



**scCO<sub>2</sub> – Machbarkeitsuntersuchung über den Einsatz  
von  
Hot Dry Rock Geothermie zur  
Elektrizitätserzeugung mit Hilfe von  
superkritischem CO<sub>2</sub>**





**Machbarkeitsstudie**

**scCO<sub>2</sub> – Machbarkeitsuntersuchung über den  
Einsatz von  
Hot Dry Rock Geothermie zur  
Elektrizitätserzeugung mit Hilfe von  
superkritischem CO<sub>2</sub>**

**Schlussbericht**

**Forschungsnehmer und Zuwendungsempfänger**

TU Bergakademie Freiberg  
Lehrstuhl für Hydrogeologie  
Gustav-Zeuner-Str. 12  
09596 Freiberg/Sachsen

Verantwortlicher Projektleiter: Prof. Dr. B. Merkel

Projektkoordinator: Dr. Ch. Wolkersdorfer

30. April 2005

Das Vorhaben wurde vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) gefördert

Förderkennzeichen: 0329999

Projekträger: Projekträger Jülich – Forschungszentrum Jülich GmbH



**Die vorliegende Machbarkeitsstudie wurde verantwortlich von folgenden Einrichtungen bearbeitet:**

TU Bergakademie Freiberg – Hydrogeologie (Prof. B. MERKEL)

TU Bergakademie Freiberg – Regionale und Strukturgeologie (Prof. K. STANEK)

TU Bergakademie Freiberg – Geophysik (Prof. K. Spitzer, PD C. PRETZSCHNER)

TU Bergakademie Freiberg – Institut für Energieverfahrenstechnik und Chemieingenieurwesen (Prof. B. MEYER)

Vattenfall Europe Berlin AG ehemals Bewag AG & Co. KG: Berlin (Dr. E. BROSSMANN)

Horst Wetzels: Guben (Dipl.-Phys. H. WETZEL, in Kooperation mit Vattenfall Europe Renewables GmbH.)

**Verfasser dieser Studie sind**

PD Dr. Ralph-Uwe BÖRNER

Dr. Egbert BROSSMANN

Dr. Antje FRANKE

Stefan JETSCHNY

Prof. Dr. Broder MERKEL

Prof. Dr. Bernd MEYER

PD Dr. Carsten Pretzschner

Dipl.-Ing. Hardy RAUCHFUSS

Prof. Dr. Klaus SPITZER

Prof. Dr. Klaus STANEK

Margarethe VASTERLING

Dipl.-Phys. Horst WETZEL

Dr. Christian WOLKERSDORFER

**Redaktionelle Bearbeitung**

Dipl.-Geol. Andrea BERGER

Dr. Christian WOLKERSDORFER

**Für Kommentare und Ergänzungen danken wir**

Dipl.-Chem. Nina BROSSMANN (Berlin)

Prof. Volker KÖCKRITZ (TU Bergakademie Freiberg)

Prof. Heinz KONIETZKY (TU Bergakademie Freiberg)

Dr. Matthias REICH (Baker Hughes INTEQ; übernimmt am 1. August 2006 die Professur für Bohrtechnik, Spezialtiefbauausrüstungen und Bergbaumaschinen an der TU Bergakademie Freiberg)



## Inhalt

1	Veranlassung zu dem Projekt .....	9
2	Thermodynamik – Fundamentalgleichung für scCO <sub>2</sub> .....	11
3	Modellierung .....	13
3.1	Modellierung von HDR-Systemen .....	13
3.2	Modellierung des Frac-Prozesses .....	13
3.3	Modellierung der Fluid-Strömung .....	14
3.4	Vollständig gekoppeltes HDR-Modellierungssystem .....	17
4	Bohrtechnik .....	18
5	Kraftwerkstechnik .....	20
5.1	Patente .....	20
5.2	Eigenschaften von CO <sub>2</sub> .....	22
5.2.1	Arbeitsmedium CO <sub>2</sub> .....	22
5.2.2	Viskosität von scCO <sub>2</sub> .....	23
5.2.3	Wärmetransporteigenschaften von scCO <sub>2</sub> .....	24
5.2.4	Schätzung Kluftparameter .....	25
5.2.5	CO <sub>2</sub> im Kalibergbau .....	26
5.2.6	Chemische, radioaktive und biologische Problemkreise .....	26
5.2.7	CO <sub>2</sub> und Wasser .....	27
5.2.8	Zusammenwirken von CO <sub>2</sub> mit Mineralien .....	28
5.2.9	Radioaktive Probleme: Radon-Aktivität, Bleiablagerungen .....	28
5.2.10	Biologische Probleme .....	29
5.2.11	Erforderliche Maßnahmen .....	29
5.3	Thermodynamische Eigenschaften von CO <sub>2</sub> .....	29
5.3.1	Erläuterung zur Herangehensweise an die thermodynamischen Kenngrößen von scCO <sub>2</sub> .....	29
5.3.2	Gravimetrische Verdichtung/Entspannung .....	30
5.3.3	Isotherme Verdichtung .....	30
5.3.4	Isotherme Entspannung .....	31
5.3.5	Isentrope (adiabate) Verdichtung .....	31
5.3.6	Isentrope (adiabate) Entspannung .....	33
5.3.7	p-V-Diagramm .....	33
5.3.8	cO <sub>2</sub> -Druck von 650 bar am Bohrlochfuß .....	33
5.4	Beschreibung des Kreisprozesses .....	35
5.4.1	Allgemeine Beschreibung .....	35
5.4.2	Arbeitsmedium CO <sub>2</sub> .....	36
5.4.3	Komponentenauslegung .....	36
5.5	Ergebnisse der Modellierung .....	39
5.6	Wirtschaftlichkeitsabschätzung .....	42
5.6.1	Projekt Sachsen .....	42
5.6.2	Projekt Bad Urach .....	43
5.7	Zusammenfassung .....	44
6	Geophysikalische Methoden .....	45
6.1	Elektromagnetische Methoden zur Vorerkundung von Geothermiestandorten und zum In-situ-Monitoring künstlich erzeugter Kluftsysteme .....	45
6.1.1	Zusammenfassung .....	45
6.1.2	Monitoring des Frac-Prozesses mit Widerstandsgeoelektrik .....	45
6.1.3	Die elektrischen Eigenschaften von Gesteinen mit vernachlässigbarem Leitfähigkeitsanteil der Matrix .....	46
6.1.4	Kluftdetektion mit Magnetotellurik (MT) .....	55
6.1.5	Schlussfolgerungen .....	57
6.2	Geophysikalische Bohrlochmessung und Hydraulic Fracturing .....	59

