad \text{aus HÖLTING (1995)} \quad (8)$$

mit Δh – Wasserstandsdifferenz in m

Q – Förderstrom = $0,01223 l / s$

R – Radius des Einzugsgebietes = $4460m$

r_0 – Abstand der Sonde zum OP = $1,62m$

k_f – Durchlässigkeitsbeiwert = $4,29 * 10^{-7} m / s$

M – Mächtigkeit = $1800m$

$$\Delta h = \frac{0,01223 l / s * \ln(4460m / 1,62m)}{2\pi * 4,29 * 10^{-7} m / s * 1800m}$$

$$\Delta h = 19,96m$$

Beim Subtrahieren der ermittelten Wasserstandsdifferenz $\Delta h = 19,96m$ vom Ausgangswasserstand $h_0 = 330m$ nach

$$h = h_0 - \Delta h \quad (9)$$

ergab sich nach $h = 330m - 19,96m$ am „Observation Point“ nach der analytischen Berechnung ein Wasserstand $h = 310,04m$. Dieses Ergebnis brachte eine hinreichend gute Übereinstimmung mit dem Wert von FEFLOW (vgl. Abschnitt 7).

6.2.1.3 Grundmodell für stationäre Wärmeleitung und Grundwasserströmung

Im nächsten Schritt der Modellierung wurden das Grundmodell der stationären Wärmeleitung und das der stationären Grundwasserströmung entsprechend der in Tabelle 5 und Tabelle 6 angegeben Parameter zu einem kombiniert, d. h. es wurde der Wärme- und der Förderstrom ermittelt. Es wurden sowohl am äußeren Modellrand mit $h = 330m$ & $T = 30^\circ C$ als auch an der Sonde mit $h = 300m$ & $T = 10^\circ C$ die RB 1. Art wie in den Grundmodellen definiert.

Die Modellierung mit FEFLOW ergab folgenden Förder- und Wärmestrom für das gekoppelte Modell:

$$\begin{aligned} Q &= 1,13941 * 10^3 m^3 / d & \dot{W} &= 1,431042 * 10^{11} J / d \\ Q &= 13,18 l / s & & \dot{W} = 1,66 MW \end{aligned}$$

Der Wärmestrom war im Gegensatz zum reinen Wärmeleitungsmodell (6.2.1.1) um ein Vielfaches angestiegen (vgl. Abschnitt 7).

6.2.2 Erweiterung zum 3D-Modell

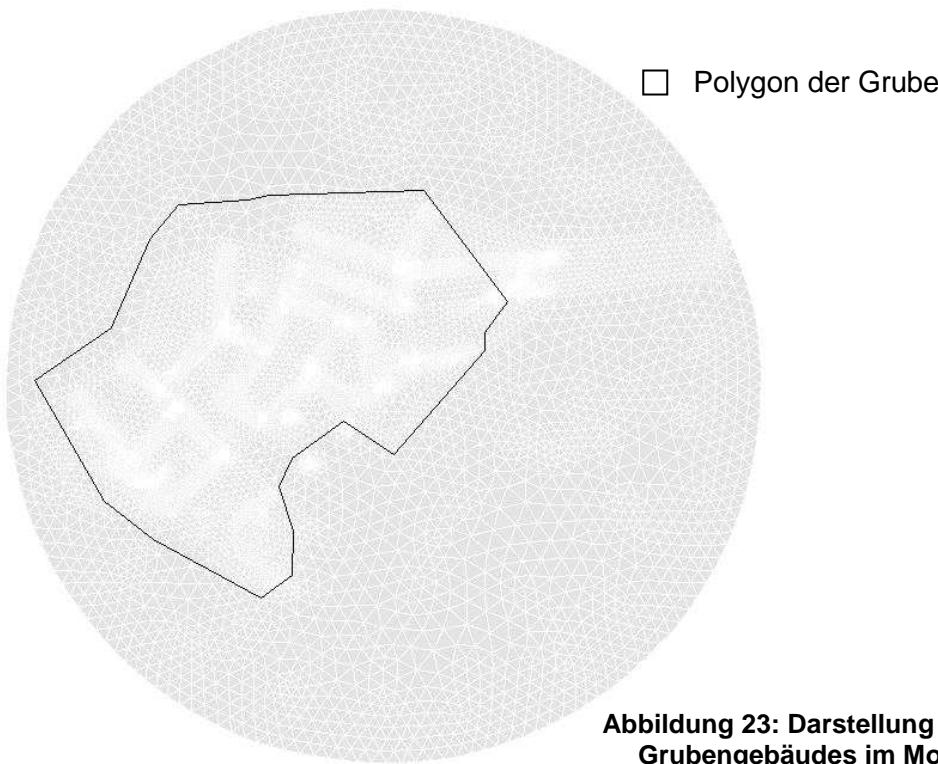
Im weiteren Verlauf der Modellierungsarbeiten mit FEFLOW wurde das getestete 2D-Modell zu einem 3D-Modell erweitert. Dafür wurden die Schichten im 3D-Modell so definiert, dass für jede Sohle ein Zuflusswert vorhanden war (Tabelle 4).

Tabelle 7: Zuweisung der einzelnen Sohlen im 3D-Modell

Sohlen-Nr.	Sohle	Bereich (von bis)	Q (WISMUT GMBH 1996)	Sohlen-Nr.	Sohle	Bereich (von bis)	Q (WISMUT GMBH 1996)
1	$m \geq MSS$	$+30 - 0$	$175 m^3/h$	11	-300	$-270 - -300$	$31 m^3/h$
2	-30	$0 - -30$	19	12	-330	$-300 - -330$	10
3	-60	$-30 - -60$	163	13	-360	$-330 - -360$	15
4	-90	$-60 - -90$	19	14	-390	$-360 - -390$	10
5	-120	$-90 - -120$	44	15	-420	$-390 - -420$	13
6	-150	$-120 - -150$	19	16	-450	$-420 - -450$	9
7	-180	$-150 - -180$	31	17	-480	$-450 - -480$	22
8	-210	$-180 - -210$	13	18	-510	$-480 - -510$	6
9	-240	$-210 - -240$	76	19	-540	$-510 - -540$	41
10	-270	$-240 - -270$	13	20	< -540	$-540 - -1800$	131

Um nicht jede einzelne Strecke des vereinfachten Grubengebäudes mit separaten Randbedingungen und Parametern belegen zu müssen, wurde die Grube wie in

Abbildung 23 als gleiches Polygon auf allen Sohlen in das Modell eingebaut. Bei einem ersten Versuch wurde das Polygon um alle Strecken (Anlage 1) gezeichnet. Es stellte sich jedoch heraus, dass die modellierte Grube dann zu nah an die Grenze des Modells reichte (vor allem am Ost- und Westrand), was zu Fehlermeldungen bei der Modellierung führte (der Gleichungslöser konvergierte nicht – Abbruchschanke von $\Delta h = 1 \cdot 10^{-3} m$ wurde nicht erreicht). Um extreme Gradienten zwischen benachbarten Netzknoten in diesen Bereichen zu verhindern, wurde das Polygon der Grube an den entsprechenden Seiten verkürzt.



Zunächst erfolgte mit diesem Modell nur die Simulation der Grundwasserströmung, geothermische Aspekte wurden bis auf weiteres nicht berücksichtigt. Für das 3D-Modell wurden die Parameter entsprechend Tabelle 8 verwendet.

Tabelle 8: Parameter für die 3D-Strömung (nach www_9)

Bezeichnung	Symbol	Einheit (im FEFLOW)	Wert
k_f -Wert [Kxx]	K_{11}	10^{-4} ms^{-1}	*
k_f -Wert [Kyy]	K_{22}	10^{-4} ms^{-1}	*
k_f -Wert [Kzz]	K_{33}	10^{-4} ms^{-1}	*
Zu-(+)/Ab(-)fluss von oben/unten	P_0	10^{-4} md^1	0
entwässerbarer Porosität	n_e	1	0.2
spezifischer Speicherkoefizient	S_0	m^{-1}	$10^{-4} **$
Quellen(+)/Senken(-)	\bar{Q}_p	10^{-4} md^1	0
Materialkennwert für RB 3. Art	$\bar{\phi}_h^{in}, \bar{\phi}_h^{out}$	10^{-4} md^1	0

** - default-Wert wurde beibehalten, da nur stationäre Berechnungen durchgeführt wurden, bei denen der spezifische Speicherkoefizient keine Rolle spielt

Der k_f -Wert für das Gebirge in x-, y- und z-Richtung (*) wurde für jede Sohle nach Tabelle 4 definiert; für das gesamte Grubengebäude wurde ein k_f -Wert von $k_f = 10^{-4} \text{ m/s}$ abgeschätzt. Da weder eine Grundwasserneubildung noch -zehrung Eingang fand, wurde sowohl beim Zu-(+)/Ab(-)fluss von oben/unten als auch bei den Quellen(+)/Senken(-) der Wert 0 beibehalten. Die in der Natur vorkommende Grundwasserneubildung wird im Modell nur über den Rand eingespeist. Da der entwässerbare Porenraum und der spezifische Speicherkoefizient nur bei instationären Verhältnissen eine Rolle spielen, wurden die default-Werte beibehalten. Eine Randbedingung 3. Art wurde nicht definiert, demzufolge sind keine Materialbedingungen dafür nötig.

Als äußere Randbedingung 1. Art wurde im gesamten 3D-Modell für die Modellgrenze die mittlere Einspeisungshöhe von 420 m NN – entspricht +90 m im Modell (vgl. Tabelle 1) – definiert (WISMUT GMBH 1996) und während allen weiteren Modellierungsschritten beibehalten. Der Wasserstand im Grubengebäude als innere Randbedingung 1. Art, der auf jedem einzelnen Knotenpunkt lag (Abbildung 24), wurde im Zuge der k_f -Wert-Anpassung für jede Sohle einzeln bestimmt um dem Höhenniveau der jeweiligen Sohle zu entsprechen.

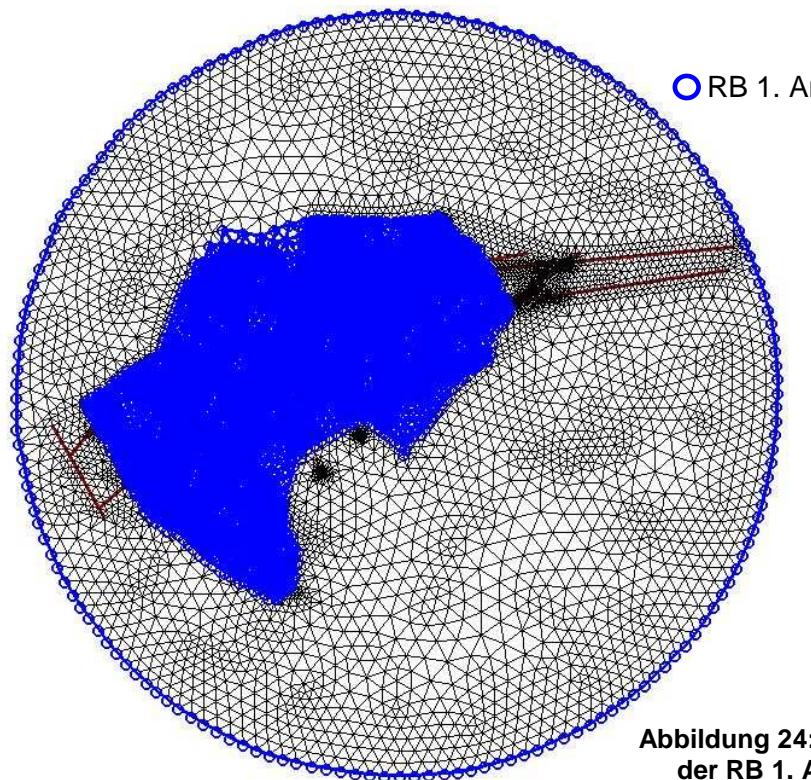


Abbildung 24: Darstellung der RB 1. Art im Modell

6.2.3 k_f -Wert-Anpassung im 3D-Modell

Die aus den Zuflussmessungen der WISMUT GMBH (1996) von SZYMCZAK (2004) berechneten k_f -Werte dienten als Anhaltswerte und wurden vor der weiteren Modellierung kalibriert.

Bei der Anpassung der k_f -Werte im unverwitterten Gebirge wurde davon ausgegangen, dass die auf den einzelnen Sohlen gemessenen Zuflüsse aus dem Gebirge auf dem gleichen Höhenniveau von außen zufließen. Dies entsprach sicher nicht der Realität, aber die Zuflüsse waren die einzigen gemessenen Daten, die für diese Arbeit zur Verfügung standen und somit die einzigen Werte, anhand derer eine Kalibrierung vorgenommen werden konnte. Aus diesem Grund und um die Rechenzeit zu verkürzen, wurde das 3D-Modell in die einzelnen Sohlen aufgegliedert und die Sohlen dann für die Kalibrierung getrennt voneinander betrachtet.

Um die Bedingungen der Einzelsohlenmodelle auch im Gesamtmodell beizubehalten zu können und keinen Kurzschluss zwischen den Sohlen zu schaffen, wurde zwischen jeder Sohle eine Hilfsschicht von je 1 m Mächtigkeit eingebaut. Dieser wurde, um einen Austausch zwischen den Sohlen zu verhindern, ein k_f -Wert von $k_f = 10^{-12} \text{ m/s}$ auf der gesamten Fläche (Gebirge und Grube) zugewiesen. In Tabelle 9 sind die Mächtigkeiten der einzelnen Sohlen und Hilfsschichten dargestellt

ebenso die Zuläufe Q der WISMUT GMBH (1996) und die k_f -Werte von SZYMCZAK (2004) für die jeweiligen Sohlen.

Tabelle 9: Festgelegte Schichten/Layer im 3D-Modell zur Anpassung der k_f -Werte

Sohlen-Nr.	Layer (in FEFLOW)	Sohle	Bereich (von bis)	Q (WISMUT GMBH 1996)	k_f (SZYMCZAK 2004)
1	1	\geq MSS	m	m^3/h	m/s
	2		+30 – 1 1 – 0	175	1,30E-05 1,00E-12
2	3	-30	0 – -29	19	8,80E-07
	4		-29 – -30		1,00E-12
3	5	-60	-30 – -59	163	5,48E-06
	6		-59 – -60		1,00E-12
4	7	-90	-60 – -89	19	5,03E-07
	8		-89 – -90		1,00E-12
5	9	-120	-90 – -119	44	9,59E-07
	10		-119 – -120		1,00E-12
6	11	-150	120 – -149	19	3,52E-07
	12		-149 – -150		1,00E-12
7	13	-180	-150 – -179	31	5,00E-07
	14		-179 – -180		1,00E-12
8	15	-210	-180 – -209	13	1,85E-07
	16		-209 – -210		1,00E-12
9	17	-240	-210 – -239	76	9,70E-07
	18		-239 – -240		1,00E-12
10	19	-270	-240 – -269	13	1,50E-07
	20		-269 – -270		1,00E-12
11	21	-300	-270 – -299	31	3,28E-07
	22		-299 – -300		1,00E-12
12	23	-330	-300 – -329	10	9,75E-08
	24		-329 – -330		1,00E-12
13	25	-360	-330 – -359	15	1,35E-07
	26		-359 – -360		1,00E-12
14	27	-390	-360 – -389	10	8,40E-08
	28		-389 – -390		1,00E-12
15	29	-420	-390 – -419	13	1,00E-07
	30		-419 – -420		1,00E-12
16	31	-450	-420 – -449	9	6,67E-08
	32		-449 – -450		1,00E-12
17	33	-480	-450 – -479	22	1,54E-07
	34		-479 – -480		1,00E-12
18	35	-510	-480 – -509	6	4,00E-08
	36		-509 – -510		1,00E-12
19	37	-540	-510 – -539	41	2,57E-07
	38		-539 – -540		1,00E-12
20	39	< -540	-540 – -1800	131	3,55E-08

Die einzigen gemessenen geohydraulischen Daten, die für die Grube Schlema-Alberoda vorlagen, waren die Zuflussmessungen auf den einzelnen Sohlen der WISMUT GMBH (1996). Aus diesem Grund wurde der k_f -Wert für jede einzelne (von

den anderen abgetrennte) Sohle im Modell so lange verändert, bis der Zulauf gemäß FEFLOW dem Messwert entsprach.

Die Berechnungen im FEFLOW wurden unter stationären Verhältnissen durchgeführt. Die Randbedingung 1. Art für die Grube wurde auf beide Slices der Schicht bzw. Sohle gelegt, weil das Potential immer auf den beiden Slices liegen sollte, die den Grundwasserleiter begrenzen. Da für die Anpassung immer nur die eigentlichen Sohlen und nicht die Hilfsschichten betrachtet wurden, gab es nur die zwei Slices, die die Sohle begrenzen.