6.2.1	Geothermischer Gradient, Terrestrische Wärmestromdichte, Wärmeleitfähigkeit.....	60
6.2.2	Radiogene Wärmeproduktion.....	60
6.2.3	Mechanische Gesteinseigenschaften aus geophysikalischen Untersuchungen.....	61
6.2.4	Kluftdetektion.....	62
6.2.5	Spannungsanisotropie der Formation.....	66
6.2.6	Forschungsbedarf zur kontinuierlichen Spannungsanalyse aus Logs (z.B. Interpretationsverfahren).....	67
6.2.7	Hydraulische Formationseigenschaften.....	68
6.2.8	Hydraulic Fracturing.....	68
6.2.9	Frac-Ortung.....	69
6.2.10	Zusammenfassung.....	70
7	Monitoring.....	71
7.1	Problemstellung.....	71
7.2	Potentielle CO <sub>2</sub> -Leckagen in HDR-Anlagen.....	71
7.3	Möglichkeiten der Detektion von CO <sub>2</sub> .....	73
7.3.1	CO <sub>2</sub> -Detektion bei bestehenden Anlagen.....	73
7.3.2	Oberflächennahes atmosphärisches CO <sub>2</sub> -Monitoring.....	74
7.3.3	CO <sub>2</sub> -Monitoring innerhalb des Kraftwerksbereichs und der Bohrungen.....	74
7.3.4	CO <sub>2</sub> -Monitoring im oberflächennahem Bereich um die Bohrungen.....	74
7.3.5	Membranbasierte CO <sub>2</sub> -Messung.....	74
7.3.6	Satelliten- und flugzeuggestützte Untersuchungen.....	75
7.3.7	Traceruntersuchungen zur CO <sub>2</sub> -Ausbreitung im Reservoir.....	75
7.3.8	Drucküberwachung.....	75
7.3.9	Tiere und Pflanzen.....	75
7.4	Detektion von potentiellen Austrittsstellen vor der Inbetriebnahme.....	76
7.4.1	Zweck des Umfeldmonitorings.....	76
7.4.2	Umfeldmonitoring.....	76
7.4.3	(N)IR-Messsensoren.....	76
7.4.4	Eddy-Kovarianz (Eddy-Flux).....	77
7.4.5	Isotopenmessungen.....	77
7.4.6	Ergebnisse aus dem Carbon Capture Projekte.....	78
7.5	Traceruntersuchungen zur Effizienz des Frac-Prozesses.....	78
7.6	Schlussfolgerungen zum CO <sub>2</sub> -Monitoring.....	79
7.7	Oberflächenmonitoring.....	80
8	Geologische Verhältnisse.....	81
8.1	Geowissenschaftliche Arbeitsziele.....	81
8.2	Auswahlkriterien für potentielle Gesteinskomplexe.....	81
8.2.1	Wärmeleitfähigkeit.....	81
8.2.2	Wärmeproduktion.....	82
8.2.3	Homogenität und räumliche Erstreckung.....	83
8.2.4	Tektonische Verhältnisse.....	84
8.3	Potentielle Standorte für HDR-Projekte mit scCO <sub>2</sub> .....	86
8.3.1	Sachsen.....	86
8.3.2	Deutschland.....	87
9	Weiteres Vorgehen / Empfehlungen.....	90
10	Abbildungs- und Tabellenverzeichnis.....	93
10.1	Abbildungen.....	93
10.2	Tabellen.....	95
11	Literatur.....	96
12	Anhang.....	103

## 1 Veranlassung zu dem Projekt

Zur geothermischen Energieerzeugung hat das das „Büro für Technikfolgen-Abschätzung beim Deutschen Bundestag“ (TAB) im Jahre 2003 einen Sachstandsbericht verfasst (PASCHEN *et al.* 2003), aus dem hervor geht, dass *„unser gegenwärtiges Energiesystem mit seiner starken Abhängigkeit von erschöpflichen Energieträgern ... nicht nachhaltig [ist]. Daher gehört es zu den großen Herausforderungen im 21. Jahrhundert, die Rahmenbedingungen für eine nachhaltige Energieversorgung zu gestalten. Ein essentielles Strategieelement hierfür ist, neben verstärkten Bemühungen zum rationelleren Energieeinsatz, die verstärkte Nutzung der bedeutenden Potenziale der regenerativen Energien. Von dieser Erkenntnis geleitet wurde das politische Ziel formuliert, den Anteil erneuerbarer Energien an der Stromproduktion Deutschlands bis zum Jahr 2010 auf 12,5 % zu erhöhen ... Der geothermischen Stromerzeugung wird vor allem deshalb eine besondere Bedeutung beigemessen, weil diese heimische Energiequelle in der Lage wäre, kontinuierlich Strom zu liefern („Regenerative Grundlast“). Zudem existieren in Deutschland beträchtliche technische Potenziale, die die Stromerzeugung in energiewirtschaftlich relevanter Größenordnung zukünftig möglich erscheinen lassen. Damit könnte die geothermische Stromerzeugung einen Beitrag zur Umweltentlastung und zum Ressourcenschutz leisten.“*

In den kommenden 20 Jahren muss die Bundesrepublik Deutschland jedes Jahr in etwa ein neues Kraftwerk errichten um einerseits dem gestiegenen Energiebedarf zu decken und andererseits veraltete Kraftwerke zu ersetzen. Die Energieleistung eines dieser Kraftwerke soll durch Geothermieanlagen abgedeckt werden. Zu den verschiedenen Optionen, geothermische Energie zu erzeugen, zählt in den Kristallingebieten Deutschlands das Hot Dry Rock (HDR)-Verfahren, zu dem es in der Bundesrepublik bereits erste Forschungsergebnisse gibt. Die Ergebnisse dieser Forschungen stehen jedoch in deutlichem Gegensatz zu den Energiepotentialen, die aus den Kristallingebieten und folglich dem HDR-Verfahren erwartet werden (Tab. 1). Daher besteht gerade bei diesem Verfahren ein erhebliches Forschungspotential auf folgenden Gebieten:

- Geologische und Geophysikalische Erkundung / Interpretation
- Hydrogeologische Untersuchungen
- Bohrtechnik
- Fracn des Gesteins
- Modellierung aller relevanten Prozesse
- Kraftwerkstechnik
- Monitoring

Hot Dry Rock (HDR) ist eine Variante der tiefen Geothermie in Bereichen, in denen es keine nennenswerte Menge an Grundwasser gibt. Das Prinzip von HDR wurde z.B. in Fenton Hill (USA), Jijiori, Ogeschi (Japan), Rosemanowes Quarry (England) und Soultz-Sous-Forêts (Frankreich) untersucht. Es basiert darauf, in Festgesteinen in Tiefen über 3.000 m entweder vorhandene Klüfte aufzuweiten oder neue Klüfte auf Schwächezonen zu schaffen. Überwiegend wird dazu Hydrofracturing eingesetzt, ein Verfahren, bei dem ein Fluid mit hohem Druck in den Untergrund verpresst wird. Damit werden Eindringtiefen von mehreren hundert Metern erreicht. Das höchste Potential für HDR bzw. EGS (Enhanced Geothermal Systems) haben bei Weiten kristalline Gesteine. Da kristalline Gesteine zumindest ab einer gewissen Tiefe überall anzutreffen sind, sind HDR und EGS quasi standortunabhängig bzw. nur durch die Bohrtiefe limitiert.

HDR oder EGS beruht darauf, ein kaltes Fluid über eine Injektionsbohrung in das Gestein zu pumpen und über eine Förderbohrung wieder zu fördern und das erwärmte Fluid zur Energienutzung zu verwenden. Als Fluid wurde bislang bei allen Pilotprojekten weltweit Wasser als Wärmemedium eingesetzt. Demgegenüber untersucht diese Studie den möglichen Einsatz und die Vorteile der Verwendung von überkritischem CO<sub>2</sub> (scCO<sub>2</sub>) als Wärmemedium.

Üblicherweise wird unterschieden in geothermische Energiegewinnung mit geringer, mittlerer und hoher Temperatur. Mit konventioneller Bohrtechnik werden heute Bohrtiefen bis ca. 3.000 m im Rahmen von Geothermieprojekten als ökonomisch vertretbar bezeichnet. Die in diesen Tiefen normalerweise angetroffenen Temperaturen sind aber grenzwertig für die Erzeugung elektrischer Energie. Die hier zusammengefassten Forschungsergebnisse zeigen exempla-

risch an 2 Beispielen (Sachsen, Bad Urach), welche Energiepotentiale sich mit HDR und scCO<sub>2</sub> in größeren Teufen erschließen lassen und welche Verfahren dafür geeignet sind.

Entgegen der häufig vertretenen Ansicht Hot Dry Rock mit einer Dublette, also einer Injektions- und einer Förderbohrung zu betreiben, vertreten wir die Ansicht, dass eine effektive Nutzung eines HDR Reservoirs drei Bohrungen erfordert. Dies ist darin begründet, dass sich das durch Fluid-Fracture öffnende System von Klüften von der Injektionsbohrung aus entsprechend des Spannungsfeldes senkrecht zur minimalen Hauptspannung im Gebirge öffnen und in beide Richtungen von der Injektionsbohrung aus ausbreiten wird. Die Kenntnis des Spannungsfeldes (Größe und Richtung) ist somit Grundvoraussetzung für das Design des Reservoirs. Die optimalen Punkte für die Produktionsbohrungen liegen somit jeweils am Ende des gefracten Reservoirs. Eine Ablenkung aller drei Bohrungen kann erforderlich sein, um das Reservoir senkrecht anzufahren.