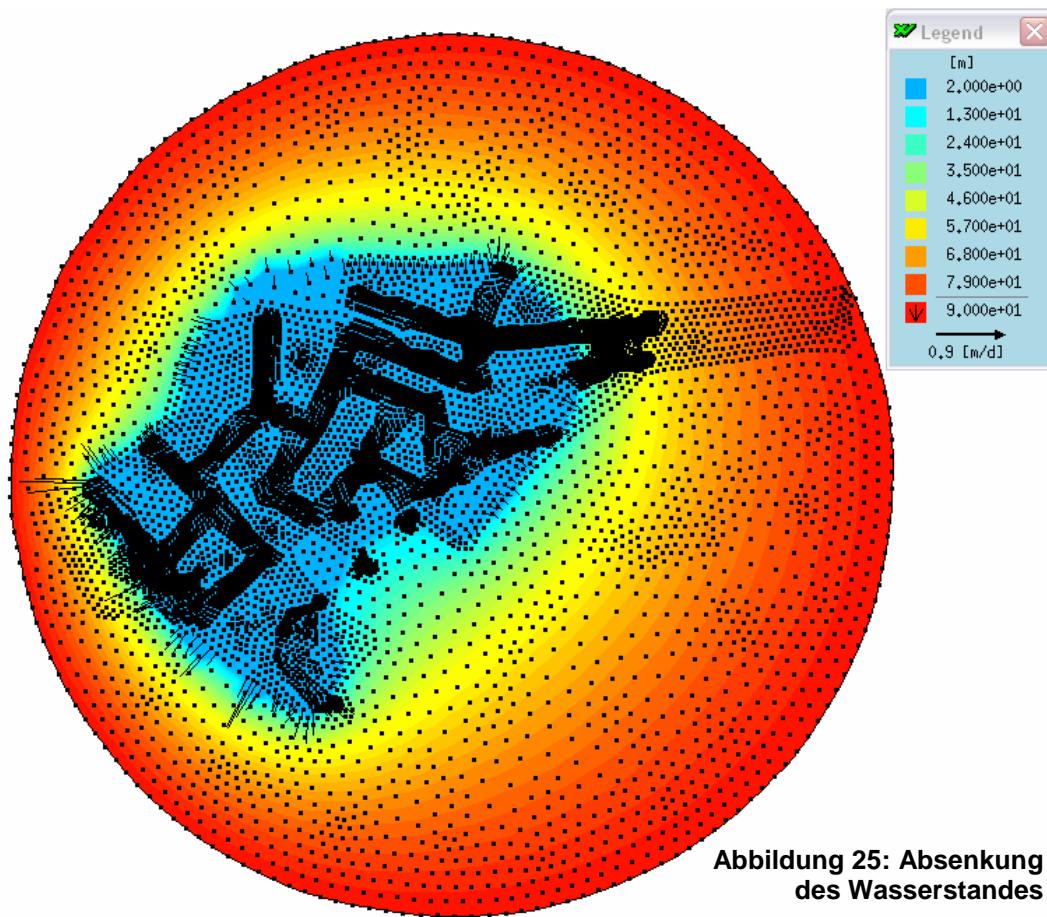
Die Kalibrierung der k_f -Werte war sehr umfangreich, da verschiedene Möglichkeiten der Anpassung durchgerechnet werden mussten, bevor diese erfolgreich war. Es wurde unter anderem der Hersteller des Programms zu Rate gezogen um mit FEFLOW auftretende Probleme zu lösen. Eine genaue Beschreibung der Kalibrierung ist als Anlage 2 dieser Arbeit beigefügt.

Die endgültige Anpassung der Einzelsohlenmodelle erfolgte unter der Annahme gespannter Strömung, die entsprechenden k_f -Werte mit den zugehörigen Zuläufen sind in Tabelle 21 (Anlage 2) enthalten. Für Sohle 1 wurde eine zusätzliche Berechnung für freies Grundwasser (free & movable) durchgeführt, da der Wasserspiegel im gefluteten Zustand innerhalb dieser Sohle liegt und diese somit keine gespannten Verhältnisse aufweist.

6.2.4 Kalibriertes 3D-Modell

Die angepassten k_f -Werte aus Tabelle 21 wurden in das Gesamtmodell übernommen, wobei für Sohle 1 ein freier Grundwasserspiegel und für alle anderen gespannte Verhältnisse angenommen wurden.

Um herauszufinden, ob die Summe der Zuflüsse der einzelnen Sohlen auch dem Zufluss im Gesamtmodell entsprach, wurden die Bedingungen der Einzelsohlenmodelle auf dieses übertragen, indem jeder Sohle ein eigener Wasserstand (Sohle 1: 1 m über Sohlenboden, Sohlen 2-20: 1 m über Sohle) zugewiesen wurde. Dabei ergab sich für das komplette Modell im Vergleich zur Summe der einzelnen Sohlen ein etwas größerer Zufluss von $Q = 21418m^3/d$ (Tabelle 10). Abbildung 25 zeigt den Absenkungstrichter im 3D-Modell auf Sohle 1.



Um den gefluteten Zustand der Grube zu simulieren, wurde der Wasserstand im gesamten Grubengebäude auf 1 m oberhalb des Sohlenbodens von Sohle 1 gelegt. Dabei ergab sich einen Zulauf von $Q = 10759 \text{ m}^3/\text{d}$ (Tabelle 10). Eine 3D-Darstellung der Wasserspiegelabsenkung für die geflutete Grube zeigt Abbildung 43 (Anlage 3). Die heutige Pumpleistung, die benötigt wird, um den Wasserspiegel in der Grube konstant zu halten, liegt allerdings bei mindestens $Q = 19200 \text{ m}^3/\text{d}$ (Tabelle 10). Um diese Wassermenge im gefluteten Modell zu erhalten (vgl. Abschnitt 7), wurde der angepasste k_f -Wert verdoppelt (Tabelle 21) und es ergab sich ein Zulauf von $Q = 21349 \text{ m}^3/\text{d}$ (Tabelle 10) für das Gesamtmodell im heutigen Zustand.

Tabelle 10: Vergleich der Zuflüsse der verschiedenen Varianten

Variante	Q	
	m^3/d	m^3/h
heutige Pumpleistung (vgl. 2.2.3)	19200 (...28800)	800 (...1200)
Σ einzelne Sohlen (WISMUT GMBH 1996; Tabelle 21)	20640	860
Σ einzelne Sohlen nach Kalibrierung (Tabelle 21)	20649	860,4
ungeflutetes Gesamtmodell	21418	892,4
geflutetes Gesamtmodell	10759	448,3
geflutetes Gesamtmodell mit $k_f * 2$	21349	889,5

Im Bergwerk Schlema-Alberoda sind die einzelnen Strecken durch zahlreiche Schächte miteinander verbunden. Bisher wurden diese Verbindungen im Modell vernachlässigt, weil sie für die Anpassung der einzelnen Sohlen keine Rolle spielten. Zu Zeiten des aktiven Bergbaus wurden alle Auffahrungen sohlenweise entwässert und die Schächte stellten somit keine Wasserwegsamkeiten dar. Um diese Wege, die eine Konvektion ermöglichen (vgl. 2.2.3) im gefluteten Zustand zu beachten, wurden in das Modell an sechs Punkten, an denen sich Schächte befinden, 1D-Elemente eingebaut (Anlage 1). In diesen 1D-Elementen, die sich über alle Sohlen erstrecken, fließt das Wasser nach Manning-Strickler. Für die Werte der benötigten Querschnittsfläche und des Rauhigkeitsbeiwertes wurden der Durchmesser von 6 m bei Tagesschächten ($r = 3m$) und ein Betonausbau (WISMUT GMBH 1999) zu Grunde gelegt. Daraus ergab sich nach (1) eine Fläche von $A = 28,27m^2$ und ein Rauhigkeitsbeiwert nach Manning-Strickler von $k_{St} = 90m^{1/3} / s$ (SCHNEIDER 1996). Dadurch wurde der Kurzschluss, der durch die Schächte im gefluteten Zustand erzeugt wird, vereinfacht dargestellt.

6.2.5 Temperaturfeld

Nachdem das hydraulische 3D-Modell kalibriert und die 1D-Elemente als Wasserwegsamkeiten im Grubengebäude einbezogen wurden, erfolgte das Hinzufügen der für einen Wärmetransport benötigten Parameter. Dafür wurden die in Tabelle 5 aufgeführten Werte (mit Ausnahme der Aquifermächtigkeit, die im gespannten 3D durch die Tiefe der Slices definiert ist) verwendet, so dass am Modell sowohl geohydraulische als auch geothermische Berechnungen durchgeführt werden konnten.

Als geothermische Randbedingung wurde an der äußeren Modellgrenze die geothermische Tiefenstufe von 32 m angelegt, wobei die Temperatur auf der -1800-m-Sohle 70 °C beträgt (WOLKERSDORFER 1996). Um eine Abstufung in dem 1260 m mächtigen Layer vorzunehmen, wurden in dieser Schicht für verschiedene Werte der Tiefenstufe zusätzliche Slices eingebaut. Diese gleichen, bis auf die Randbedingung der Temperatur in allen Eigenschaften den zur letzten Schicht zugehörigen Slices. Die Zuweisung der jeweiligen Temperatur zum Slice ist in Tabelle 11 dargestellt, die Zuordnung der Layer zur Sohle bzw. Sohlennummer erfolgt nach Tabelle 9.

Tabelle 11: Geothermische Tiefenstufe für 3D-Modell

Layer	Slice	Teufe im Modell <i>m</i>	Teufe <i>m uGOK</i>	T °C
1	1	+30	-60	12,81250
2	2	1		13,75000
2	3	0	-90	13,75000
3	4	-29		14,68750
4	5	-30	-120	14,68750
5	6	-59		15,62500
6	7	-60	-150	15,62500
7	8	-89		16,56250
8	9	-90	-180	16,56250
9	10	-119		17,50000
10	11	-120	-210	17,50000
11	12	-149		18,43750
12	13	-150	-240	18,43750
13	14	-179		19,37500
14	15	-180	-270	19,37500
15	16	-209		20,31250
16	17	-210	-300	20,31250
17	18	-239		21,25000
18	19	-240	-330	21,25000
19	20	-269		22,18750
20	21	-270	-360	22,18750
21	22	-299		23,12500
22	23	-300	-390	23,12500
23	24	-329		24,06250
24	25	-330	-420	24,06250
25	26	-359		25,00000
26	27	-360	-450	25,00000
27	28	-389		25,93750
28	29	-390	-480	25,93750
29	30	-419		26,87500
30	31	-420	-510	26,87500
31	32	-449		27,81250
32	33	-450	-540	27,81250
33	34	-479		28,75000
34	35	-480	-570	28,75000
35	36	-509		29,68750
36	37	-510	-600	29,68750
37	38	-539		30,62500
38	39	-540	-630	30,62500
39	40	-840	-930	40,00000
39	41	-1160	-1250	50,00000
39	42	-1480	-1570	60,00000
39	43	-1800	-1890	70,00000

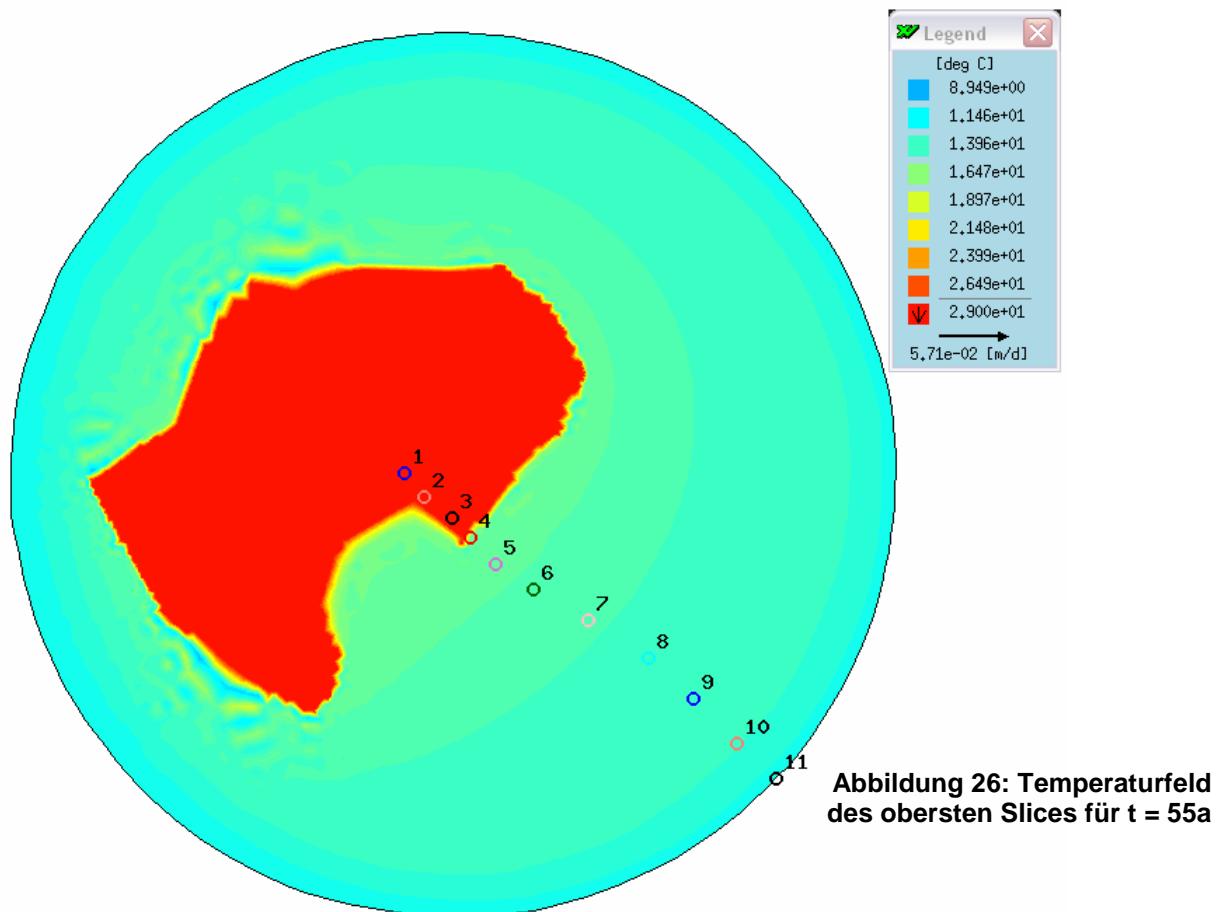
Nach MEYER 2004 liegt die derzeitige Temperatur im gesamten Grubengebäude zwischen 28 und 30 °C, also wurde eine Randbedingung 1. Art auf jedem Slice in der Grube von 29 °C definiert.

In der Berechnung mit den angegebenen Parametern und Einstellungen erfolgte die Modellierung der Grundwasserströmung stationär (Zustand im Jahr 2005) und die

des Wärmetransportes instationär über einen Zeitraum von 55 Jahren (vom Beginn des Wismut-Bergbaus 1950 bis 2005). Dabei ergab sich im FEFLOW ein Wärmestrom für das gesamte Modell von $\dot{W} = 2,2 \cdot 10^{12} J/d$, also 25,5 MW für den Endzeitpunkt.

Wie in Abbildung 26 und Abbildung 27 zu erkennen ist, entstand in diesen 55 Jahren eine Wärmeanomalie im Grubenfeld, deren Ausdehnung im Gebirge nur sehr gering war. Es ist das oberste und der unterste Slice des Modells gezeigt; die Temperaturen sind mit Hilfe der zum Bild gehörenden Legende ablesbar. Eine 3D-Darstellung zeigt Abbildung 44 (Anlage 3).

Eine genauere Betrachtung der Ergebnisse dieser instationären Temperaturfeldberechnung erfolgt in Abschnitt 7.