Im Rahmen der hier dargestellten Machbarkeitsstudie wurden die folgenden Aufgabenfelder dargestellt bzw. andiskutiert:

- Bohrtechnik
- Fracen und Stimulieren eines Reservoirs
- Geologisch-geophysikalische Erkundung
- Monitoring und gegebenenfalls Steuerung des Frac-Ablaufs
- Bohrlochgeophysik
- Geochemische Reaktionen, Thermodynamik
- Modellierung einzelner Prozesse und des Gesamtsystems
- Monitoring
- Optimierung der Wärme-Strom-Kopplung
- Integration der einzelnen Prozesse

Bei den meisten der vorgenannten Verfahrensweisen besteht durch die hohen Kosten, die bislang mit diesen Verfahren verbunden sind, ein hohes finanzielles Einsparpotential. Da die Forschung in Deutschland – mangels vorhandenen HDR-Anlagen – bislang nicht im notwendigen Umfang durchgeführt wird, sind die Möglichkeiten zur Kosteneinsparung noch nicht vollständig ausgelotet worden. Sollte es gelingen, die Techniken preiswerter als bislang anzuwenden, wird die geothermische Energiegewinnung mittels HDR und scCO<sub>2</sub> erhebliche Markchancen haben.

**Tab. 1: Geothermiepotentiale und Gesamtenergiegehalte für verschiedene Energieformen (MOCK *et al.* 1997).**

Resource Type	US 10 <sup>3</sup> quads <sup>a</sup>	World 10 <sup>3</sup> quads <sup>a</sup>
Hydrothermal (vapor and liquid dominated)	9,6	130
Geopressured <sup>b</sup>	170	540
Magma <sup>c</sup>	500—1.000	5.000
Hot dry rock <sup>d</sup>		
Moderate to high-grade ( $\nabla T > 40$ °C/km)	6.000	26.500
Low-grade ( $\nabla T < 40$ °C/km)	24.000	78.500
Total all grades	30.000	105.000

<sup>a</sup>1 quad  $\equiv 10^{15}$  BTU  $\approx 10^{18}$  J. 1996 worldwide commercial energy demand = 350 quads. 1996 US commercial energy demand = 85 quads (BTU = British Thermal Unit)

<sup>b</sup>Includes hydraulic and methane energy content.

<sup>c</sup>To depths of 10 km, and initial rock temperature > 650 °C.

<sup>d</sup>To depths of 10 km, and initial rock temperature > 85 °C

## 2 Thermodynamik – Fundamentalgleichung für scCO<sub>2</sub>

Die Studie will die Anwendung eines neuen Arbeitsmittels für Geothermie untersuchen. Superkritisches Kohlendioxid (scCO<sub>2</sub>) soll geothermische Wärmepotentiale erschließen, die mit Nutzung von Wasser als konventionellen Wärmeträger und Arbeitsmittel nicht erschlossen werden können. Zur thermodynamischen Modellierung der stattfindenden Prozesse sowie der darauf folgenden Optimierung muss eine Datenbasis vorhanden sein, die in der Genauigkeit auch mit der von Wasser vergleichbar ist. Wurde bisher weitgehend der Wärmetlas des VDI (1995) oder IUAPC (1976), angewendet, scheint mit der Arbeit von SPAN (1993) sowie SPAN & WAGNER (1996) ein neues Standardwerk entstanden zu sein. Diese Arbeit ist auch Basis der Stoffdaten-Software (KRETZSCHMAR 2005) und sowie EOS-SCx Ver.0.2w (OHMORI 2002). Erster kann als AddIn für Tabellenkalkulationen genutzt werden und auch das Kreislaufberechnungsprogramm Epsilon (SOFBID 2005) verwendet in seiner CO<sub>2</sub>-Stoffdatenbank als DLL diese Software. Die Fundamentalgleichung besitzt nach SPAN (1993) folgende Form:

$$\begin{array}{lll} \tau = T / T_c & \rho_c & 467,6 \text{ kg/m}^3 \\ \delta = \rho / \rho_c & T_c & 304,1282 \text{ K} \\ & R & 0,1889241 \text{ kJ/kg/K} \end{array}$$

$$\Phi(\delta, \tau) = \Phi_0(\delta, \tau) + \Phi_r(\delta, \tau)$$

$$\text{Idealteil:} \quad \Phi_0(\delta, \tau)$$

$$\text{residueller Teil:} \quad \Phi_r(\delta, \tau)$$

Die Zustandgrößen lassen sich aus Tab. 18 im Anhang berechnen, wobei die in Abb. 1 gezeigten Abschätzungen der Unsicherheiten von SPAN (1993) für die Dichte in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (Rho–p–T-Beziehung) angegeben werden.

Für die isobare Wärmekapazität werden von SPAN (1993) die obere Abschätzungen der Unsicherheiten in Abb. 2 angegeben.

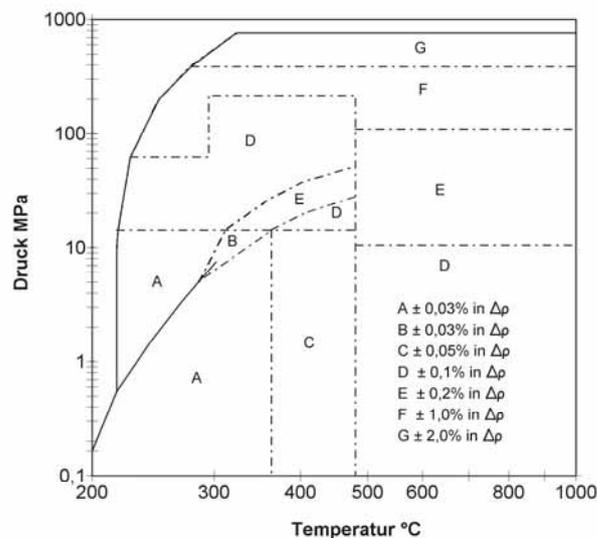


Abb. 1: Abschätzungen der Unsicherheiten für die Dichte in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (SPAN 1993).

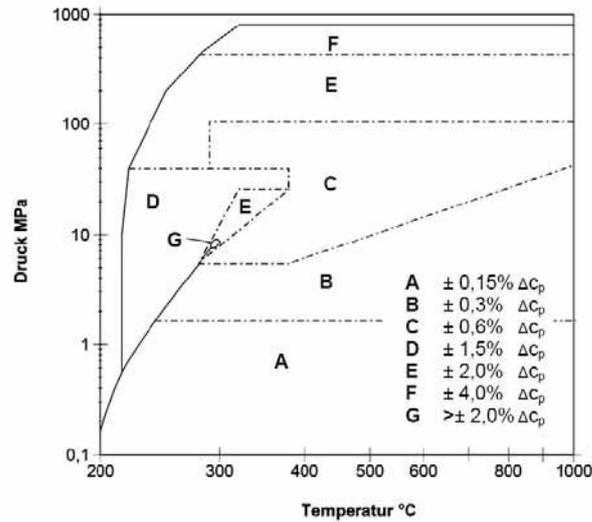


Abb. 2: Abschätzungen der Unsicherheiten für die isobare Wärmekapazität (SPAN 1993).