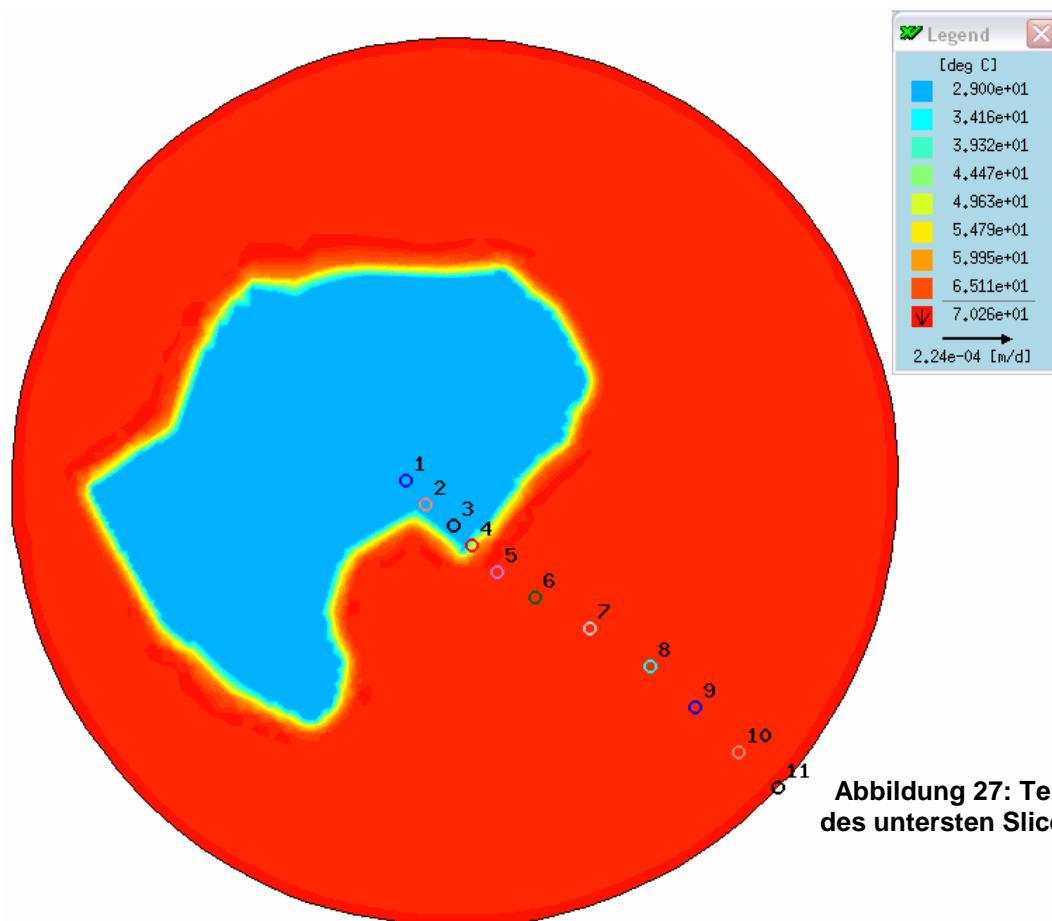


Abbildung 27: Temperaturfeld des untersten Slices für $t = 55a$

Diese geringe Auswirkung der Grube bestätigten auch analytische Berechnungen für die Reichweite einer „geothermischen Bohrung“ bei reiner Wärmeleitung nach

$$R_{th} = 1,5 \sqrt{t * a_{th}} \quad (10)$$

$$\text{wobei } a_{th} = \frac{\lambda}{\rho * c} \quad (11)$$

mit R_{th} – geothermische Reichweite in m

t – Zeit in s

a_{th} – Temperaturleitfähigkeit in m^2/s

λ – Wärmeleitfähigkeit des Feststoffes = $2,1 \text{W}/(\text{mK})$

ρ – Dichte des Feststoffes = $2700 \text{kg}/\text{m}^3$

c – spezifische Wärmekapazität = $850 \text{J}/(\text{kgK})$

Werte für λ , ρ und c aus HÄFNER et al. (1992)

$$a_{th} = 9,15 * 10^{-7} \text{m}^2/\text{s} \text{ nach } a_{th} = \frac{2,1 \text{W}/(\text{mK})}{2700 \text{kg}/\text{m}^3 * 850 \text{J}/(\text{kgK})}$$

Diese Formel entspricht der geohydraulischen Reichweitenberechnung nach

$$R_{hy} = 1,5 \sqrt{t * \frac{T}{S}} \quad (\text{BALKE et al. 2000}) \quad (12)$$

wobei $\frac{T}{S} = \frac{1}{a_{hy}}$

mit R_{hy} – geohydraulische Reichweite in m

t – Zeit in s

T – Transmissivität in m^2/s

S – Speicherkoeffizient

a_{hy} – geohydraulische Zeitkonstante in s/m^2

Da der geohydraulische Term $\frac{1}{a_{hy}}$ der geothermischen Temperaturleitfähigkeit a_{th}

gleichzusetzen ist, kann (10) für die Reichweitenberechnung der Wärmeausbreitung genutzt werden. Die Reichweiten für unterschiedliche Zeitschritte sind in Tabelle 12 dargestellt.

Tabelle 12: Reichweite der Abkühlung bei reiner Wärmeleitung für Zeit t

t [a]	1	2	5	10	20	30	40	50	100	200	500
R [m]	8,1	11,4	18,0	25,5	36,0	44,1	51,0	57,0	80,6	114,0	180,2

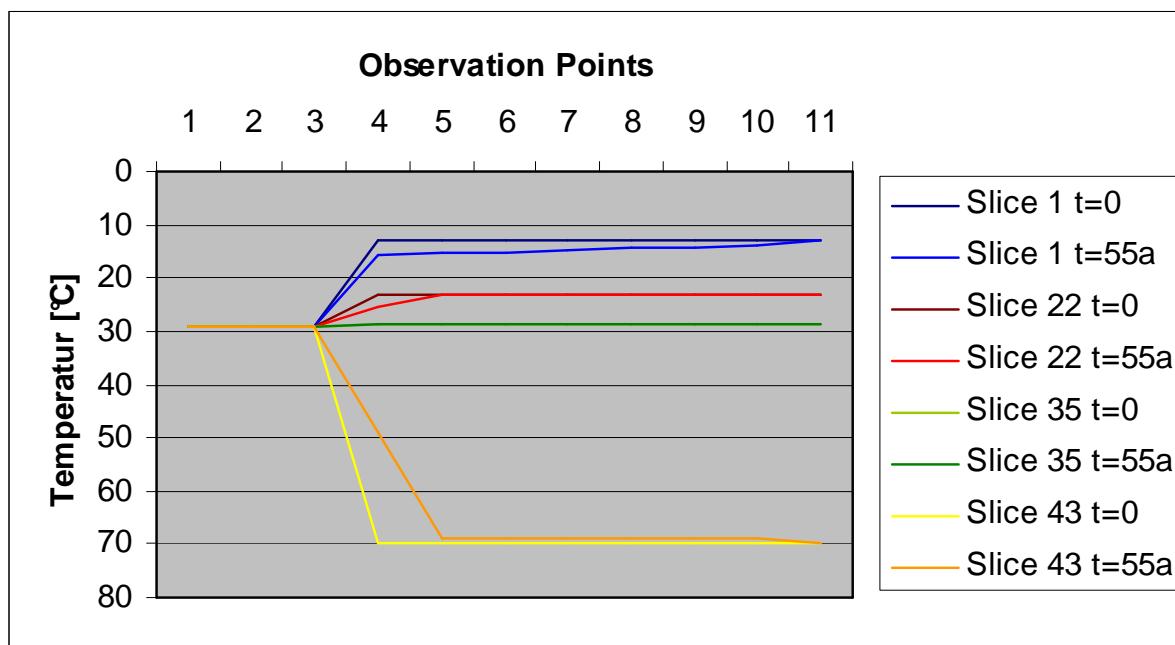
Um den Temperaturverlauf im Modell verfolgen zu können, wurden vom Grubengebäude bis zum Modellrand entlang einer Stromlinie „Observation Points“ (1-11 in Abbildung 26 und Abbildung 27; Anlage 1) angelegt, deren Werte für Slice 1, 22, 35 und 43 für die Zeitschritte der instationären Berechnung gespeichert wurden. Der Abstand der einzelnen „Observation Points“ zum nächsten Punkt und die Entfernung zur inneren Randbedingung der Grube entlang der Stromlinie ist in Tabelle 13 aufgeführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 14 und Abbildung 28 zu finden, eine Auswertung in Abschnitt 7.

Tabelle 13: Abstand der „Observation Points“ und Entfernung zur RB der Grube

Observation Point	Lage	Abstand zum nächsten OP	Entfernung vom OP zur RB
1	in Grube	319	870
2	in Grube	358	551
3	in Grube	273	193
4	im Gebirge	363	82
5	im Gebirge	454	445
6	im Gebirge	634	899
7	im Gebirge	719	1533
8	im Gebirge	614	2252
9	im Gebirge	634	2866
10	im Gebirge	539	3500
11	im Gebirge		4039

Tabelle 14: Räumlicher Temperaturverlauf für ausgewählte Slices

Zeit [d] OP	Slice 1		Slice 22		Slice 35		Slice 43	
	0.001 T [°C]	20075.00 T [°C]						
1	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00
2	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00
3	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00
4	12.81	15.50	23.13	25.62	28.75	28.87	70.00	49.12
5	12.81	15.44	23.13	23.12	28.75	28.76	70.00	68.68
6	12.81	15.07	23.13	23.11	28.75	28.76	70.00	68.72
7	12.81	14.69	23.13	23.11	28.75	28.76	70.00	68.72
8	12.81	14.36	23.13	23.11	28.75	28.76	70.00	68.72
9	12.81	14.15	23.13	23.11	28.75	28.76	70.00	68.72
10	12.81	13.97	23.13	23.11	28.75	28.76	70.00	68.72
11	12.81	12.81	23.13	23.13	28.75	28.75	70.00	70.00

**Abbildung 28: Räumlicher Temperaturverlauf für ausgewählte Slices**

6.2.6 Wärmeabgriff durch Sonden

Da die Nutzung des Grubenwassers für die Erdwärmegewinnung von vorn herein ausgeschlossen wurde, konnten nur Möglichkeiten für den Wärmeabgriff außerhalb des Grubengebäudes untersucht werden. Durch die geringe Wasserführung kommen nur Erdwärmesonden für die Energiegewinnung in Betracht. Um die optimale Tiefe zu finden, wurden Sonden in drei unterschiedlichen Längen, ausgehend von Slice 1 mit +30 m über der Markus-Semmler-Sohle, eingebaut – 90 m, 510 m und 1830 m. Die Wärmegewinnung erfolgte jeweils über die gesamte Sondenlänge. Zusätzlich zu den Sonden an der Grube wurden in jeweils den gleichen Tiefen Sonden in der Nähe des Modellrandes positioniert, um den Einfluss des Temperaturfeldes in der Umgebung der Grube und damit eventuelle Vorteile aufzuzeigen. Die zwei Standorte dieser Sonden sind aus Anlage 1 ersichtlich.

Die Sonden wurden im Modell als Randbedingung 1. Art auf jedem Slice bis zur gewünschten Teufe mit einer Temperatur von 10 °C definiert, so dass der jeweilige Wärmestrom über einen Betriebszeitraum von 30 Jahren (2005 bis 2035) verglichen werden konnte. Die aus FEFLOW ermittelten Werte für die Wärmemenge zum Zeitpunkt $t = 30a$ in den drei verschiedenen Teufen an den beiden ausgewählten Positionen sind in Tabelle 22 (Anlage 4) zu finden. Die innere und äußere Sonde einer jeweiligen Tiefe wurden zum Vergleich in einer Abbildung gemeinsam grafisch dargestellt. Abbildung 29 zeigt die logarithmische Darstellung über den kompletten Betriebszeitraum der 90-m-Sonde; die Sonden in 510 m und 1830 m verhalten sich ähnlich (Tabelle 22). In Abbildung 30, Abbildung 31 und Abbildung 32 ist der Wärmeabgriff der Sonden in den 3 Teufen ohne die anfänglichen Schwingungen dargestellt. Im Abschnitt 7 wird auf den Verlauf der Kurven und deren Bedeutung näher eingegangen.