Eine neuere chinesische Literatur gibt Fehler bzgl. einer empirischen Gleichung an. Ein Vergleich mit den nach SPAN (1993) berechneten Werten zeigt aber, dass diese Werte viel besser die Referenzwerte treffen als die zum Vergleich von XUE *et al.* (2004) berechneten. Während die nach SPAN (1993) berechneten Werte gut mit den Referenzwerten übereinstimmen, sind die von XUE *et al.* (2004) berechneten Werte in gleicher Größenordnung von der Referenz wie auch von SPAN (1993) verschieden. Im Folgenden (Abb. 3) wird die von XUE *et al.* (2004) angegebene Druckabhängigkeit der isobaren Wärmekapazität der nach SPAN (1993) berechneten gegenübergestellt.

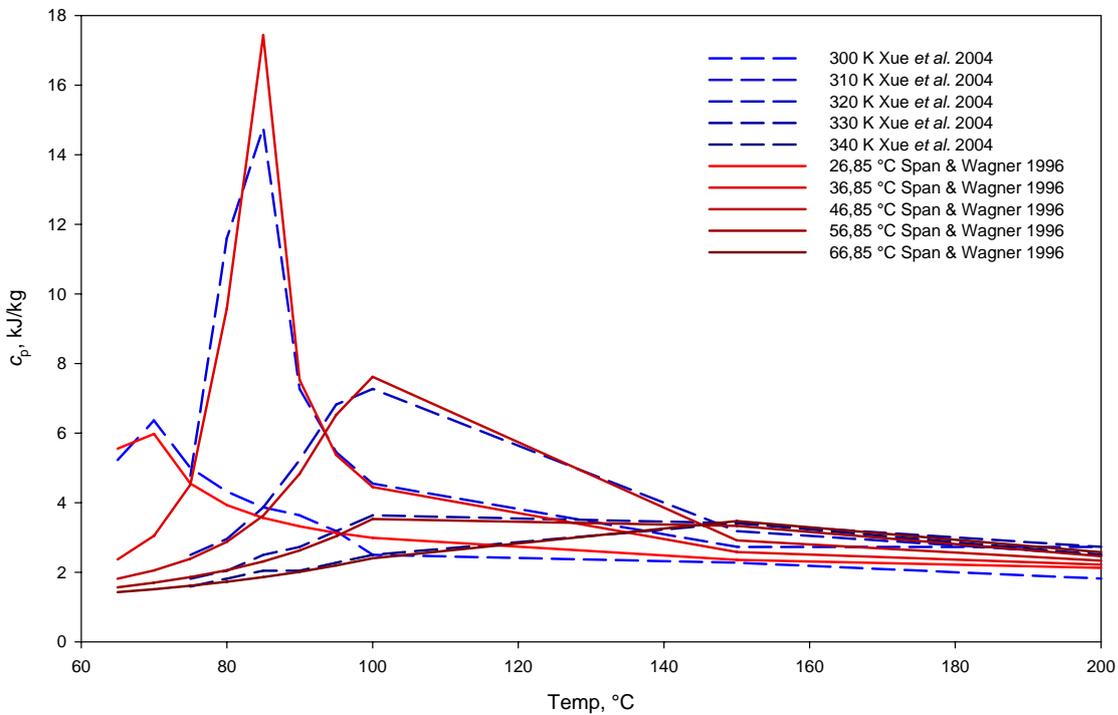


Abb. 3: Isobare Wärmekapazität – Druck – Abhängigkeit.

### 3 Modellierung

#### 3.1 Modellierung von HDR-Systemen

Die Modellierung eines HDR Systems beinhaltet die Modellierung des Frac-Processes, des Risswachstums und das Verhalten der geöffneten Klüfte im Laufe des weiteren Betriebs sowie die Modellierung der Fließbewegung des Fluids oder der Fluide einschließlich der Wärmeübertragung. Es ist somit eine sehr komplexe Transportmodellierungsaufgabe (HTM-gekoppeltes System). In erster Näherung kann man die beiden Prozesse unabhängig voneinander betrachten: durch den Frac-Prozess werden im Festgestein vorhandene Schwächezonen (Haarrisse, Mineralspaltflächen) aufgeweitet und damit die Möglichkeit des Fluidtransportes eröffnet. Betrachtet man die geöffneten Klüfte dann als ein statisches System, kann die Strömungs- und Transportmodellierung in einem 2. Schritt folgen.

#### 3.2 Modellierung des Frac-Prozesses

Die Modellierung des Frac-Processes basiert auf Daten zum Stressfeld eines Gesteinsverbandes. Dazu gehören Richtung und Druck (stress) auf der einen Seite und elastische sowie nicht-elastische Verformungen (strain) auf der anderen Seite. Zudem sind Frac-Prozesse Probleme der Diskontinuumsmechanik, die mittels Ansätzen der Bruch- und Schädigungsmechanik sowie diesbezüglichen numerischen Methoden (z.B. DEM, SPH) untersucht werden müssen. Im Zusammenhang mit HDR-Projekten stehen vergleichsweise wenige veröffentlichte Daten über den Frac-Prozess selbst zur Verfügung. So wurden z.B. Stress Messungen im Carnmenellisgranit (Rosemanowes Quarry, Cornwall, UK) in Tiefen von 2000 m durchgeführt. Die Anisotropie des Stressfeldes betrug dabei von minimaler bis maximaler Horizontalspannung 30 bis 70 MPa. Die Auflast (overburden stress) wurde in dieser Teufe mit 52 MPa festgestellt (PINE *et al.* 1983). Die Ergebnisse der Microseimik während der Versuche in Fenton Hill zeigen erwartungsgemäß das Öffnen von Klüften senkrecht zur minimalen Hauptspannungsrichtung (ROFF *et al.* 1996).

Die sog. „crack-wave“ aus den HDR Experimenten in Fenton Hill wurden verwendet, um mit Hilfe eines „crack-Modells“, das aus der seismischen Überwachung von Vulkanen stammte, das Öffnen von Klüften zu modellieren (FERRAZZINI *et al.* 1990). Innovative Methoden (Laser Interferometrie, Holographie, post mortem Beobachtung mittels REM) können benutzt werden, um das Muster der Mikro-Risse und ihre Ausbreitung zu beobachten (MAJI & WANG 1992).

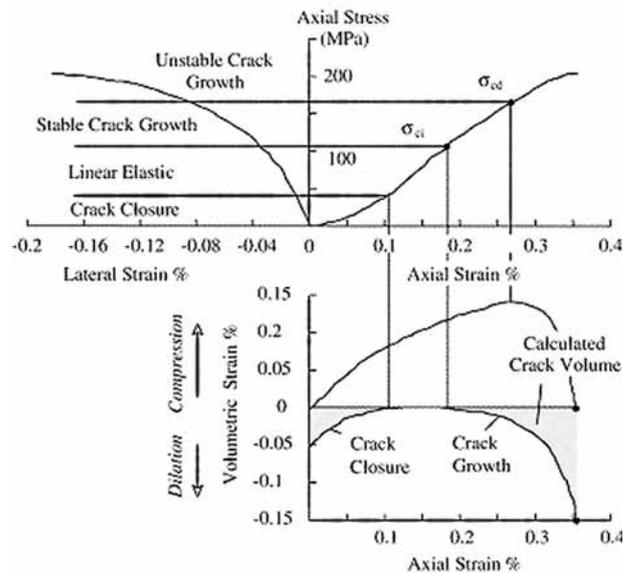
In Europa liegt der größte Erfahrungsschatz aus dem HDR-Projekt Soultz vor. Dort gibt es umfangreiche Messungen, *in-situ*-Versuche und numerische Simulationen zum Frac- und Stimulationsprozess (z.B. BILLAUX & KONIETZKY 2005; HOSNI *et al.* 2004).