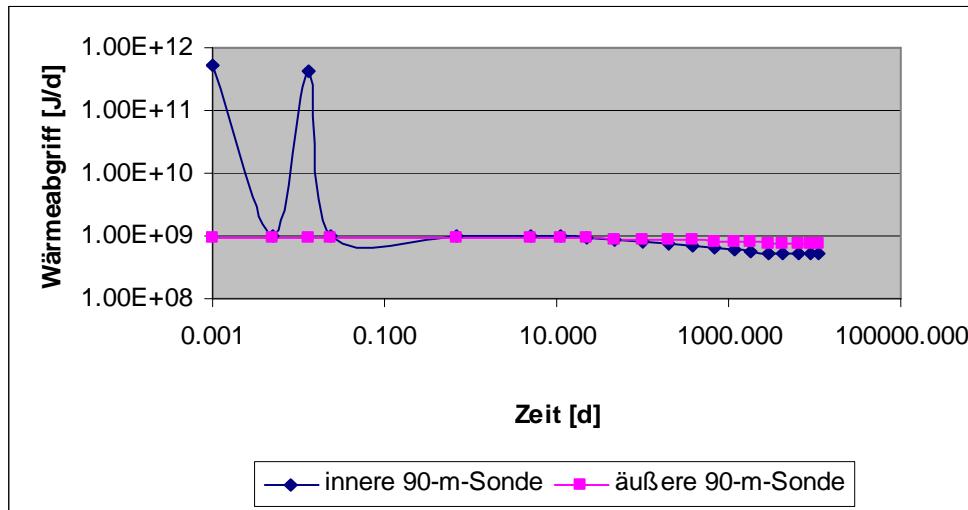


Abbildung 29: logarithmische Darstellung des Wärmeabgriffs an der 90-m-Sonde

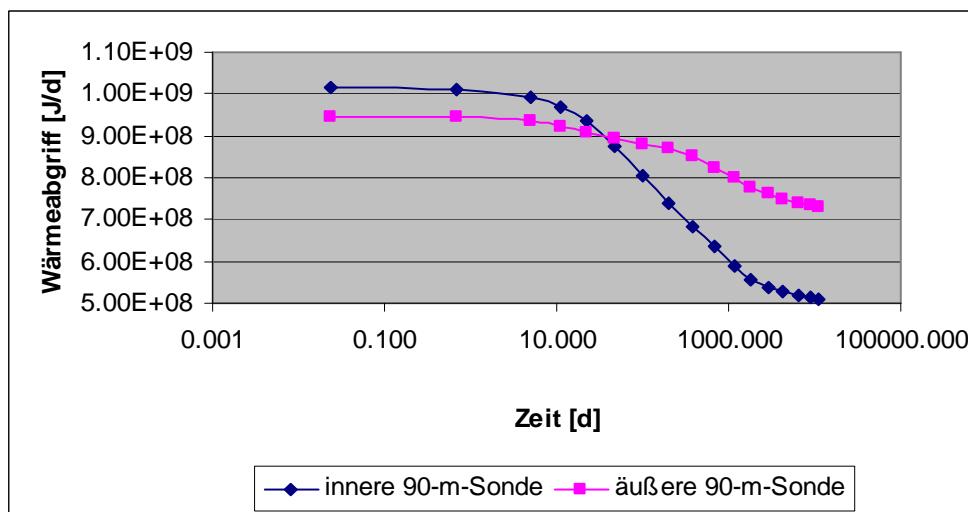


Abbildung 30: Wärmeabgriff an der 90-m-Sonde

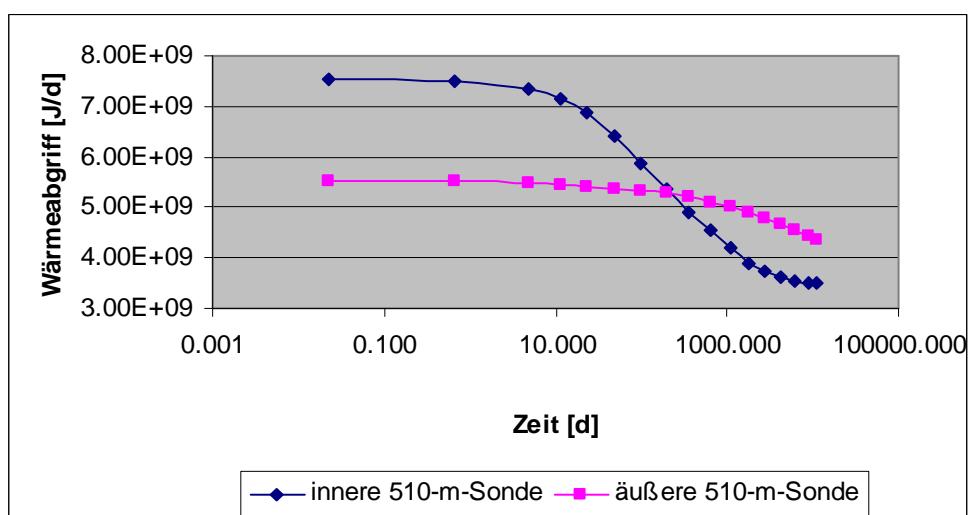


Abbildung 31: Wärmeabgriff an der 510-m-Sonde

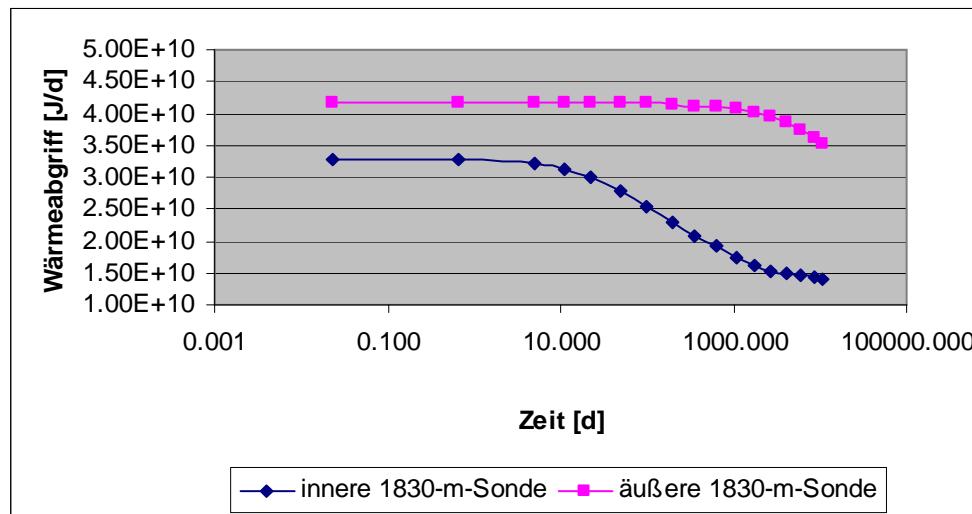


Abbildung 32: Wärmeabgriff an der 1830-m-Sonde

7 Diskussion der Ergebnisse

Unter Punkt 6.2.1 erfolgte der Aufbau und Test des Modells mit FEFLOW, dabei wurde sowohl für das Grundmodell der stationären Wärmeleitung als auch für das der stationären Grundwasserströmung eine analytische Vergleichsrechnung durchgeführt. Die mittels FEFLOW berechnete Temperatur am „Observation Point“ lag bei $T_{Op} = 16,85^\circ\text{C}$, aus den Gleichungen (5) und (6) ergab sich $T = 16,69^\circ\text{C}$. Die Abweichung betrug $0,16^\circ\text{C}$ und lag damit unter 1 % ($0,898\%$). Der in der Modellierung ermittelte Wasserstand am „Observation Point“ von $h_{Op} = 310,27m$ unterschied sich um 0,23 m von dem mittels Gleichungen (8) und (9) berechneten $h = 310,04m$. Die Abweichung lag mit 0,07 % weit unter 1 %.

Da es keine signifikanten Unterschiede zwischen den Modellierungsergebnissen und den analytischen Vergleichsrechnungen gegeben hat, war die Funktionalität des Modells bestätigt.

Beim Grundmodell für stationäre Wärmeleitung und Grundwasserströmung ergab sich ein Wärmestrom von 1,66 MW. Dieser Wert war ca. um das 40-fache größer als beim reinen Wärmeleitungsmodell ($\dot{W} \approx 39,9\text{kW}$), was zeigt, dass Konvektion eine erhebliche Rolle spielt. Durch die Bewegung des Wassers wird die Wärme im Untergrund viel schneller verbreitet als bei der reinen Wärmeleitung im Gestein.

Unter Punkt 6.2.4 wurden die Arbeitsschritte am kalibrierten 3D-Modell beschrieben. In diesem Zusammenhang wurden auch die Zuflüsse für die einzelnen Sohlen und das Gesamtmodell verglichen (Tabelle 10). Im ungefluteten Zustand (Wasserstände 1 m über der jeweiligen Sohle, 1 m über Sohlenboden auf Sohle 1) ergab sich mit $Q = 21418m^3/d$ ein Zufluss, der sich von der Summe der Einzelsohlenmodelle mit $Q = 20649m^3/d$ um 3,7 % unterschied. Die Übertragung der kalibrierten Werte der einzelnen Sohlen auf das Gesamtmodell war also erfolgreich und brachte im Gesamzufluss keine signifikanten Unterschiede.

Bei der Umwandlung des Modells in den gefluteten Zustand mit einem Wasserstand von 1 m über dem Sohlenboden von Sohle 1 für alle Schichten ergab sich ein Gesamzufluss von $Q = 10759m^3/d$. Um den Zielwert des Zulaufs zu erreichen, musste der k_f -Wert für alle Sohlen verdoppelt werden ($Q = 21349m^3/d$).

In der Grube Schlema-Alberoda wird derzeit eine Wassermenge von mindestens $Q = 19200 \text{ m}^3/\text{d}$ gehoben um den Flutungswasserspiegel konstant zu halten. Dieser Wert weicht nur wenig von den vor Beginn der Flutung gemessenen Zulaufwerten ($Q = 20640 \text{ m}^3/\text{d}$) ab. Da das Gefälle des Absenkungstrichters durch die Flutung stark verflacht wurde, müsste der Grube eigentlich deutlich weniger Wasser zufließen als vorher. Die heutigen Pumpmengen zeigen aber, dass diese Erwartung nicht eingetreten ist. Die Ursache dafür ist noch nicht eindeutig geklärt. Es gibt zwei Interpretationsvarianten:

1. Das gesamte, der Grube zufließende Wasser stammt aus der Verwitterungszone, die den Grundwasserleiter darstellt. Das würde bedeuten, dass sich die Grube wie ein Topf verhält, in den das Wasser von oben hinein fließt und keine Zuströmung von der Seite erfolgt. In diesem Falle wären die Zuflusswerte der WISMUT GMBH (1996) nicht nutzbar und somit keine sinnvolle Grundlage für die Kalibrierung gewesen.
2. Durch das steile Gefälle des Absenkungstrichters während des aktiven Bergbaus floss das Wasser nicht laminar, sondern turbulent. Die kritische Fließgeschwindigkeit und damit auch die Gültigkeitsgrenze für das Darcy-Gesetz wurden überschritten. Der k_f -Wert ist dann keine Konstante, sondern hängt vom geohydraulischen Gefälle ab.

Da die Hauptaufgabe dieser Diplomarbeit nicht die Klärung der geohydraulischen Bedingungen im Grubenumfeld war, sondern das Testen des Programms FEFLOW für geothermische Probleme, wurde die Kalibrierung des k_f -Wertes in 2 Stufen notwendig. Es wurde angenommen, dass für jede Sohle ein seitlicher Wasserzufluss vorhanden war und somit die zweite Interpretationsvariante als richtig vorausgesetzt. Um für die Ermittlung des Temperaturfeldes die heutige Pumpmenge annähernd als Gesamtzufluss im Modell zu Grunde legen zu können, wurde der k_f -Wert im gefluteten Zustand für jede Schicht verdoppelt. Damit fand die Abhängigkeit des k_f -Wertes vom geohydraulischen Gefälle durch die turbulente Strömung Berücksichtigung.

Unter Punkt 6.2.5 wurde die Berechnung des Temperaturfeldes beschrieben. Tabelle 14 zeigt den räumlichen Temperaturverlauf an ausgewählten Slices an den „Observation Points“ entlang einer Stromlinie. In Abbildung 28 sind die Werte der Tabelle grafisch dargestellt, wobei der Start- und Endzeitpunkt der instationären

Modellierung ausgewählt wurde. Es ist zu erkennen, dass die Kurve für den Endzeitpunkt von Slice 1 ($t = 55a$) sich der Startzeit ($t = 0a$) schon nach sehr kurzer Distanz stark annähert und auch erreicht. Das Gleiche ist für das unterste Slice (43) für $t = 0a$ und $t = 55a$ zu beobachten, wobei der Temperaturunterschied schon bei „Observation Point“ 5 weniger als 2 °C beträgt. Auf Slice 35 (480 m Teufe) entspricht die Temperatur in der Grube in etwa der geothermischen Tiefenstufe, deshalb ändert sich die Temperatur im räumlichen Verlauf nicht. Slice 22 (-300-m-Sohle) zeigt nur an einem Punkt (OP 4) eine Abweichung vom Startzeitpunkt. Dies verdeutlicht, dass die Wärmeanomalie infolge der Grube nur eine sehr geringe Reichweite hat. Die Ausgangstemperatur vom Startzeitpunkt ist sehr schnell wieder erreicht bzw. fast erreicht. Unter allen „Observation Points“ außerhalb des Grubengebäudes hat die Wärmeanomalie auf OP 4 den größten Einfluss. Schon ab „Observation Point“ 5 ist vor allem bei der großen Temperaturdifferenz von 41 °C auf Slice 43 (-1800-m-Sohle) kaum noch ein Unterschied zu erkennen.

In Abbildung 27 und Abbildung 28 ist die jeweilige Temperaturverteilung nach 55 Jahren (2005) für das oberste und das unterste Slice dargestellt. Vor allem das Temperaturfeld von Slice 1 weist auf Unregelmäßigkeiten hin, die sich durch Flecken im Nord- und Südwestbereich der Grube zeigen. Diese Stellen sind auf numerische Dispersion oder Instabilitäten zurückzuführen, deren genauere Untersuchung aus Zeitgründen nicht mehr möglich war. Die Ursachen könnten im Gitternetzaufbau oder in zu großen Zeitschrittweiten der instationären Berechnung liegen, obwohl bereits eine automatische Zeitschrittweitensteuerung verwendet wurde.

Im letzten Arbeitsschritt (Punkt 6.2.6) wurde der Wärmeabgriff der Sonden modelliert. In Abbildung 29 sind die aus FEFLOW ermittelten Werte für die Wärmemenge nach 35 Jahren Betriebszeitraum für die 2 Sondenstandorte der 90-m-Sonde grafisch dargestellt. Aus Tabelle 22 ist zu erkennen, dass sich für die 510-m- und 1830-m-Sonde ein ähnlicher Kurvenverlauf ergeben würde. Die anfänglichen Schwingungen sind nicht real, es handelt sich dabei wahrscheinlich um Probleme mit einem numerisch instabilen Gleichungssystem, bei dem kleine Modellfehler nicht gedämpft werden sondern sich verstärken. In Abbildung 30, Abbildung 31 und Abbildung 32 wurden diese Schwingungen vernachlässigt, um die zwei Standorte besser vergleichen zu können, wobei die inneren Sonden bei 90 m und 510 m den Erwartungen auf lange Sicht gesehen widersprechen (vgl. 5.1.5).

Im oberflächennahen Bereich ist der Wärmeabgriff in den ersten 22 Tagen (Abbildung 30, Tabelle 22) in Grubennähe höher als am Modellrand. Der Einfluss der Wärmeanomalie wirkt sich zunächst positiv auf den Energiegewinn aus. Schon nach kurzer Zeit wirkt der Temperaturgradient (von der Grube mit 29 °C zum Modellrand mit >12,81 °C) dem hydraulischen Gradient (vom Modellrand mit 90 m zur Grube mit 2 m) entgegen. Durch den Konvektionsstrom wird kaltes Wasser von außen zur Grube transportiert, während von dieser Wärme ausgeht. Durch diesen Kaltwasserzufluss geht der zu Beginn von Abschnitt 7 beschriebene große Energiegewinn durch die Konvektion in Bezug auf den Wärmetransport verloren. Das hat zur Folge, dass gerade im oberen Bereich (90-m-Sonde) die Wärmeanomalie an Bedeutung verliert, weil der konduktive Wärmestrom aus der Grube die Sonde nicht mehr erreicht. Es besteht also auf lange Sicht kaum ein Unterschied im Wärmeabgriff zur Sonde in der Nähe der Modellgrenze (innen: 5,9 kW, außen: 8,5 kW).

Beim Abgriff in 510 m Teufe (Abbildung 31) war zu erwarten, dass sich die Standorte ähnlich verhalten, weil die Temperatur in der Grube in etwa der geothermischen Tiefenstufe entspricht. In den ersten 200 Tagen der Energiegewinnung bringt die Sonde an der Grube jedoch eine deutliche höhere Ausbeute (Tabelle 22) als die am Modellrand, danach verhält es sich umgekehrt. Die innere Sonde bringt einen kurzzeitigen Vorteil, aber über den gesamten Betriebszeitraum liefert die äußere Sonde einen höheren Wärmeabgriff (innen: 40,5 kW; außen 50,9 kW).

Für die letzte Abgriffsvariante (1830-m-Sonde, Abbildung 32) ist durch die hohe Randtemperatur, den größeren Konvektionsstrom, bedingt durch die größere Teufe, und die größere Abgriffslänge die entnehmbare Wärmemenge an der äußeren Sonde entsprechend hoch. Am Grubengebäude ist diese durch das bereits abgekühlte Gebirge, welches dem Konvektionsstrom entgegen wirkt, erwartungsgemäß geringer (innen: 162 kW, außen: 405 kW).

Die Gesamtabgriffsmenge steigt mit der Teufe sowohl an der inneren Sonde (90 m: 5,9 kW, 1830 m: 162 kW) als auch an der äußeren Sonde (90 m: 8,5 kW, 1830 m: 405 kW) an.

Für die Wärmeversorgung einiger Gebäudekomplexe in Schlema ergibt sich bei einem Energiebedarf von 5-10 kW für ein Eigenheim und max. 0,1 MW für einen größeren Gebäudekomplex wie z. B. eine Schule mittlerer Größe (Erfahrungswerte der Firma G.E.O.S. Freiberg) folgendes:

- Mit der 90-m-Sonde (innen: 5,9 kW, außen: 8,5 kW) kann lediglich ein Einfamilienhaus mit Wärme versorgt werden.
- In 510 m Teufe (innen: 40,5 kW; außen 50,9 kW) müssten mindestens 2 Sonden im äußeren Modellbereich installiert werden um für einen Gebäudekomplex ausreichende Wärmemengen sicher zu stellen.
- Die innere 1830-m-Sonde (162 kW) würde für die Versorgung eines großen Gebäudes ausreichen, die äußere Sonde (405 kW) sogar für vier.

Der Vergleich der beiden Standorte zeigt, dass eine Nutzung der Grube mit Hilfe einer Sonde im unmittelbaren Umfeld als geothermische Energiequelle im Gegensatz zu einer beliebigen Position keinerlei Vorteile bringt und somit nicht sinnvoll ist.

Wird die Energiebilanz über alle Sohlen gebildet, ergibt sich ein Gesamtwärmestrom von 25,5 MW. Die Grube kann nicht generell als positive Wärmeanomalie betrachtet werden. Der Wärmestrom aus dem Gebirge in Richtung Grube dominiert, d. h., der Abkühlungseffekt auf den tiefen Sohlen (ab 500 m Teufe) überwiegt über die Aufwärmung auf den oberen Sohlen.

Aus der Betrachtung der Abgriffsmengen an den Sonden wird ersichtlich, dass nur ein sehr geringer Teil des Gesamtwärmestroms von 25,5 MW mit einer solchen Nutzungsmöglichkeit gewonnen werden kann. Die Wärmegewinnung aus dem Grubenwasser könnte sich als sehr viel effektiver herausstellen. In einer gerade anlaufenden Studie soll diese Variante unter anderem von G.E.O.S. untersucht werden.

Schlussfolgernd ist zu sagen, dass FEFLOW für eine Modellierung dieser Art geeignet ist. Aus der Modellanpassung hat sich jedoch gezeigt, dass die bisher nicht im FEFLOW-Manual dokumentierten Auswirkungen von großen hydraulischen Gradienten und freier (phreatic) Oberfläche auf die Exaktheit der Gleichungslösung für die praktische Anwendung des Programms wichtig ist. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit für die Prüfung der internen Abbruchschranke des Gleichungslösers.