Ein Zugang zur Modellierung des Prozesses besteht in der Methode der distinkten Elemente, diskreter Partikel oder der Smooth Particle Hydrodynamics. Bei diesen Diskontinuumsansätzen werden diskrete oder ‚verschmierte‘ Partikel verwendet (AL-BUSAIDI *et al.* 2005), die über Kontaktpunkte zusammengehalten werden. Eine Validierung und Kalibrierung eines solchen Modells ist auf Basis von Frac-Experimenten und insbesondere Daten der akustischen Emission (AE) aus dem Frac-Versuch möglich. Allgemein anerkannt ist das Hoek-Brown-Versagens-Kriterium in der einen oder anderen Form (HOEK & BROWN 1997). Für HDR ist insbesondere das „post peak“-Verhalten von Interesse.

Im Labor können verschiedene Tests zur Quantifizierung des Stressverhaltens von Gesteinen durchgeführt werden. Damit werden Daten gewonnen, mit deren Hilfe numerische Crack-Modelle wie z.B. das PCF stress-corrosion Modell in FLAC (IRASCA) kalibriert werden können (LAU & CHANDLER 2004).

Das Verhalten von spröden Gesteinen unter zunehmenden Stress kann in 4 Phasen eingeteilt werden, was zusätzlich in Abb. 4 exemplarisch dargestellt ist (HOCK & BIENIAWSKI 1984):

1. Schließung von Klüften
2. Bereich linearer Elastizität
3. stabiles Wachstum von Klüften
4. nicht stabiles Wachstum von Klüften



**Abb. 4:** Typische Beziehung zwischen Stress und Strain in einem spröden Festgestein (aus LAU & CHANDLER 2004).

Modelle zur Beschreibung des Verhaltens von spröden Gesteinen unter Druck sind seit den 1960er Jahren Gegenstand der Entwicklung. Einen Überblick über den gegenwärtigen Stand der Entwicklung gibt DE BORST (2002). Ein leistungsfähiges Modell ist die Software FLAC und FLAC 3d (ITASCA). Ebenfalls kommerziell vertrieben wird das System Plaxis, das aber weniger gut geeignet ist, da es nur 2D bzw. 3D-rotationssymmetrische Berechnungen erlaubt, keine Erweiterungen und Adaptionen zulässt und somit für Forschungsprojekte nicht verwendbar ist.

### 3.3 Modellierung der Fluid-Strömung

**Die Modellierung der Fluid-Strömung** in einer HDR Anlage unterscheidet sich grundlegend von der Modellierung eines Grundwasserkörpers. Grundwasserkörper sind in der Regel Porengrundwasserleiter während man es bei HDR-Projekten mit Festgestein zu tun hat. Während für die Modellierung des Strömungsverhalten eines Fluids unter der Bedingung der Sättigung mit einem Fluid (in der Regel Wasser) das lineare Darcy-Gesetz verwendet werden kann, bzw. Darcy-Buckingham oder die Richards-Gleichung für den Fall, dass auch der Fall der Teilsättigung näherungsweise abgebildet werden soll, ist die modellhafte Abbildung der Strömung in einem Festgestein deutlich komplexer. Dabei spielt die betrachtete Skala eine entscheidende Rolle. Ist das zu modellierende Gebiet sehr groß, kann durchaus auch ein Kontinuumsansatz und damit das Darcy-Gesetz verwendet werden. Bei der Betrachtung kleinräumigerer Strukturen wird hingegen nicht ohne die Berechnung der Strömung auf Klüften ausgekommen werden. Dabei wird in erster Näherung angenommen, dass die Bewegung des Fluids nur auf den Klüften erfolgt, während das Festgestein nicht permeabel ist. Die Klüfte in einem Festgestein sind ein komplexes Netzwerk, dessen genaue Geometrie nicht beliebig zuverlässig ermittelt werden kann. Es gibt verschiedene Zugänge, ein solches Netzwerk zu generieren und zu parametrisieren: eine Möglichkeit ist ein statistisch basierter Ansatz (BOUR *et al.* 2002). Kritische Parameter sind die Orientierung der Klüfte in dem vorherrschenden Stressfeld des Gesteins, die tatsächliche Verbindung der Klüfte untereinander [fracture connectivity] (BOUR & DAVY 1998) und die Permeabilität auf den Klüften. Dieser letzte Parameter ist der wirklich kritische, da die Klüftöffnung mit der 2. bis 3. Potenz in die Klüftpermeabilität eingeht und somit das System beherrschen kann.

Die Modellierung der Prozesse in einem HDR System wird jedoch weiter erschwert, denn es müssen noch zusätzliche Randbedingungen berücksichtigt werden:

- Veränderung der Klüftöffnung in Abhängigkeit von dem Druck des Fluids
- Temperaturübertragung (Konvektion über Fluid und Wärmeleitung des Gesteins)
- Wärmeproduktion im Gestein aus radioaktivem Zerfall

- Chemische Reaktionen auf den Klufflächen
- Verhalten von zwei Fluiden im Fall von HDR mit scCO<sub>2</sub> (Verdrängung von Wasser und Lösung von Wasser in scCO<sub>2</sub>)
- Diffusion des Fluids in die Gesteinsmatrix

Die Veränderung der Klufföffnung in Abhängigkeit von dem Druck des Fluids ist in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Frac-Prozess zu sehen. Das Aufreißen und Aufweiten von Klüften gelingt nur dann, wenn ein Fluid mit einem Druck in das Gestein gepresst wird, der über der minimalen Hauptspannung liegt.

In Soultz-Souz-Forêts wurde z.B. Fließgeschwindigkeiten aus Tracertests bestimmt (AQUILINA *et al.* 2004); diese können genutzt werden, um Modelle zu validieren. Dennoch ist die Validierung von kluffbasierten Modellen nur teilweise möglich.

Die Auswahl an Software, mit der ein HDR-System modelliert werden kann, ist eingeschränkt im Vergleich zu normalen Grundwasser-Modellierungs-Systemen. Als geeignet erschienen nach einer Analyse der Literatur und des Internets die im folgenden beschriebenen Programmsysteme. Ein wesentliches Kriterium bei der Auswahl dieser 4 Systeme war auch die generelle Verfügbarkeit der Codes.

- GEOCRACK
- TOUGH2 /TOUGHREACT
- GeoSys/Rockflow
- ECLIPSE

Weitere Codes, die nicht näher betrachtet wurden, die aber dennoch geeignet sein könnten, sind:

- MUFTE\_UG Universität Stuttgart, <http://www.co2sink.org/techinfo/modelling.htm>
- FRACTure vom Institut für Geophysik der ETH Zürich (T. KOHL), [http://www.gtr.geophys.ethz.ch/Kohl\\_WWW/FRACTure.htm](http://www.gtr.geophys.ethz.ch/Kohl_WWW/FRACTure.htm)
- SIMUSCOPP vom Institut Français du Pétrole (IFP) in Frankreich
- NUFT von Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL), U.S.A.
- STOMP vom Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), U.S.A.

Auch diese Liste erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

**GEOCRACK** wurde für die Auswertung der Ergebnisse des HDR Projektes Fenton Hill entwickelt. Es ist heute in einer Version Geocrack2D und Geocrack3D verfügbar (<http://ww2.mne.ksu.edu/~geocrack/>). Das Softwareprojekt wird betreut von Daniel SWENSON von der Kansas State University, USA. Geocrack2D löst vollständig gekoppelt das Problem von Fluidfluss, Wärmetransfer und Gesteinsdeformation unter Berücksichtigung diskreter Klüfte. Das Öffnen und Schließen von diskreten Klüften ist somit eine Funktion des Fluiddrucks, der nichtlinearen Festigkeit, der lokalen Gesteinsdeformation auf Basis des elastischen Stresses und der thermalen Kontraktion des Gesteins. Berücksichtigt werden ferner das Langzeit-Verhalten des Reservoirs (Änderung der Temperatur und Änderung der Permeabilität). Zudem bietet es Möglichkeiten, das Design eines geothermischen Reservoirs zu planen und zu optimieren. Geocrack simuliert nur eine Phase und geochemische Prozesse werden nicht berücksichtigt.