8 Verzeichnisse

8.1 Literaturverzeichnis

- BALKE, K.-D., BEIMS, U., HEERS, F.W., HÖLTING, B., HOMRIGHAUSEN, R. & METTHESS, G. (2000): Grundwassererschließung – Grundlagen – Brunnenbau – Grundwasserschutz – Wasserrecht. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 4. 740 S., 398 Abb., 81 Tab, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart
- BÜDER, W. & SCHUPPAN, W. (1992): Zum Uranerzbergbau im Lagerstättenfeld Schneeberg-Schlema-Alberoda im Westerzgebirge. – Schriftenreihe Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute, 64: 203.221, 9 Abb., 2 Tab.; Clausthal-Zellerfeld
- BUSCH, K.-F. & LUCKNER, L. (1973): Geohydraulik. – 2. Aufl., 442 S., 277 Abb., 58 Tab.; VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (BMU; 2004a): Erneuerbare Energien – Innovationen für die Zukunft. – 5. Auflage, 128 S.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (BMU; 2004b): Geothermie – Energie für die Zukunft. – 1. Auflage, 51 S., Bonifatius, Paderborn
- HÄFNER, F., SAMES, D. & VOIGT, H.-D. (1992): Wärme- und Stofftransport: mathematische Modelle. – 626 S., 280 Abb.; Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg
- HÖLTING, B. (1995): Hydrogeologie. – 5. Auflage, 441 S., Enke Verlag, Stuttgart
- JORDAN, H. & WEDER, H.-J. (1995): Hydrogeologie: Grundlagen und Methoden; regionale Hydrogeologie: Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und

Berlin, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen. – 2. Auflage, 603 S., Enke Verlag, Stuttgart

MEYER, J. (2004): Stand und Zielsetzung der Flutung der Uranerzgrube Schlema-Alberoda. – unveröffentlichter Vortrag beim „Workshop Geothermie“ in Bad Schlema am 01.12.2004

PELZ, F. (2004): Untersuchungen im Zeitraum 1982 bis 1991 zur Nutzung der geothermischen Energie der Lagerstätte Schlema-Alberoda. – unveröffentlichter Vortrag beim „Workshop Geothermie“ in Bad Schlema am 01.12.2004

SCHNEIDER, K.-J.. (1996): Bautabellen für Ingenieure: mit europäischen und nationalen Vorschriften. 12.Auflage, Werner-Verlag, Düsseldorf

SZYMCZAK, P. & GRÄBER, M. (2002): Studie zu den Möglichkeiten der Hydrogeologie in geothermischen Projekten.- Unveröffentlichte Studie. G.E.O.S. Freiberg Ingenieurgesellschaft mbH

VDI-GET-INFORMATIONSSCHRIFT (1998): Erdwärme – Teil IV der Reihe „Regenerative Energien“. – 1. Auflage, 77 S., Verein Deutscher Ingenieure, Düsseldorf

VDI-RICHTLINIEN (2001): VDI 4640 Blatt 2 – Thermische Nutzung des Untergrundes - Erdgekoppelte Wärmepumpenanlage. – Technische Regel, 43 S., VDI-Gesellschaft Energietechnik

WENDEROTH, F. (1998): Dreidimensionale Modellierung geohydrothermaler Prozesse zur Beurteilung von Aquiferen hinsichtlich ihrer wirtschaftlichen Nutzbarkeit. – Dissertation, 133 S., Scientific Technical Report STR98/15, GeoForschungsZentrum Potsdam

WISMUT GMBH (1996): Ergänzung zum Antrag auf Genehmigung zum Umgang mit radioaktiven Stoffen beim Vorhaben „Betreiben einer Wasserbehandlungsanlage zur Reinigung kontaminiert Grubenwässer der

Lagerstätte Schlema-Alberoda und Einleitung der behandelten Wässer in die Zwickauer Mulde“ – unveröffentlicht

WISMUT GMBH (1999): Chronik der Wismut. CD-ROM, Wismut GmbH

WOLKERSDORFER, CH. (1996): Hydrogeochemische Verhältnisse im Flutungswasser eines Uranbergwerks – Die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda. – Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, 50: 1-216, 131 Abb., 61 Tab.; Clausthal

WOLKERSDORFER, CH., FELDTNER, N. & TREBUŠAK, I. (1997): LydiA - A new Method for tracing Mine Water. – In: International Mine Water Association: Mine Water and the Environment 1. – S. 43-55, 3 Abb., 2 Tab.; Ljubljana (Proceedings, 6th International Mine Water Congress, Bled, Slovenia)

WOLKERSDORFER, CH., FELDTNER, N. & TREBUŠAK, I. (2002): Mine Water Tracing - A Tool for Assessing Flow Paths in Flooded Underground Mines. – Mine Water and the Environment, 21 (1): 7-14, 3 Abb., 3 Tab.; Berlin

Internetquellen:

www_1: www.kuort-schlema.de

www_2: http://www.geothermie.de/indexgn/indexgtv-1024x768/gtv_startseite_gr.htm

www_3: http://www.geowissenschaften.de/index.php?cmd=focus_detail2&f_id=185&rang=5

www_4: http://www.geowissenschaften.de/index.php?cmd=focus_detail2 &f_id=185&rang=8

www_5: http://www.geowissenschaften.de/index.php?cmd=focus_detail2&f_id=185&rang=4

www_6: http://www.geothermie.de/oberflaechenhalle/tiefe%20erdwaermesonden%20prenzlau/tiefe_erdwaermesonde_prenzlau.htm

www_7: http://www.superc.rwth-aachen.de/cms/front_content.php?idcat=19

www_8: www.feflow.de

www_9: www.feflow.de – FEFLOW Reference Manual

www_10: www.feflow.de – FEFLOW White Papers Vol.I

8.2 Abkürzungsverzeichnis

Symbol	Definition	Einheit
a_{hy}	geohydraulische Zeitkonstante	s/m ²
a_{th}	Temperaturleitfähigkeit	m ² /s
A	Fläche	km ² , m ²
BMU	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit	
c	Spezifische Wärmekapazität	J/(kgK)
e	Fehler	m
h	Teufe, Wasserstand	m
HDR	Hot dry rock	
i	hydraulischer Gradient/Gefälle	m
k	Iterationsschritt	1
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert	m/s
k_{st}	Rauhigkeitsbeiwert nach Manning-Strickler	m ^{1/3} /s
M	Mächtigkeit	m
MSS	Markus-Semmler-Sohle	
n	Porosität	1
NN	Normal Null	
Q	Zulauf, Förderstrom	m ³ /(d, h, s), l/s
r	Radius, Abstand	m
R	Radius, Reichweite	m
RB	Randbedingung	
s	Absenkung	m
S	Speicherkoefizient	1
t	Zeit	s, d, a
T	Temperatur	°C
T	Transmissivität	m ² /s
TK	Topografische Karte	
V	Volumen	m ³
\dot{W}	Wärmestrom	J/(d, s), W
Δh	Wasserstandsdifferenz	m
ΔT	Temperaturdifferenz	K
λ	Wärmeleitfähigkeit	W/(mK)
ρ	Dichte	kg/m ³
ψ	Wasserspiegel	m
Indizes		
f	Fluidphase	
ges	Gesamt...	
hy	geohydraulisch	
i	Knotenpunkt i	
OP	Operation Point	
s	solid / Feststoffphase	
th	geothermisch	
0	Ausgangszustand	

8.3 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Lagekarte von Schlema-Alberoda (nach TK 1:100.000)	7
Abbildung 2: Schematische geologische Karte des Westerzgebirges (BÜDER & SCHUPPAN 1992).....	9
Abbildung 3: Schematisierter geologischer Längsschnitt des Erzfeldes (Legende siehe Abbildung 2; BÜDER & SCHUPPAN 1992)	10
Abbildung 4: Prinzipdarstellung der Wasserwegsamkeiten in einem Bergwerk (Saigerriß; WOLKERSDORFER 1996).....	11
Abbildung 5: Sehr stark vereinfachter Grubenriss der Lagerstätte Schlema-Alberoda mit der farbigen Darstellung vereinzelter Sohlen (PELZ 2004)	12
Abbildung 6: Darstellung der prinzipiellen Vorgänge bei der Flutung des Bergwerkes Niederschlema-Alberoda (WOLKERSDORFER 1996)	15
Abbildung 7: Entwicklung des Flutungswasserspiegels in der Grube Schlema-Alberoda seit Flutungsbeginn (MEYER 2004)	16
Abbildung 8: Mittlerer Temperaturanstieg mit zunehmender Tiefe (VDI-GET 1998)	19
Abbildung 9: Bodentemperatur im oberflächennahen Erdreich (VDI-GET 1998).....	20
Abbildung 10: Erdreich als Wärmequelle (www_2).....	21
Abbildung 11: Grundwasser als Wärmequelle.....	21
Abbildung 12: Hydrothermale Energienutzung (www_2)	22
Abbildung 13: Tiefe Erdwärmesonde (www_3).....	23
Abbildung 14: HDR-Anlage (www_4)	24
Abbildung 15: Thermalwasservorkommen in Deutschland (www_5)	25
Abbildung 16: Temperaturmessungen im Schacht 208 (MEYER 2004)	26
Abbildung 17: Temperaturmessungen im Schacht 371 (MEYER 2004)	27
Abbildung 18: Finites Elemente Netz des Modells.....	33
Abbildung 19: Skizze für Grundmodell der stationären Wärmeleitung.....	34
Abbildung 20: Skizze zur Modellberechnung.....	35
Abbildung 21: Skizze zur analytischen Vergleichsrechnung.....	35
Abbildung 22: Skizze für Grundmodell der stationären Grundwasserströmung.....	37
Abbildung 23: Darstellung des Grubengebäudes im Modell.....	40
Abbildung 24: Darstellung der RB 1. Art im Modell.....	42
Abbildung 25: Absenkung des Wasserstandes	45
Abbildung 26: Temperaturfeld des obersten Slices für t = 55a	48
Abbildung 27: Temperaturfeld des untersten Slices für t = 55a	49

Abbildung 28: Räumlicher Temperaturverlauf für ausgewählte Slices.....	51
Abbildung 29: logarithmische Darstellung des Wärmeabgriffs an der 90-m-Sonde..	53
Abbildung 30: Wärmeabgriff an der 90-m-Sonde ..	53
Abbildung 31: Wärmeabgriff an der 510-m-Sonde ..	53
Abbildung 32: Wärmeabgriff an der 1830-m-Sonde ..	54
Abbildung 33: Absenkungs-/Leistungs-diagramm (JORDAN & WEDER 1995)	67
Abbildung 34: Test Sohle 1 (Anpassung ungespannt).....	69
Abbildung 35: Test Sohle 20 (Anpassung ungespannt).....	69
Abbildung 36: Test Sohle 19 (Anpassung ungespannt).....	69
Abbildung 37: Test Sohle 12 (Anpassung gespannt).....	70
Abbildung 38: Veränderung von Q mit sinkendem k_f bei Sohle 14 (Anpassung gespannt)	72
Abbildung 39: Test der Sohle 14 für verschiedene k_f -Werte (Anpassung gespannt) .	72
Abbildung 40: Darstellung der Zu- und Abflüsse im Modell	73
Abbildung 41: Vergleich der Kriterien (Fehler e) für die Abbruchschranke beim Gleichungslöser	74
Abbildung 42: Darstellung der Zu- und Abflüsse im Modell mit neuer Abbruchschranke	75
Abbildung 43: 3D-Darstellung der Wasserstandsabsenkung im gefluteten Zustand	77
Abbildung 44: 3D-Darstellung des Temperaturfeldes	77

8.3 Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: NN-Höhen ausgewählter Sohlen der Grube Schlema-Alberoda (G.E.O.S. 2001).....	13
Tabelle 2: Kaskaden der Grube Schlema-Alberoda (G.E.O.S. 2001).....	13
Tabelle 3: Vertikale Verteilung der Zuläufe in der Grube Schlema-Alberoda (WISMUT GMBH 1996)	14
Tabelle 4: k_f -Werte nach SZYMCZAK (2004) und daraus berechnete Transmissivitäten	31
Tabelle 5: Parameter für den 2D-Wärmetransport (nach www_9).....	33
Tabelle 6: Parameter für die 2D-Strömung (gespannt; nach www_9)	37
Tabelle 7: Zuweisung der einzelnen Sohlen im 3D-Modell	39
Tabelle 8: Parameter für die 3D-Strömung (nach www_9)	41

Tabelle 9: Festgelegte Schichten/Layer im 3D-Modell zur Anpassung der k_f -Werte	43
Tabelle 10: Vergleich der Zuflüsse der verschiedenen Varianten.....	45
Tabelle 11: Geothermische Tiefenstufe für 3D-Modell	47
Tabelle 12: Reichweite der Abkühlung bei reiner Wärmeleitung für Zeit t	50
Tabelle 13: Abstand der „Observation Points“ und Entfernung zur RB der Grube....	51
Tabelle 14: Räumlicher Temperaturverlauf für ausgewählte Slices.....	51
Tabelle 15: k_f -Anpassung – ungespannte Verhältnisse (phreatic).....	68
Tabelle 16: Test der Sohlen 1, 19 und 20 (Anpassung ungespannt).....	69
Tabelle 17: Test der Sohle 12 (Anpassung gespannt).....	70
Tabelle 18: k_f -Anpassung – gespannte Verhältnisse.....	71
Tabelle 19: Veränderung von Q mit sinkendem k_f bei Sohle 14 (Anpassung gespannt)	72
Tabelle 20: Test der Sohle 14 für verschiedene k_f -Werte (Anpassung gespannt)	72
Tabelle 21: k_f -Anpassung – gespannte Verhältnisse (free & movable) und Abbruchschranken 10^{-40}	76
Tabelle 22: Wärmeabgriff in verschiedenen Teufen an zwei Positionen	78

8.4 Anlagenverzeichnis

Anlage 1: Übersichtskarte Bearbeitungsgebiet	
Anlage 2: Modellkalibrierung.....	67
Anlage 3: 3D-Darstellungen.....	77
Anlage 4: Tabelle zum Wärmeabgriff.....	78
Anlage 5: Mathematische Umsetzung der physikalischen Prozesse in FEFLOW.....	79

Anlage 2 - Modellkalibrierung

Im ersten Bearbeitungsschritt wurde für jede einzelne Sohle ein freier Grundwasserspiegel von 1 m über Sohlenboden festgelegt – es war nicht möglich diesen Wasserstand direkt auf Sohenniveau zu legen, da in diesem Fall keine durchflossene Fläche für die Darcy-Gleichung (13) mehr gegeben war und das Modell nicht konvergierte.

$$Q = k_f * i * A \quad \text{nach HÖLTING (1995)} \quad (13)$$

mit Q – Durchfluss in m^3/s

k_f – Durchlässigkeitsbeiwert in m/s

i – hydraulischer Gradient/Gefälle

A – durchflossene Fläche

Für den Modellansatz wurde der obere Slice mit phreatic definiert, dadurch wird eine freie Oberfläche ohne sich bewegende Eigenschaften simuliert, d. h. dass eine Zelle trocken fallen oder teilweise gesättigt sein kann.

Die Anpassung des k_f -Wertes an den Zulauf Q konnte bis Sohle 19 durchgeführt werden, die so kalibrierten k_f -Werte und die zugehörigen Zuflüsse Q sind in Tabelle 15 dargestellt. Bei Sohle 20 wurde Q mit sinkendem k_f -Wert größer statt kleiner, wie es sich aus der Darcy-Gleichung (13) ergeben müsste. Da dieses Problem nur bei Sohle 20 auftrat, lag die Vermutung nahe, dass dies an der großen Mächtigkeit dieses Layers liegen könnte. Um dies zu prüfen, wurde getestet, ob die Absenkung für verschiedene Sohlen für gespannte und ungespannte Verhältnisse nach dem Darcy-Gesetz verläuft. Die Absenkungskurven für den freien und gespannten Grundwasserspiegel sollte denen in Abbildung 33 entsprechen.