Geocrack3D wurde in seiner weiteren Entwicklung vom Department of Energy der USA (DOI) und dem post-MTC Project (Murphy Project) durch das NEDO in Japan unterstützt. Geocrack3D wird zumindest im Moment nicht weiterentwickelt; vielmehr sollen die Möglichkeiten von Geocrack2D in TOUGH2 integriert werden (pers. Mitteilung Daniel SWENSON). Ein erster Ansatz dazu ist die Implementierung von T2STR aus Geocrack2D in TOUGH2. T2STR erlaubt dem Benutzer die Porosität, Permeabilität und den Kapillardruck als Funktion des effektiven Drucks in einem vollständig gekoppelten Ansatz zu ändern. Dies ist möglich für ein- und zwei-Phasen Systeme (GOSAVI & SWENSON 2006)

**TOUGH2** wird seit 1991 am Ernest Orlando Lawrence Berkeley National Laboratory (LBNL) entwickelt. Wesentliche Updates erfolgten 1994 und 1999 und es ist jetzt in der Version 2.0 verfügbar. Es ist ein ein-, zwei- und drei-dimensionales nicht-isothermes Multi-Komponenten und Multi-Phasen Grundwasser-Strömungs- und Transportmodell für Locker- und Festgesteinsgrundwasserleiter. TOUGH2 ist modular aufgebaut und kann somit von Nutzer nach seinen Erfordernissen kompiliert werden (PRUESS *et al.* 1997). Durch die offene Architektur des Systems kann über zusätzliche Module wie z.B. das Modul ECO2N (Fluid Property Module for Mixtures of Water, NaCl, and CO<sub>2</sub>) der Leistungsumfang des Pakets erweitert werden. Die Thermodynamik des jeweils zu modellierenden Systems wird durch die Wahl der EOS-Module (Equation of State) definiert. Die Kluftströmung basiert in TOUGH2 auf dem klassischen Konzept der doppelten Porosität (WARREN & ROOT 1963) in einer verbesserten Implementation mittels „multiple interacting continua“ (MINC; PRUESS & NARASIMHAN 1985) durch die Einführung von „subgrids“. Durch eine Kopplung von TOUGH mit FLAC ist eine Version TOUGH-FLAC entstanden, die auch die gebirgsmechanischen Eigenschaften berücksichtigt (RUTQVIST *et al.* 2006). TOUGH2 ist gut dokumentiert (<http://www-esd.lbl.gov/TOUGH2/DOCUMENTATION.html>) und frei wenn auch nicht kostenlos verfügbar.

**TOUGHREACT** ist eine erweiterte Version von TOUGH2 durch die Ankopplung von thermodynamischen Reaktionen. Die erste Version wurde 1998 vorgestellt. Seitdem wurde eine Reihe von Erweiterungen insbesondere auch im Hinblick auf CO<sub>2</sub> vorgenommen. Für die chemisch-thermodynamischen Berechnungen wird die Datenbasis von EQ3/6 verwendet; diese ist für einen Bereich von 0 bis 300 °C konzipiert, berücksichtigt jedoch nicht den Einfluss von hohen Drücken, der ab 5 MPa beginnt, an Einfluss zu gewinnen. TOUGHREACT ist dokumentiert (<http://www-esd.lbl.gov/TOUGHREACT/documentation.html>) und frei wenn auch nicht kostenlos verfügbar. Für TOUGH und TOUGHREACT gibt es eine kommerzielle Benutzeroberfläche PetraSim (<http://www.thunderheadeng.com/petrasim.html>).

**GeoSys/Rockflow** ist aus dem Programm Rockflow entstanden, das bereits vor 1990 am Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Hannover, als Strömungs- und Transportmodell für klüftiges Gestein entwickelt worden ist. Es wurde in seiner Version 2 um ein 3-D Dichteströmungsmodell und Adaptive Methoden erweitert. Version 3 wurden zwischen 1997 und 1999 weiterentwickelt (KOLDITZ *et al.* 1999). In diesem Kontext wurde auch eine graphische Benutzeroberfläche (GUI, graphical user interface) implementiert. Die neueste Version von Rockflow (Vers. 3.8) kann von <http://www.rockflow.net/> als Demo-Version bezogen werden.

GeoSys/Rockflow wird seit 2000 an der Universität Tübingen als open source Projekt entwickelt und soll nach Aussage der Entwickler (pers. Mitteilung C. MCDERMOTT) in der Lage sei, ein HDR System zu modellieren und dies auch bei Einsatz von scCO<sub>2</sub> als Wärmedium; es berücksichtigt Multiphasenströmung, thermodynamische Reaktionen, Diffusion in die Gesteinsmatrix und die Gesteins- bzw. Kluftdeformationen. Das Programm und die Dokumentation ist verfügbar: <http://www.uni-tuebingen.de/zag/geohydrology/geosys/>. Eine Masterarbeit wurde gemeinsam von der Uni Tübingen und der Bergakademie Freiberg initiiert, um ein HDR-System mit scCO<sub>2</sub> exemplarisch zu modellieren; Ergebnisse liegen zurzeit noch nicht vor.

**ECLIPSE** ist ein Modellersystem der Fa. Schlumberger, das primär für die Modellierung von Öllagerstätten entwickelt wurde. ECLIPSE Blackoil ist ein impliziter, dreidimensionaler Rohöl Simulator, mit dem die Förderung über beliebige Brunnen, das Bohren neuer Brunnen, der gesamte Arbeitsablauf bis hin zu ökonomischen Fragestellungen modelliert werden kann. ECLIPSE Compositional ist ein Multiphasen Reservoir Simulator und berücksichtigt die Permeabilität für mehr als ein Fluid als Funktion des Druckes und die Veränderung der Kohlenwasserstoffe als Funktion von Druck und Temperatur. ECLIPSE Thermal ist ein Simulator zur temperaturkontrollierten Gewinnung von Rohöl, beispielsweise durch die Injektion von Wasserdampf. Offensichtlich ist die Fa. Schlumberger zur Zeit bemüht auch eine Version von ECLIPSE zu entwickeln, die für Grundwasser-Fragestellungen geeignet ist (THATCHER *et al.* 2006). Im Moment ist ECLIPSE trotz seiner Möglichkeiten, Multiphasenfließen zu modellieren, kein sehr geeignetes Werkzeug, um ein Geothermalfeld zu modellieren und schon gar nicht eines, das mit scCO<sub>2</sub> betrieben wird.

### 3.4 Vollständig gekoppeltes HDR-Modellierungssystem

Geocrack2D, TOUGH-FLAC und GeoSys/Rockflow sind vollständig gekoppelte Programme, die Strömung, Wärmetransport und Gesteinsmechanik simulieren. Geocrack2D ist ein zweidimensionales Modell und verlangt daher weniger Eingangsparameter. Zudem ist es ein seit mehreren Jahren im Einsatz befindliche Programm, bietet aber keine Option für chemisch-thermodynamische Rechnungen. TOUGH-FLAC und GeoSys/Rockflow sind Softwaresysteme, die sich in einer rapiden Entwicklungsphase befinden; die für Nutzer freigegeben Versionen entsprechen nicht zwingend den Beta-Versionen, deren Ergebnisse in Publikationen dargestellt werden. TOUGH-FLAC kann zurzeit noch nicht über die Benutzeroberfläche PetraSim bedient werden und FLAC ist zudem ein kommerzielles Tool.

Überlegungen gehen zu Zeit am LBNL (Lawrence Berkeley National Laboratory) in Richtung der Kombination von TOUGHREACT mit FLAC3D (pers. Mitteilung Karsten PRUESS). Hiermit würde die Möglichkeit erschlossen, auch chemische Reaktionen unter hohem Drücken zu modellieren und somit Lösungs- und Fällungsreaktionen auf Klüften in einem geothermalen Reservoir zu simulieren. Allerdings ist der Kenntnisstand bezüglich der Druckabhängigkeit (> 5 MPa) thermodynamischer Konstanten noch sehr begrenzt.