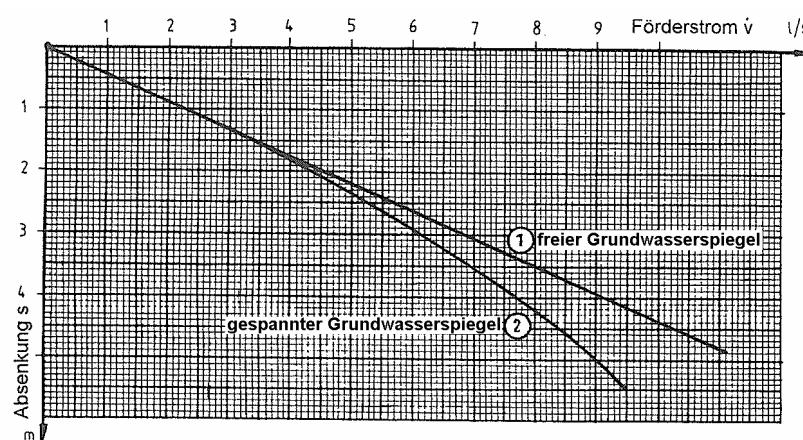


Abbildung 33: Absenkungs-/Leistungs-diagramm (JORDAN & WEDER 1995)

Tabelle 15: kf-Anpassung – ungespannte Verhältnisse (phreatic)

Sohlen-Nr.	Layer	Sohle	Bereich (von bis)	Wasserspiegel	Q		k _f (Szymczak 2004)	Q (FEFLOW)	k _f nach Kalibrierung	zugehöriges Q
					m ³ /h	m ³ /d	m/s	m ³ /d	m/s	m ³ /d
1	1	<i>m</i>	<i>m</i>	<i>m</i>	175	4200	1,30E-05	25255	2,15E-06	4177
2	3	≥ MSS	+30 – 1	2	19	456	8,80E-07	2393	1,70E-07	463
3	5	-30	0 – -29	-28	163	3912	5,48E-06	19261	1,10E-06	3866
4	7	-60	-30 – -59	-58	19	456	5,03E-07	2164	1,10E-07	473
5	9	-90	-60 – -89	-88	44	1056	9,59E-07	4875	2,00E-07	1016
6	11	-120	-90 – -119	-118	19	456	3,52E-07	2067	7,80E-08	458
7	13	-150	-120 – -149	-148	31	744	5,00E-07	3338	1,10E-07	734
8	15	-180	-150 – -179	-178	13	312	1,85E-07	1382	4,20E-08	314
9	17	-210	-180 – -209	-208	76	1824	9,70E-07	8014	2,20E-07	1817
10	19	-240	-210 – -239	-238	13	312	1,50E-07	1358	3,40E-08	308
11	21	-270	-240 – -269	-268	31	744	3,28E-07	3229	7,60E-08	748
12	23	-300	-270 – -299	-298	10	240	9,75E-08	1037	2,30E-08	245
13	25	-330	-300 – -329	-328	15	360	1,35E-07	1541	3,10E-08	355
14	27	-360	-330 – -359	-358	10	240	8,40E-08	1025	1,90E-08	233
15	29	-390	-360 – -389	-388	13	312	1,00E-07	1301	2,40E-08	313
16	31	-420	-390 – -419	-418	9	216	6,67E-08	919	1,60E-08	211
17	33	-450	-420 – -449	-448	22	528	1,54E-07	2244	3,60E-08	525
18	35	-480	-450 – -479	-478	6	144	4,00E-08	615	9,30E-09	144
19	37	-510	-480 – -509	-508	41	984	2,57E-07	4155	6,10E-08	986
20	39	< -540	-540 – -1800	-1799	131	3144	3,55E-08	50589		

Zunächst wurde Q für verschiedene Absenkungen s im un- und gespannten Bereich ermittelt (Tabelle 16). Aus Abbildung 34 ist zu erkennen, dass die Absenkung für Sohle 1 (Abbildung 34) dem Kurvenverlauf von Abbildung 33 entspricht. Um die Kurven für freies und gespanntes Grundwasser direkt gegenüber zu stellen, wurde die geringste Absenkung in beiden Fällen als $s = 0m$ festgelegt.

Bei Sohle 20 stimmten die Kurven (Abbildung 35) nicht mit Abbildung 33 überein. Weder die Absenkung bei gespannten noch die bei freiem Grundwasserspiegel ähnelte denen nach der Darcy-Gleichung (13).

Tabelle 16: Test der Sohlen 1, 19 und 20 (Anpassung ungespannt)

	s	Q
	<i>m</i>	<i>m³/d</i>
Sohle 1		
ungespannt	0	3375
	5	3632
	10	3836
	15	3993
	20	4105
	28	4177
gespannt	0	2252
	5	2532
	10	2812
	15	3093
	19	3318
	20	3375
Sohle 20		
ungespannt	0	35596
	440	3312
	498	3096
gespannt	0	12053
	100	15144
	200	26053
	240	35596
Sohle 19		
ungespannt	0	1051
	5	1186
	10	1019
	15	1009
	20	1001
	28	986

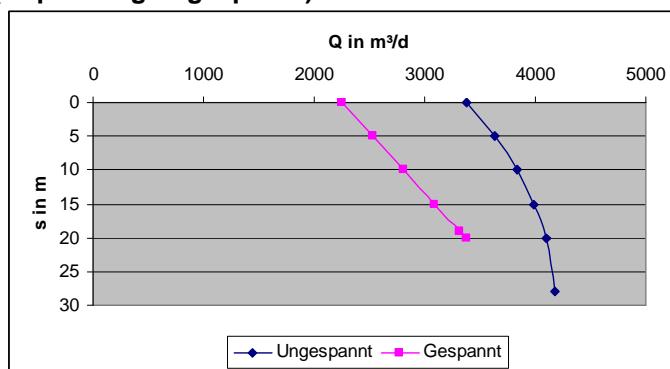


Abbildung 34: Test Sohle 1 (Anpassung ungespannt)

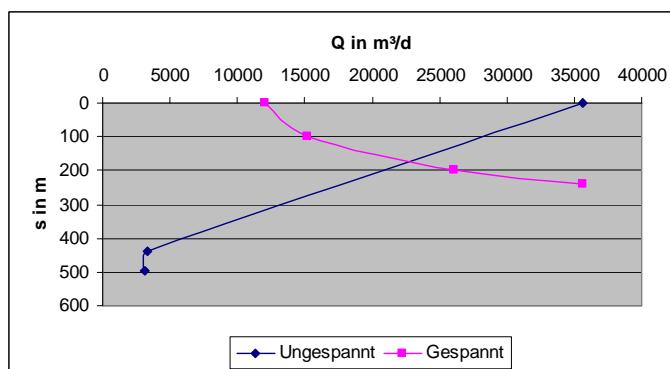


Abbildung 35: Test Sohle 20 (Anpassung ungespannt)

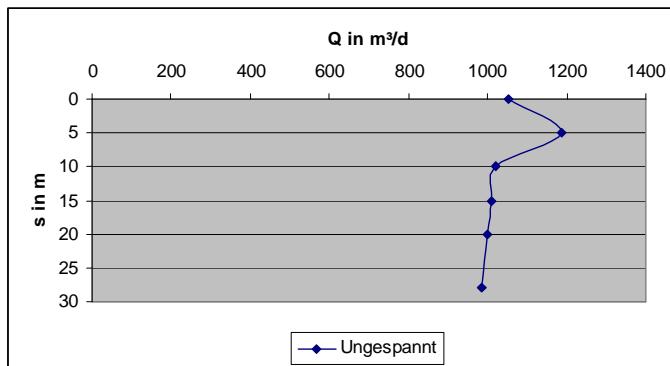


Abbildung 36: Test Sohle 19 (Anpassung ungespannt)

Um die Annahme bezüglich der zu großen Mächtigkeit der Sohle 20 zu bestätigen, wurde auch Sohle 19, deren Mächtigkeit sich mit 29 m nicht von Sohle 1 unterscheidet, getestet. Hier wurde die Kurve nur für ungespannte Verhältnisse dargestellt (Abbildung 36), doch auch diese gleicht Abbildung 33 nicht.

Der Fehler bei der Anpassung des k_f -Wertes entstand demzufolge nicht aus der Mächtigkeit der Sohle 20.

Bei einer Rücksprache mit dem Hersteller von FEFLOW (WASY GmbH) wurde von Herrn Schärtl des WASY Supports darauf hingewiesen, dass FEFLOW-intern der k_f -Wert nach einem Linearansatz reduziert wird, um die Teilsättigung in der Einstellung phreatic auszudrücken.

Um dieses Problem zu umgehen, wurde die Kalibrierung der einzelnen Sohlen für gespanntes Grundwasser durchgeführt. Für freie Grundwasserleiter gibt es auch noch die Option free & movable, doch dabei wird ein freier Wasserspiegel simuliert und die vertikale Position der Slices verändert sich (bewegliche Netze). Im Falle des aufgebauten Modells hätte sich dann die vertikale Netzstruktur mit ihren parallelen Schichtgrenzen in unerwünschter Weise verschoben.

Beim zweiten Versuch der Anpassung des k_f -Wertes wurde im Vergleich zur eben beschriebenen Modellierung nur der freie Grundwasserspiegel in einen gespannten Grundwasserspiegel umgewandelt, wobei die innere Randbedingung einen Meter über der jeweiligen anzupassenden Sohle lag (Tabelle 18). Bis Sohle 13 erfolgte die Anpassung problemlos; am Beispiel von Sohle 12 (Tabelle 17, Abbildung 37) ist die Übereinstimmung der Kurve des gespannten Grundwasserleiters mit Abbildung 33 gezeigt.

Tabelle 17: Test der Sohle 12 (Anpassung gespannt)

	s	Q
	m	m^3/d
gespannt	0	148
	50	184
	100	222
	150	259

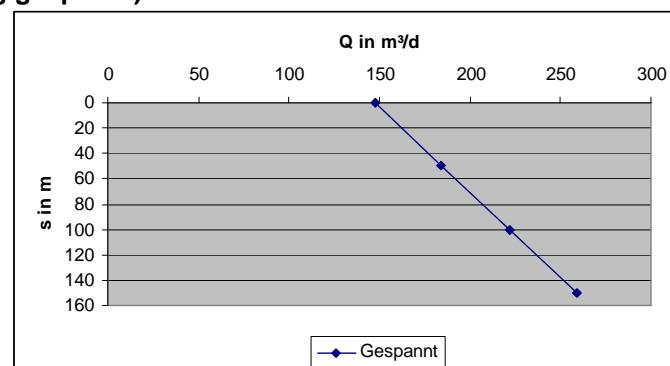


Abbildung 37: Test Sohle 12 (Anpassung gespannt)

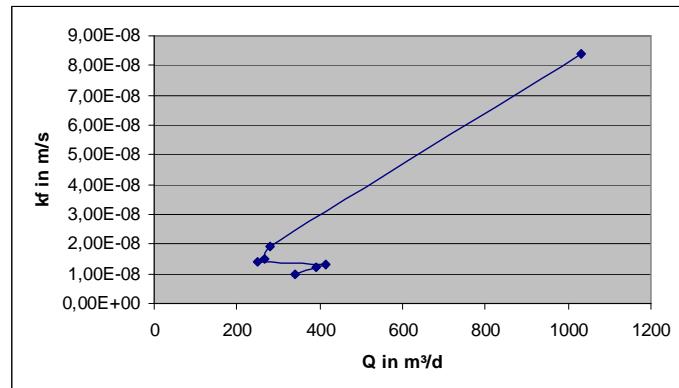
Tabelle 18: kf-Anpassung – gespannte Verhältnisse

Sohlen-Nr.	Layer	Sohle	Bereich (von bis)	Wasserspiegel	Q		k _f	Q	k _f nach Kalibrierung	zugehöriges Q
					(Wismut GmbH 1996)	(Szymczak 2004)		(FEFLOW)		
1	1	<i>m</i>	<i>m</i>	<i>m</i>	<i>m³/h</i>	<i>m³/d</i>	<i>m/s</i>	<i>m³/d</i>	<i>m/s</i>	<i>m³/d</i>
1	1	≥ MSS	+30 – 1	31	175	4200	1,30E-05	20065	2,70E-06	4167
2	3	-30	0 – -29	1	19	456	8,80E-07	2049	1,95E-07	454
3	5	-60	-30 – -59	-29	163	3912	5,48E-06	17060	1,25E-06	3891
4	7	-90	-60 – -89	-59	19	456	5,03E-07	1972	1,17E-07	468
5	9	-120	-90 – -119	-89	44	1056	9,59E-07	4491	2,25E-07	1055
6	11	-150	120 – -149	-119	19	456	3,52E-07	1933	8,30E-08	462
7	13	-180	-150 – -179	-149	31	744	5,00E-07	3131	1,19E-07	753
8	15	-210	-180 – -209	-179	13	312	1,85E-07	1317	4,38E-08	316
9	17	-240	-210 – -239	-209	76	1824	9,70E-07	7603	2,30E-07	1808
10	19	-270	-240 – -269	-239	13	312	1,50E-07	1319	3,30E-08	317
11	21	-300	-270 – -299	-269	31	744	3,28E-07	3103	7,65E-08	743
12	23	-330	-300 – -329	-299	10	240	9,75E-08	1028	1,90E-08	239
13	25	-360	-330 – -359	-329	15	360	1,35E-07	1531	2,80E-08	359
14	27	-390	-360 – -389	-359	10	240	8,40E-08	1030		
15	29	-420	-390 – -419	-389	13	312	1,00E-07			
16	31	-450	-420 – -449	-419	9	216	6,67E-08			
17	33	-480	-450 – -479	-449	22	528	1,54E-07			
18	35	-510	-480 – -509	-479	6	144	4,00E-08			
19	37	-540	-510 – -539	-509	41	984	2,57E-07			
20	39	< -540	-540 – -1800	-539	131	3144	3,55E-08			

Bei Sohle 14 trat erneut das Problem auf, dass Q mit sinkendem k_f -Wert ab $1,4 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$ wieder anstieg (Tabelle 19, Abbildung 38). Dies fiel auf, weil die Anpassung bei dieser Sohle sehr schwierig war und somit der k_f -Wert mehrfach verändert werden musste um den gewünschten Zulauf Q zu erreichen.

Tabelle 19: Veränderung von Q mit sinkendem k_f bei Sohle 14 (Anpassung gespannt)

k_f m/s	Q m^3/d
8,40E-08	1030
1,90E-08	281
1,50E-08	266
1,40E-08	250
1,30E-08	413
1,20E-08	390
1,00E-08	340

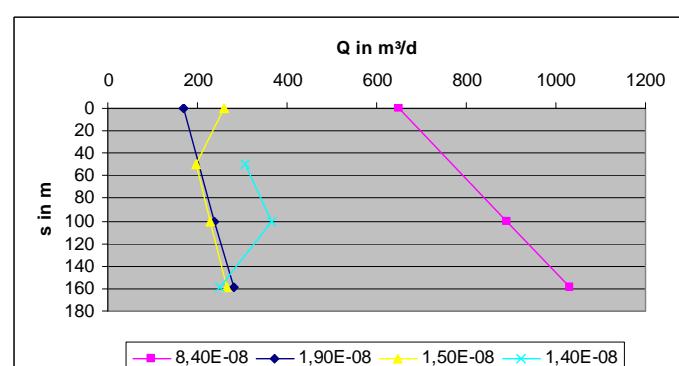


**Abbildung 38: Veränderung von Q mit sinkendem k_f bei Sohle 14
(Anpassung gespannt)**

Um eine Absenkungskurve wie für Sohle 12 unter gespannten Verhältnissen und für die Sohlen 1, 19 und 20 bei freiem Grundwasserspiegel zu erhalten, wurden für die verschiedenen k_f -Werte jeweils mehrere Modelle gerechnet. Dabei ergab sich, dass die Absenkungskurve bei k_f -Werten von $8,4 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$ (Wert nach SZYMCZAK 2004) und $1,9 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$ (erster Wert der Anpassung) der Darcy-Gleichung (11) entsprachen. Mit verringertem k_f -Wert traten Fehler auf (Tabelle 20, Abbildung 39).

Tabelle 20: Test der Sohle 14 für verschiedene k_f -Werte (Anpassung gespannt)

k_f [m/s] m/s	s m	Q m^3/d
8,40E-08	0	650
	50	
	100	890
	159	1030
1,90E-08	0	169
	50	
	100	239
	159	281



**Abbildung 39: Test der Sohle 14 für verschiedene k_f -Werte
(Anpassung gespannt)**

k_f [m/s]	s	Q
m/s	m	m^3/d
1,50E-08	0	259
	50	196
	100	228
	159	266
1,40E-08	0	305
	50	365
	100	250

Des Weiteren zeigte sich, dass im Bilanzgebiet Abflüsse aus der Grube ins Gebirge berechnet wurden, die eigentlich nicht vorhanden sein dürften (Abbildung 40), weil im gesamten Grubengebäude das Potential auf beiden Slices und allen Knoten gleich ist und eine Senke darstellt.

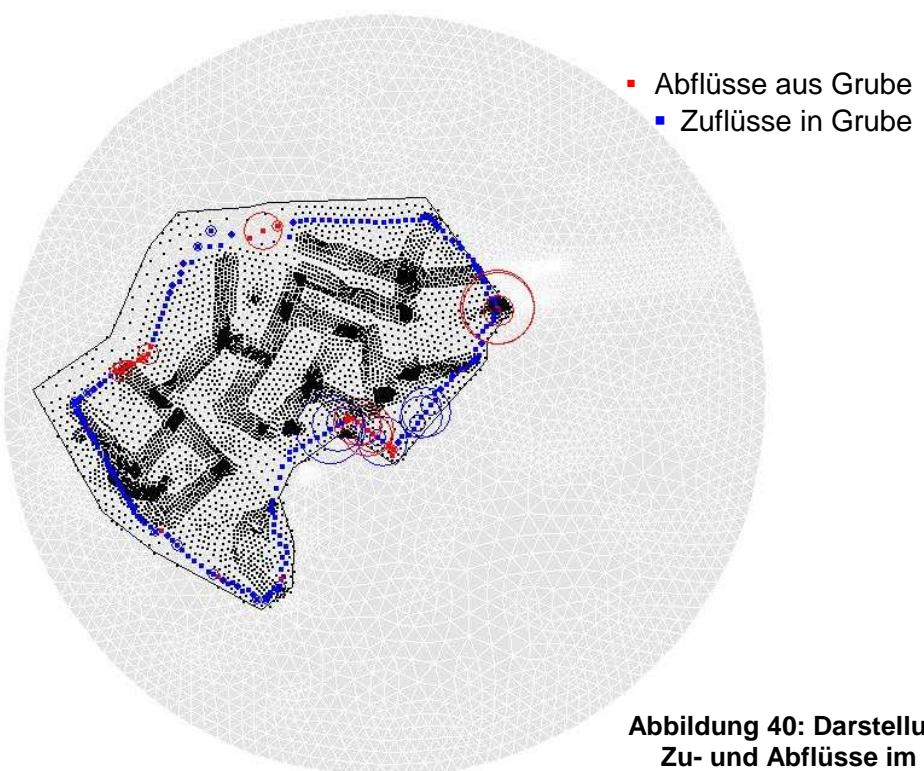


Abbildung 40: Darstellung der Zu- und Abflüsse im Modell

Nach erneutem zu Rate ziehen der WASY GmbH stellte sich heraus, dass die Komplexität und der Umfang des Modells beim eingestellten Gleichungslöser (PCG) eine Herabsetzung der Abbruchschranke erforderten.

Die benutzte spezifische Form der Fehlerberechnung ist vom numerischen Konzept abhängig. Für das aufgebaute Modell hat es folgende Form:

$$|e_i| = |\psi_i^{k+1} - \psi_i^k| \quad \text{aus www_10} \quad (13)$$

mit e_i – Fehler im Knotenpunkt i in m
 ψ_i – Wasserspiegel im Kontenpunkt i in m
 k – Iterationsschritt

Durch die Verringerung des voreingestellten Wertes von 10^{-8} auf 10^{-40} (Vorschlag von Herrn Schätlz des WASY Supports), wurde die Genauigkeit des Iterationsergebnisses erhöht und dadurch die Instabilitäten reduziert.

In Abbildung 41 ist zu erkennen, dass das oben beschriebene Problem des steigenden Zuflusses bei kleiner werdenden k_f -Wert am Beispiel von Sohle 14 mit der neuen Einstellung beim Gleichungslöser nicht mehr auftrat. Außerdem gab es keine Abflüsse aus der Grube ins Gebirge mehr (Abbildung 42).

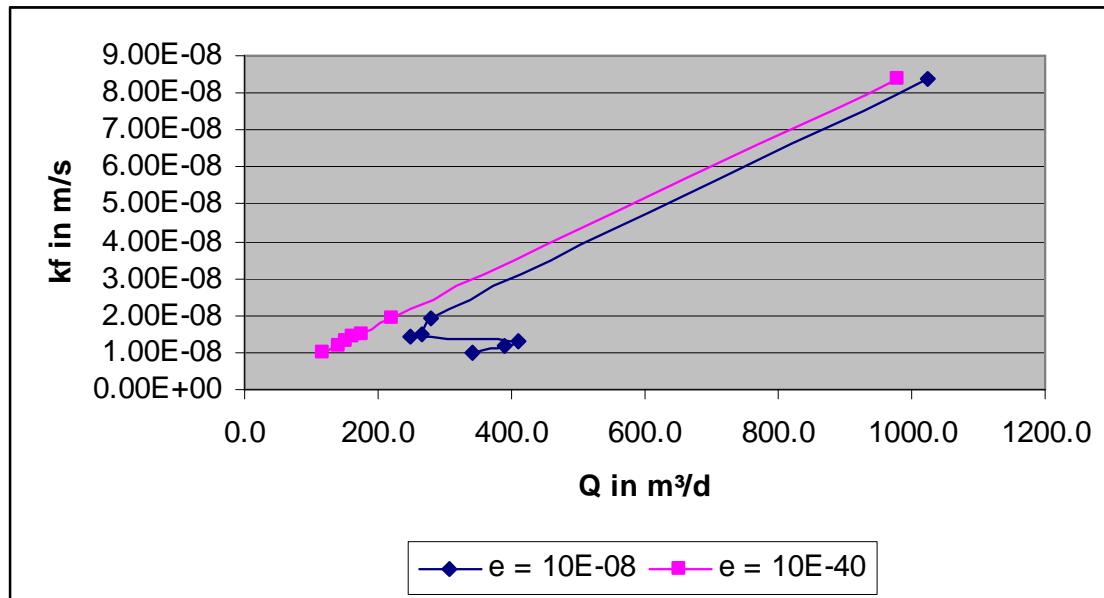


Abbildung 41: Vergleich der Kriterien (Fehler e) für die Abbruchschranke beim Gleichungslöser

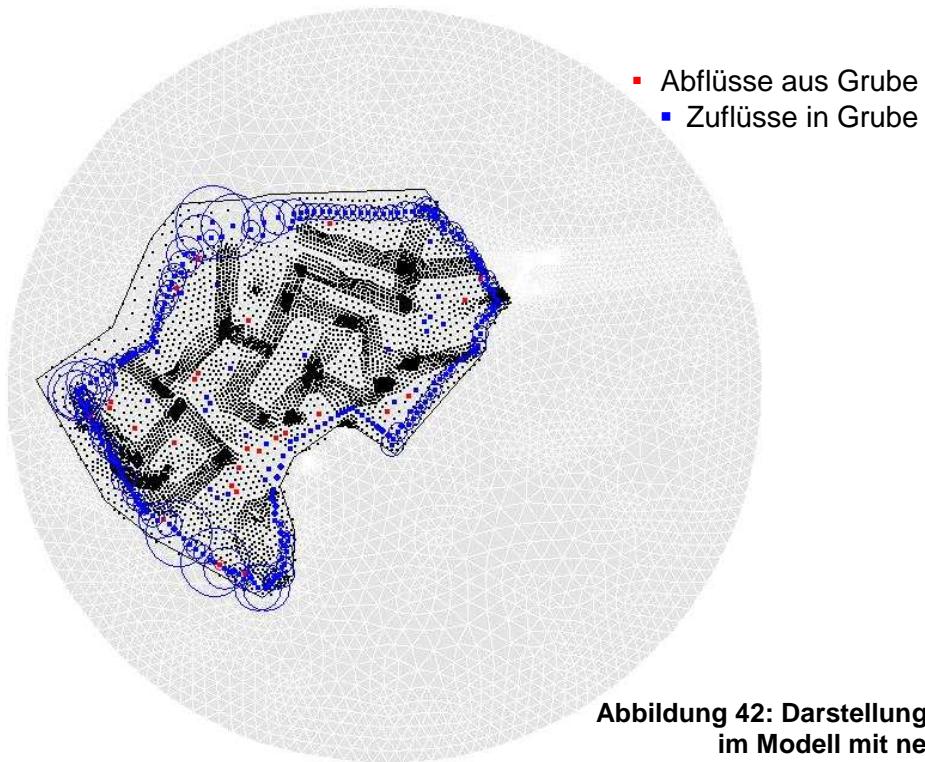


Abbildung 42: Darstellung der Zu- und Abflüsse im Modell mit neuer Abbruchschranke

Mit dem veränderten Fehler im Gleichungslöser und einem gespannten Grundwasserleiter gab es bei der Anpassung des k_f -Wertes für die einzelnen Sohlen keine weiteren Probleme. Die Kalibrierung konnte für alle Sohlen durchgeführt werden (Tabelle 21). Für Sohle 1 wurde zusätzlich noch ein Modelldurchlauf für ungespanntes Grundwasser mit der Option free & movable gerechnet (rot in Tabelle 21), da hier im gefluteten Zustand der Wasserspiegel liegt und diese Sohle keine gespannten Verhältnisse aufweist.

Tabelle 21: k_f -Anpassung – gespannte Verhältnisse (free & movable) und Abbruchschranken 10^{-40}

Sohlen-Nr.	Layer	Sohle	Bereich (von bis)	Wasser- spiegel	Q (Wismut GmbH 1996)	k_f (Szymczak 2004)	Q (FEFLOW)	k_f nach Kalibrierung	zugehöriges Q	verdoppelter k_f
1	1	m	m	m	m^3/h	m^3/d	m/s	m^3/d	m/s	
1	1	\geq MSS	+30 – 1	31	175	4200	1,30E-05	25255	2,15E-06	
1	1	\geq MSS	+30 – 1	2	175	4200	1,30E-05	46519	1,17E-06	4187
2	3	-30	0 – -29	1	19	456	8,80E-07	2393	1,70E-07	463
3	5	-60	-30 – -59	-29	163	3912	5,48E-06	19261	1,10E-06	3866
4	7	-90	-60 – -89	-59	19	456	5,03E-07	2164	1,10E-07	473
5	9	-120	-90 – -119	-89	44	1056	9,59E-07	4875	2,00E-07	1016
6	11	-150	120 – -149	-119	19	456	3,52E-07	2067	7,80E-08	458
7	13	-180	-150 – -179	-149	31	744	5,00E-07	3338	1,10E-07	734
8	15	-210	-180 – -209	-179	13	312	1,85E-07	1382	4,20E-08	314
9	17	-240	-210 – -239	-209	76	1824	9,70E-07	8014	2,20E-07	1817
10	19	-270	-240 – -269	-239	13	312	1,50E-07	1358	3,40E-08	308
11	21	-300	-270 – -299	-269	31	744	3,28E-07	3229	7,60E-08	748
12	23	-330	-300 – -329	-299	10	240	9,75E-08	1037	2,30E-08	245
13	25	-360	-330 – -359	-329	15	360	1,35E-07	1541	3,10E-08	355
14	27	-390	-360 – -389	-359	10	240	8,40E-08	1025	1,90E-08	233
15	29	-420	-390 – -419	-389	13	312	1,00E-07	1301	2,40E-08	313
16	31	-450	-420 – -449	-419	9	216	6,67E-08	919	1,60E-08	211
17	33	-480	-450 – -479	-449	22	528	1,54E-07	2244	3,60E-08	525
18	35	-510	-480 – -509	-479	6	144	4,00E-08	615	9,30E-09	144
19	37	-540	-510 – -539	-509	41	984	2,57E-07	4155	6,10E-08	986
20	39	< -540	-540 – -1800	-539	131	3144	3,55E-08	50589	4,4E-09	3146
<i>Summe</i>					20640				20649	8,9E-09