Die Programme FLAC und FLAC3D haben eine HTM-Kopplung (jeweils unterschiedlicher Art, die mittels der internen Programmiersprache auch modifiziert werden können). Diese kommerziellen Programme, die auch an der TU Bergakademie Freiberg vorhanden sind, wurden bereits mehrfach zur Lösung HTM-gekoppelter Prozesse verwendet (z.B. im Rahmen des DECOVALEX-Programms, der HDR-Projektes Soultz sowie in fast allen Projekten zur radioaktiven Endlagerung weltweit).

Abschließend ist es sehr schwer, zu entscheiden, welchem der gekoppelten Programme nach heutigem Stand der Vorzug zu geben ist. Da Geocrack2D nicht weiterentwickelt wird, gehört die Zukunft sicher anderen Systemen. In diesem Fall könnte eine Art Benchmark-Versuch weiterhelfen. So wurde am LBNL im Rahmen des GeoSeq Projekts eine Vergleich zwischen verschiedenen Programm-Codes durchgeführt (PRUESS *et al.* 2002), um herauszufinden, ob die gegenwärtig verfügbaren Codes in der Lage sind, CO<sub>2</sub>-Sequestrationaufgaben zu modellieren. Dabei wurden 8 Aufgaben formuliert und verschiedene Arbeitsgruppen gebeten, dafür Lösungen zu liefern. Dies ist ein denkbare Vorgehen, um die Frage zu beantworten, ob und womit wir in der Lage sind, ein HDR-System mit scCO<sub>2</sub> hinreichend gut mathematisch-numerisch zu beschreiben.

## 4 Bohrtechnik

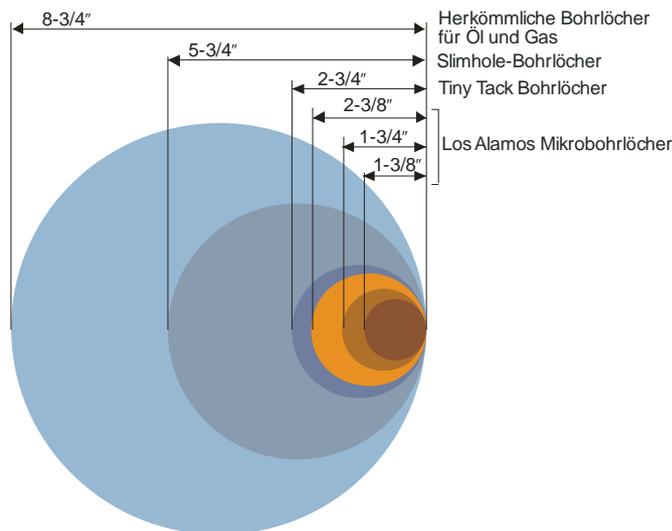
Ein zentraler Punkt im Hinblick auf die der Konkurrenzfähigkeit der HDR-Technik ist die Bohrtechnik. Stand der Technik sind heute Bohrungen bis 7 km Tiefe; aber nach heutigen Kosten sind eher 5 km als Maximum im Sinne einer Wirtschaftlichkeit anzusehen. Eine typische Auslegung für 50–100 m<sup>3</sup>/h (14–28 L/s) Volumenstrom geht von ca. 7 Zoll in der Endrohrtour aus. Im Bereich der Unterwasser-Pumpe sind noch größere Durchmesser erforderlich. Bei Einsatz von überkritischen CO<sub>2</sub> kann nach bisherigen Erkenntnissen auf eine Pumpe im Untergrund verzichtet werden (Buoyancy Effekt). Dies ist a) eine direkte Kostenersparnis und erlaubt b) geringere Bohrdurchmesser auf Grund der um den Faktor 5–10 geringeren Viskosität des scCO<sub>2</sub> im Vergleich zu Wasser.

Da der größte Anteil der Investition einer tiefen Geothermieanlage in den Bohrkosten zu finden ist, kommt der Senkung der Bohrkosten durch innovative Verfahren eine Schlüsselrolle zu. Die Revolution der Richtbohrtechnik, die slimhole Technik und die Bohrlochsohlenmotoren sind dabei als entscheidende Entwicklungen der Vergangenheit zu nennen. Richtbohrmotoren besitzen einen Knick auf dem Gehäuse, der in die gewünschte Richtung ausgerichtet werden kann, sodass die Bohrung eine Kurve beschreibt („orientiertes Bohren“). Sowohl als Schnellläufer als auch als Langsamläufer erlauben Bohrlochsohlenmotoren eine sehr präzise Kontrolle des Bohrprozesses mittels verbesserter Datenerfassung in MWD (measurement while drilling) und LWD (logging while drilling)-Systemen, die auf den Bohrkopf aufgeschraubt sind. Erwähnt werden muss auch das selbststeuernde Richtbohrsystem (RCLS: Rotary Closed Loop Steering Systems), mit dem minimale Bohrdurchmesser bis 3 7/8" erreicht werden. Diese umgeht die bisherigen Längeneinschränkung des Richtbohrens, indem die Richtungsänderung durch Steuerrippen erreicht wird, die gegen die Bohrlochwandung drücken und so eine Richtungsänderung hervorrufen. Im Gegensatz zum konventionellen Richtungsbohrungen lassen sich durch diese Technik längere Horizontalstrecken erreichen. Preislich gesehen sind die Bohrmotoren dem RCLS-System überlegen, letztere sind jedoch die effizientere Methode. Eine weitere Effizienzsteigerung wird durch ein mehr an Elektronik erreicht, deren Leistungsgrenzen jedoch mit dem Datenstrom begrenzt wird. Mehr Elektronik bedeutet eine größere Datenbreite die an die Oberfläche zu übertragen ist und dort finden sich oftmals Grenzen.

Das so genannte Power and Data Transmitting Coiled-Tubing-Verfahren befindet sich noch in der Entwicklung (auch als „Joystick-Drilling“ bezeichnet, da die meisten Funktionen vom Richtbohrer ausgeführt werden können). Durch den Antrieb eines Elektromotors mit Hilfe eines in die Schlauchwandung des Coiled-Tubing Stranges integrierten elektrischen Systems können Bohrkosten deutlich gesenkt werden (DENNEY 2006; DUFRESNE *et al.* 2006; ANONYMOUS 2004). In diesem Zusammenhang wird auch der Begriff turbodrilling verwendet (BEATON & SEALE 2004). Coiled tubing selbst ist eine schon seit längerer Zeit erprobte Technik und kann als Stand-der-Technik angesehen werden. Daneben wird es bei Reparaturarbeiten eingesetzt (AL-ARAIMI *et al.* 2006). Da der Coiled-Tube nicht rotiert werden kann besteht bei diesem Verfahren wiederum eine Reichweitenbegrenzung beim Horizontalbohren (maximal 1–2 km horizontal sind möglich). Auch Casing-Drilling ist eine Option, um Bohrkosten zu senken (STEPPE III *et al.* 2005). Darüber hinaus sind im Bereich konventioneller Bohrdurchmesser erhebliche Verbesserungen zu sehen, die zu einer Kostensenkung führen (VIKTORIN *et al.* 2006).

Die Technik des microhole drillings (1–3 Zoll) wurde vor allem in Los Alamos entwickelt (Abb. 5), auch wenn es bereits seit 50 Jahren im Bereich des Bergbaus ebenfalls vergleichsweise lange Bohrstrecken mit sehr kleinen Durchmessern gibt. Microhole drilling in Verbindung mit coiled tube drilling wird in der Erdölindustrie und dem DOE (Department of Energy der USA) das höchste Potential für deutlich kostengünstigere Bohrungen zugesprochen, wie aus dem Richtungspapier des DOE für ein 1500-m-Bohrloch in microhole Technik hervorgeht (ALBRIGHT 2003).