Anlage 3 – 3D-Darstellungen

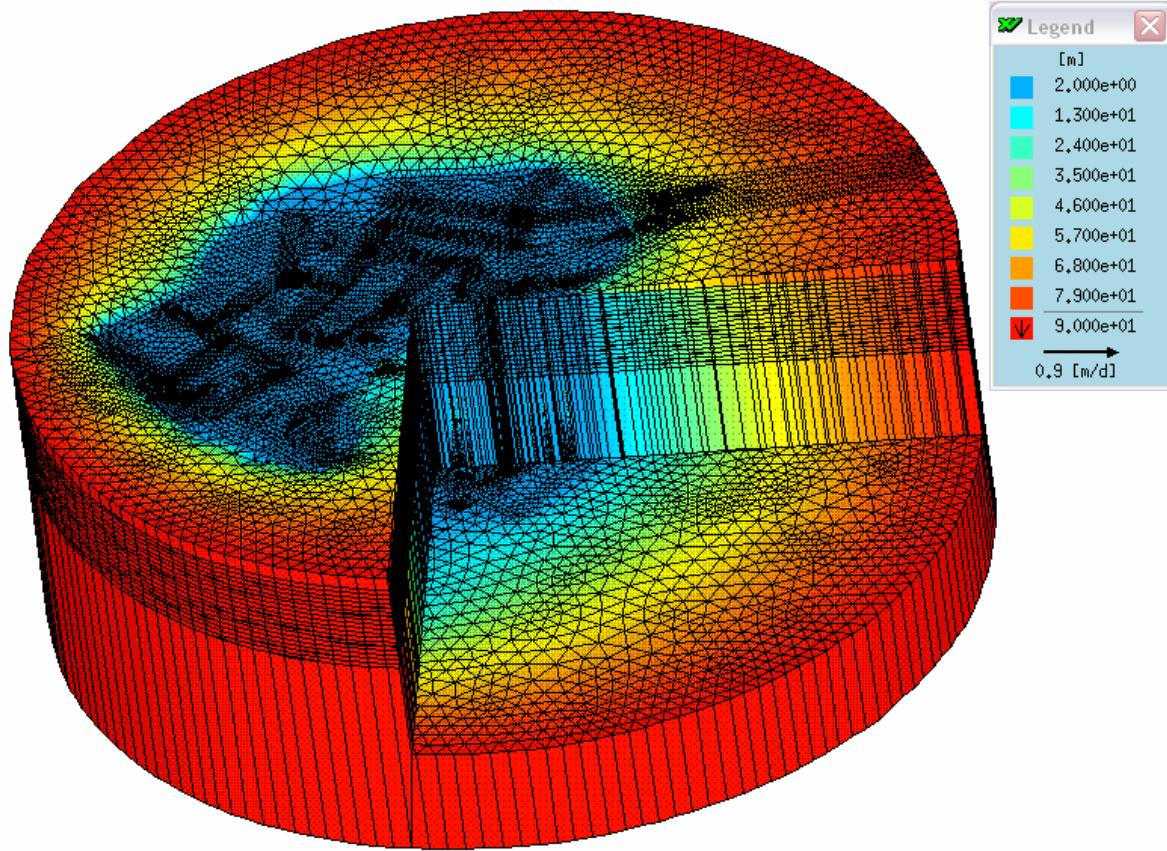


Abbildung 43: 3D-Darstellung der Wasserstandsabsenkung im gefluteten Zustand

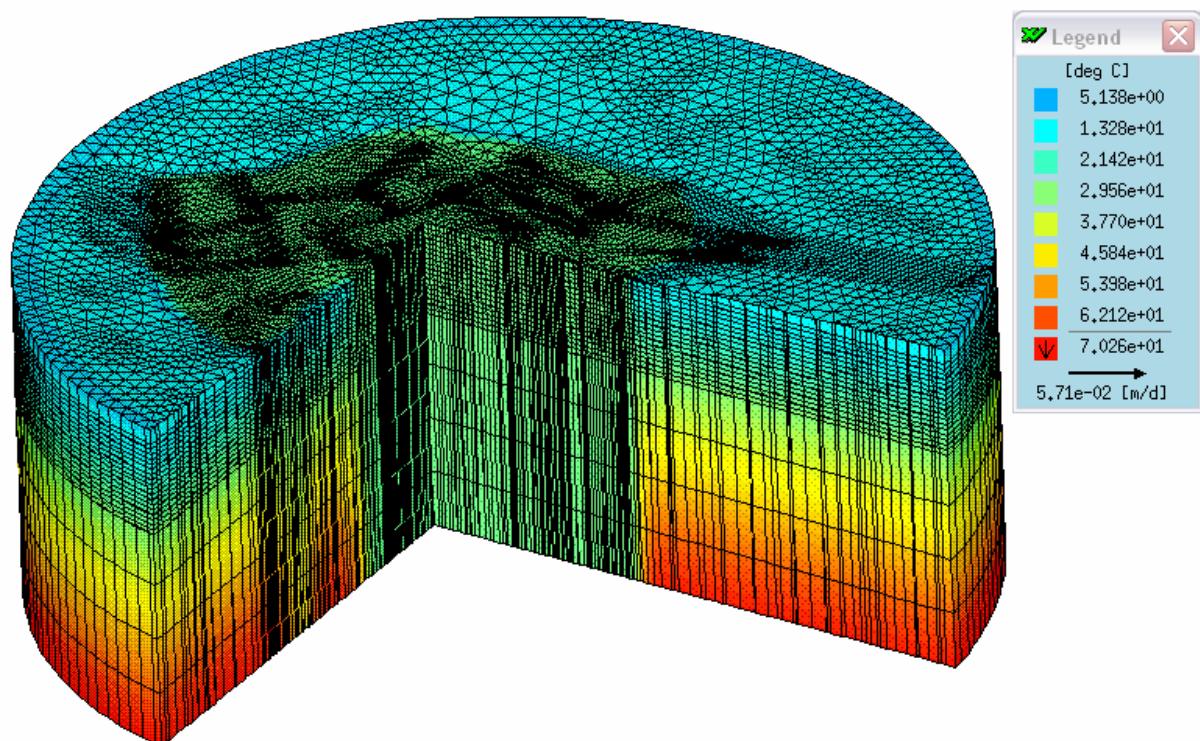


Abbildung 44: 3D-Darstellung des Temperaturfeldes

Anlage 4 – Tabelle zum Wärmeabgriff

Tabelle 22: Wärmeabgriff in verschiedenen Teufen an zwei Positionen

Zeitschritt	Zeit	innere 90-m-Sonde Q	äußere 90-m-Sonde Q	Zeit	innere 510-m-Sonde Q	äußere 510-m-Sonde Q	Zeit	innere 1830-m-Sonde Q	äußere 1830-m-Sonde Q
1	0.001	5.22E+11	9.47E+08	0.001	5.28E+11	5.53E+09	0.001	5.54E+11	4.16E+10
2	0.005	1.01E+09	9.46E+08	0.005	7.54E+09	5.53E+09	0.005	3.29E+10	4.15E+10
3	0.013	4.19E+11	9.46E+08	0.013	4.25E+11	5.53E+09	0.013	4.51E+11	4.15E+10
4	0.023	1.01E+09	9.46E+08	0.023	7.54E+09	5.53E+09	0.023	3.29E+10	4.15E+10
5	0.67	1.01E+09	9.45E+08	0.67	7.51E+09	5.53E+09	0.67	3.28E+10	4.15E+10
6	4.88	9.93E+08	9.34E+08	4.88	7.36E+09	5.49E+09	4.88	3.21E+10	4.15E+10
7	11	9.70E+08	9.23E+08	11	7.16E+09	5.46E+09	11	3.12E+10	4.15E+10
8	22	9.35E+08	9.08E+08	22	6.88E+09	5.41E+09	22	2.99E+10	4.15E+10
9	48	8.77E+08	8.92E+08	48	6.43E+09	5.35E+09	48	2.78E+10	4.15E+10
10	100	8.06E+08	8.80E+08	100	5.88E+09	5.31E+09	100	2.53E+10	4.15E+10
11	200	7.37E+08	8.70E+08	197	5.35E+09	5.27E+09	196	2.29E+10	4.14E+10
12	376	6.82E+08	8.51E+08	365	4.92E+09	5.21E+09	361	2.09E+10	4.12E+10
13	683	6.34E+08	8.25E+08	651	4.54E+09	5.11E+09	641	1.91E+10	4.10E+10
14	1150	5.91E+08	8.00E+08	1089	4.19E+09	5.00E+09	1070	1.75E+10	4.06E+10
15	1840	5.57E+08	7.79E+08	1748	3.91E+09	4.88E+09	1717	1.62E+10	4.01E+10
16	2857	5.37E+08	7.61E+08	2723	3.73E+09	4.77E+09	2678	1.54E+10	3.95E+10
17	4308	5.26E+08	7.47E+08	4110	3.63E+09	4.66E+09	4042	1.49E+10	3.86E+10
18	6380	5.18E+08	7.38E+08	6106	3.56E+09	4.55E+09	6008	1.45E+10	3.75E+10
19	9200	5.13E+08	7.33E+08	8822	3.51E+09	4.43E+09	8687	1.42E+10	3.63E+10
20	10950	5.11E+08	7.32E+08	10950	3.49E+09	4.35E+09	10950	1.40E+10	3.54E+10

Anlage 5 – Mathematische Umsetzung der physikalischen Prozesse in FEFLOW

(als Zitat entnommen aus WENDEROTH 1998, Anhang 1, S. 125-132)

„Das Programm FEFLOW ist ein 3D-Modellierungssystem, das auf der numerischen Berechnung des gekoppelt konduktiven und konvektiven Porenwasserfluss- und Temperaturfeldes beruht. Die in FEFLOW implementierten Gleichungen resultieren aus der Kopplung der Erhaltungsgleichungen von Masse, Impuls und Energie mit Zustandsgleichungen und mit den für FEFLOW gültigen hydrodynamischen und thermischen Hauptannahmen (DIERSCH 1985). Letztere vereinfachen die komplexen physikalischen Prozesse mit dem Ziel, diese Prozesse mathematisch und numerisch beschreibbar zu machen. Die für die durchgeföhrten numerischen Berechnungen relevanten Erhaltungsgleichungen sowie die zugrunde liegenden Hauptannahmen und Zustandsgleichungen in FEFLOW werden nachfolgend zusammengefasst:

Verwendete Bezeichnungen:

Lateinische Symbole:

Symbol	Definition	Einheit
c	spezifische Wärmekapazität	J/kgK
\vec{e}	Gravitationseinheitsvektor	1
f_μ	Viskositätsfunktion	1
g	Erdbeschleunigung	m/s ²
\vec{g}	Vektor des Schwerefeldes	m/s ²
h	hydraulische Höhe	m
h_0	Referenzhöhe	m
\mathbf{I}	Einheitsmatrix	
\mathbf{K}	Durchlässigkeitstensor	m/s
\mathbf{k}	Permeabilitätstensor	m ²
p	Porendruck	kg/ms ²
Q_ρ	spezifische Massenquellrate	1/s
Q_T	radiogene Wärmeproduktion	W/m ³
\vec{q}	Darcy-Geschwindigkeitsvektor	m/s
S_0	spezifischer Speicherkoefizient (Kompressibilität)	1/m
T	Temperatur	°C
T_0	Referenztemperatur	°C
t	Zeit	s, h, a
\vec{v}	Geschwindigkeitsvektor	m/s
V_f	absoluter Darcy-Fluss $\sqrt{q_f^T q_f}$	m/s
z	geodätische Höhe	m

Griechische Symbole:

Symbol	Definition	Einheit
α_L, α_T	longitudinale bzw. transversale Thermodispersivität	m
β	thermischer Expansionskoeffizient	1/K
γ	Kompressibilität des Fluids	1/m
ϕ	Porosität	1
λ	gesamter hydrodynamischer Thermodispersionstensor	W/mK
λ	Wärmeleitfähigkeit	W/mK
λ_{disp}	dispersiver Thermodispersionstensor	W/mK
μ	dynamische Viskosität	kg/ms
μ_0	Referenzviskosität bezogen auf T_0	kg/ms
ρ	Dichte	kg/m³
ρ_0	Referenzdichte bezogen auf T_0 und h_0	kg/m³
τ	Koeffizient der Skelettkompressibilität	1/m
Indizes		
f	Fluidphase	
s	Feststoffphase	

Erhaltungsgleichungen:**Massenerhaltung:**

$$\frac{\partial}{\partial t} \phi \rho + \operatorname{div}(\phi \rho \vec{v}) = \rho Q_\rho \quad (1)$$

Impulserhaltung:

$$\vec{v} + \frac{\mathbf{k}}{\phi \mu} (\operatorname{grad} p - \rho \vec{g}) = 0 \quad (2)$$

Energieerhaltung:

$$[\phi \rho_f c_f + (1-\phi) \rho_s c_s] \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_f c_f \phi \vec{V}_f \operatorname{grad} T - \operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad} T) = Q_T \quad (3)$$

Diese Erhaltungsgleichungen ergeben in Verbindung mit zusätzlichen konstitutiven Beziehungen und Nebenbedingungen ein geschlossenes System von Gleichungen:

- Der hydrostatische Druck p wird durch die in der Hydrogeologie übliche hydraulische Höhe h (Standrohrspiegelhöhe) ersetzt. Bezüglich einer Referenz-Fluiddichte ρ_{f_0} gilt:

$$h = \frac{p_f}{\rho_{f_0} g} + z \quad (4)$$

- Bei ausschließlicher Schwerewirkung:

$$\vec{g} = -g\vec{e} \quad (5)$$

- Bei Veränderung der Porosität wird die Kompressionsarbeit der Matrix berücksichtigt; Temperatureinflüsse bleiben dagegen unberücksichtigt:

$$\phi = \phi(h) \quad (6)$$

Das Differential führt zu:

$$d\phi = \frac{\partial \phi}{\partial h} dh = \left[\frac{1}{1-\phi} \frac{\partial \phi}{\partial h} \right] (1-\phi) dh = \tau (1-\phi) dh \quad (7)$$

wobei τ der Koeffizient der Skelettkompressibilität ist.

- Die Darcy-Geschwindigkeit \vec{q}_f steht zur Fluidphasengeschwindigkeit \vec{v}_f (Abstandsgeschwindigkeit) in folgender Beziehung:

$$\vec{q}_f = \phi \vec{v}_f \quad (8)$$

- Der Durchlässigkeitstensor \mathbf{K} wird bezüglich der Referenz-Fluiddichte ρ_{f_0} , der Referenz-Viskosität μ_{f_0} und dem gesteinsspezifischen Permeabilitätstensor \mathbf{k} ausgedrückt durch:

$$\mathbf{K} = \frac{\mathbf{k} \rho_{f_0} g}{\mu_{f_0}} \quad (9)$$

- Die Fluiddichte ist eine Funktion der hydraulischen Höhe h und der Temperatur T :

$$\rho_f = \rho_f(h, T) \quad (10)$$

Das Gesamtdifferential lautet:

$$d\rho_f = \frac{\partial \rho_f}{\partial h} dh + \frac{\partial \rho_f}{\partial T} dT = \underbrace{\left(\frac{1}{\rho_f} \frac{\partial \rho_f}{\partial h} \right)}_{\gamma} \rho_f dh + \underbrace{\left(\frac{1}{\rho_f} \frac{\partial \rho_f}{\partial T} \right)}_{-\beta} \rho_f dT = \gamma \rho_f dh - \beta \rho_f dT \quad (11)$$

wobei die Kompressibilität γ und der thermische Expansionskoeffizient β volumenabhängige Materialkoeffizienten des Porenwassers sind.

Die Integration führt unmittelbar auf die Zustandsgleichung für die Fluiddichte:

$$\rho_f = \rho_{f_0} e^{\gamma(h-h_0) - \beta(T-T_0)} \approx \rho_{f_0} [1 + \gamma(h-h_0) - \beta(T-T_0)] \quad (12)$$

Hierbei treten entsprechende Referenzgrößen für die Fluidehdichte $\rho_{f_0} = \rho_f(h_0, T_0)$, für die hydraulische Höhe h_0 und für die Referenztemperatur T_0 auf:

- Die dynamische Viskosität des Fluids μ_f ist eine Funktion der Temperatur ($\mu_f = \mu_f(T)$). Die Temperaturabhängigkeit der Viskosität wird durch einen empirischen Polynomansatz von Mercer & Pinder (1976) beschrieben:

$$\frac{1}{\mu_f(T)} = \frac{1 + 0.7063\zeta - 0.04832\zeta^3}{\bar{\mu}_{f_0}} \quad \text{mit} \quad \zeta = \frac{(T - 150)}{100} \quad \text{bei } T \text{ in } ^\circ\text{C} \quad (13)$$

Die Referenzviskosität $\bar{\mu}_{f_0}$ ist dabei für den Temperaturbezugswert $T = 150^\circ\text{C}$ bzw. $\zeta = 0$ aufgestellt worden.

Unter Verwendung einer Referenztemperatur T_0 ergibt sich folgende Viskositätsfunktion f_μ :

$$f_\mu = \frac{\mu_0}{\mu_f(T)} = \frac{1 + 0.7063\zeta - 0.04832\zeta^3}{1 + 0.07063\zeta_{(T=T_0)} - 0.04832\zeta^3_{(T=T_0)}} \quad (14)$$

wobei $\mu_{f_0} = \mu_{f(T_0)}$ die Referenzviskosität bezüglich der Referenztemperatur T_0 bezeichnet.

- Die Energieerhaltungsgleichung liegt in folgender Form vor:

$$[\phi\rho_f c_f + (1-\phi)\rho_s c_s] \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_f c_f \vec{q}_f \operatorname{grad} T - \operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad} T) = Q_T \quad (15)$$

Zwischen beiden Phasen s und f wird ein thermisches Gleichgewicht angenommen. Diese Annahme ist eine vertretbare Vereinfachung der ablaufenden physikalischen Prozesse (Houpert et al., Clauser, 1988).

- Die thermodispersiven Beziehungen ergeben sich hierbei zu:

$$\lambda = (\lambda_{cond_f})\mathbf{I} + (\lambda_{cond_s})\mathbf{I} + \lambda_{disp_f} = [\phi\lambda_f + (1-\phi)\lambda_s]\mathbf{I} + \rho_f c_f \left[\alpha_T V_f \mathbf{I} + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{\vec{q}_f \vec{q}_f^T}{V_f} \right] \quad (16)$$

$V_f = \sqrt{\vec{q}_f^T \vec{q}_f}$ bezeichnet den absoluten Darcyfluß.

α_L und α_T sind die longitudinale und die transversale Dispersivität, die ein Maß für die Fähigkeit des porösen Mediums darstellen, ein punktförmiges thermisches Signal während des Transportes ellipsoid zu deformieren.

- Die Wärmequellbeziehung für die Feststoffphase lautet:

$$Q_T = (1-\phi)\rho_s Q_{T_s} \quad (17)$$

Die Bilanzgleichungen (1-3) schließen Terme mit Ableitungen nach der Dichte und der Porosität ein, die für die einzelnen Erhaltungsprinzipien folgendermaßen spezifiziert werden:

- Fluidmassenerhaltung:

Die Massenbilanzgleichung (1) wird für die Fluidphase f bei Anwendung der Boussinesq-Approximation, die bis auf den Auftriebsterm in der *Darcy-Gleichung* alle Dichteabhängigkeiten in den Bilanztermen vernachlässigt, ausführlich geschrieben mit:

$$\phi \frac{\partial \rho_f}{\partial t} + \rho_f \frac{\partial \phi}{\partial t} + \rho_f \operatorname{div} \vec{q}_f = \rho_f Q_\rho \quad (18)$$

Der erste Term wird entsprechend der Zustandsgleichung (11) entwickelt zu:

$$\phi \frac{\partial \rho_f}{\partial t} = \phi \rho_f \left(\gamma \frac{\partial h}{\partial t} \right) \quad (19)$$

Der zweite Term ergibt mit der Zustandsgleichung (7):

$$\rho_f \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho_f \tau (1 - \phi) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (20)$$

Daraus folgt aus der Gleichung (18) nach Division durch ρ_f für die in FEFLOW implementierte Kontinuitätsgleichung:

$$S_0 \frac{\partial h}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{q}_f = Q_\rho \quad (21)$$

mit dem spezifischen Speicherkoefizienten:

$$S_0 = \phi \gamma + (1 - \phi) \tau \quad (22)$$

der ein Maß für die Komprimierbarkeit der gesättigten Matrix ist.

- Impulserhaltung:

Die Impulserhaltungsgleichung (2) der fluiden Phase, die eine verallgemeinerte Form der *Darcy-Gleichung* ist (Bear, 1972) soll durch die hydraulische Höhe h (4), den Gravitationsvektor (5), der Darcy-Geschwindigkeit \vec{q}_f und die Durchlässigkeit \mathbf{K} ausgedrückt werden.

Aus $p_f = \rho_{f_0} g (h - z)$ folgt:

$$\operatorname{grad} p_f = \rho_{f_0} (\operatorname{grad} h - \vec{e}) \quad (23)$$

Setzt man diesen Ausdruck in Gleichung (2) ein, folgt daraus das *Darcy-Gesetz* als Funktion der hydraulischen Höhe h unter Berücksichtigung des Dichteinflusses:

$$\vec{q}_f = -K f_\mu \left(grad h + \frac{\rho_f - \rho_{f_0}}{\rho_{f_0}} \vec{e} \right) \quad (24)$$

In diese Gleichung wird die Zustandsgleichung der dynamischen Viskosität (14) durch die Einführung der Durchlässigkeit eingearbeitet gemäß:

$$\frac{k}{\mu_f} = \frac{k \rho_{f_0} g}{\mu_{f_0}} \frac{\mu_{f_0}}{\mu_f} \frac{1}{\rho_{f_0} g} = K f_\mu \frac{1}{\rho_{f_0} g} \quad (25)$$

Der Auftriebsterm in der *Darcy-Gleichung* (24) wird entwickelt zu:

$$\frac{\rho_f - \rho_{f_0}}{\rho_{f_0}} = -\beta(T - T_0) \quad (26)$$

Zusammenfassend ergeben sich somit für die 3D-Modellierung folgende Gleichungen:

Massenbilanzgleichung

$$S_0 \frac{\partial h}{\partial t} + div \vec{q}_f = Q_\rho \quad (27)$$

Darcy-Gleichung

$$\vec{q}_f = -K f_\mu [grad h - (\beta(T - T_0)) \vec{e}] \quad (28)$$

Energiebilanzgleichung

$$[\phi \rho_f c_f + (1-\phi) \rho_s c_s] \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_f c_f \vec{q}_f grad T - div(\lambda grad T) = Q_T \quad (29)$$

Diese Gleichungen bilden ein gekoppeltes nichtlineares System:

- Einerseits ist der Porenwasserfluss Antriebsmechanismus für den konvektiven Wärmetransport, da die Darcy-Geschwindigkeit (\vec{q}_f) als wesentlicher Parameter in die Energiebilanzgleichung (29) eingeht.
- Andererseits ist die temperatur- und druckabhängige Wasserdichte (11, 12) für die freie Konvektion verantwortlich, die somit den Porenwasserfluss in der Darcy-Gleichung (28) beeinflusst.“