Allerdings wird Erdöl nicht in Granit erbohrt und die Temperaturen sind in der Regel geringer als 150 °C. Ein Problem bei den innovativen Bohrverfahren sind die Temperaturen, denn ab spätestens 180 °C ist eine in jeder Hinsicht kritische Temperatur für die Elektronik moderner Bohr- und Loggingwerkzeuge erreicht. Diese „High Temp Systeme“ bestehen in der Regel aus handverlesenen Bauteilen, die zuvor durch Reihenversuche im Ofen ausgewählt wurden. Da



**Abb. 5: Bohrdurchmesser verschiedener Techniken (nach Albright 2003)**

Lötzinn bei diesen Temperaturen bereits schmilzt, werden die Bauteile mit Gold oder ähnlich hoch schmelzenden Werkstoffen ver„lötet“. Um die hoch innovativen Bohrsysteme aus dem Erdölbereich für tiefe Geothermiebohrungen einsetzen zu können, bedarf es somit weiterer Forschungs- und Entwicklungsarbeit auf dem Gebiet der Sensoren und der Elektronik mit Blickpunkt auf Temperaturen  $> 150/180$  °C.

Eine weitere, zwischenzeitlich nicht mehr weiter entwickelte, innovative Technik sind Bohrlochhämmer, die das Gestein im Bohrloch tiefsten nicht durch eine rotierende Bewegung sondern durch hämmernde zertrümmern. Wegen der starken schwingungsmechanischen Belastung der elektronischen Bauteile wären in diesem Zusammenhang jedoch noch eine Vielzahl offener Fragen zu klären. Wie das Laserbohren, muss das Verfahren im mittelfristigen Rahmen – wenngleich innovativ – als wirtschaftlich nicht relevant angesehen werden.

Die Frage, ob das mechanische Zerbrechen des Gesteins der beste und kostengünstigste Weg ist, kann heute noch nicht beantwortet werden. Unzweifelhaft ist es möglich, mit Laserlicht Gesteine zu bohren. Die dafür nötige Energie ist allerdings erheblich, wenn entsprechende Bohrdurchmesser erzielt werden sollen (XU *et al.* 2003). Erste Versuche dazu wurde 1997 vom Gas Research Institute (USA) in Zusammenarbeit mit der Colorado School of Mines, dem U.S. Department of Energy (DOE), der US Army und der US Air Force durchgeführt. Insbesondere mit Hilfe numerischer Simulationen lassen sich die komplexen Probleme, die dabei auftauchen im Vorfeld beschreiben (AGHA *et al.* 2004; XU *et al.* 2005). Ein entscheidender Vorteil läge in der Verglasung der Bohrlochwandung, die ein Casing somit eventuell überflüssig machen würde. Die bisher erzielten Ergebnisse zeigen aber, dass diese Technik für tiefe Bohrungen auf absehbare Zeit noch nicht zur Verfügung stehen wird (BATARSEH *et al.* 2004). Andererseits werden keineswegs Laser der Megawatt-Klasse, wie die der „Star Wars“ Militär-Laser benötigt (BATARSEH *et al.* 2004; GAHAN *et al.* 2004), sodass es durchaus denkbar ist, dass Laser-Bohren eines Tages zum Stand der Technik auch in der Tiefbohrtechnik werden kann. Im mittelfristigen Rahmen, den diese Machbarkeitsstudie im Auge hat, darf das Verfahren – wenngleich innovativ – als wirtschaftlich nicht relevant angesehen werden.

Derzeit wichtiger ist ein optimales Handling der Bohrgestänge, sodass die Umlaufzeiten beim Bohrkopfwechsel auf ein Minimum gesenkt werden können. Weitere, deutliche Kosteneinsparungen lassen sich erzielen, indem die Stromkosten am Bohrplatz gesenkt werden und alle einzelnen Einheiten der Bohranlage auf ein optimales Zeit- und Energiemanagement abgestimmt werden.

Ein Teil dieses Kapitels beruht auf einer Zuarbeit von Dr. REICH, Baker Hughes INTEQ, der ab dem 1. August 2006 die Professur für Bohrtechnik, Spezialtiefbauausrüstungen und Bergbaumaschinen an der TU Bergakademie Freiberg übernehmen wird.



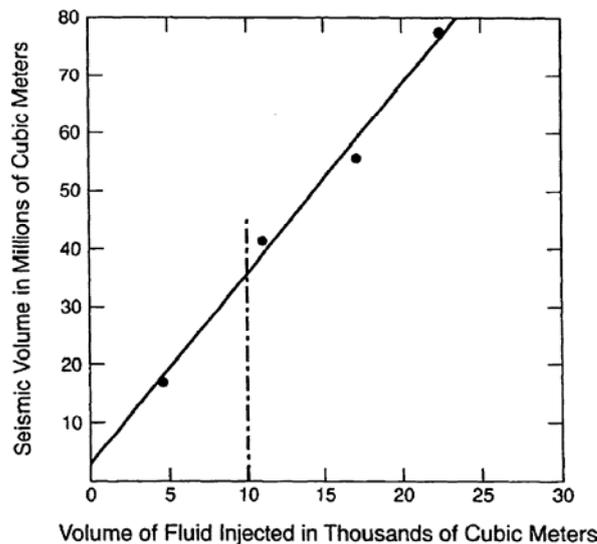


Abb. 7: Verhältnis von eingepresstem Fluid zum Gesamtreservoir entsprechend des Patents US 6668554 (BROWN 2003).

Als deutsche Anmeldungen seien folgende genannt:

Kriterium	Inhalt
Dokumentenidentifikation	DE19811800 A1 23.09.1999
Titel	Vorrichtung zur Umwandlung von Niedertemperaturwärme in elektrische Energie
Anmelder	Imris, Pavel, Dr., Lutila, CS
Vertreter	Wolf, G., Dipl.-Ing., Pat.-Anw., 63456 Hanau
DE-Anmeldedatum	18.03.1998
DE-Aktenzeichen	19811800
Offenlegungstag	23.09.1999
Veröffentlichungstag	23.09.1999
IPC-Hauptklasse	F01K 25/08
Zusammenfassung	Die Erfindung betrifft eine Vorrichtung zur Umwandlung von Wärme in elektrische Energie, wie z. B. eines Gasturbine mit geschlossenem Arbeitskreis, in der Wärmeenergie durch einen Wärmeüberträger an ein Gas übertragen wird und das Gas in einem geschlossenen System läuft, mechanische Arbeit leistet, die in Kopplung mit einem elektrischen Generator in elektrische Energie umgewandelt wird. Nach der Erfindung ist in mindestens zwei Gasdruckbehältern (1, 2) und vor Beginn des Arbeitsprozesses, auf einem hohen absoluten Druck, komprimiertes Gas eingeschlossen, dessen kritische Temperatur $T_k$ über der Temperatur des Kühlmediums liegt. Beide Druckbehälter (1, 2) sind mit Hochdruckrohrleitungen (18, 19) verbunden und haben im Innern des ersten Druckbehälters (1) einen Wärmetauscher (7) zur Erwärmung des Gases sowie im Innern des zweiten Druckbehälters (2) einen Wärmetauscher (9) für die Kühlung des Gases befestigt. Alle Arbeitsaggregate (11, 12, 13) sind im Innern des Druckbehälters (2) befestigt, und in der Wand des zweiten Druckbehälters (2) ist ein elektrischer Isolator (14) mit elektrischen Leitungen (15, 16, 17) verbunden, die für den elektrischen Starkstrom sowie für das elektronische Regel- und Überwachungssystem druckfest befestigt sind.

#### Änderungen

Teil	Woche	Grund - Inhalt der Änderung
1 A	1/2005	Nichtzahlung der Jahresgebühr (8139)

sowie DE 10234568

Kriterium	Inhalt
Titel	Verfahren zur konvektiven Energiegewinnung und Vorrichtungen zur Durchführung des Verfahrens
Anmelder	Becker, Claus, Dr., 99734 Nordhausen, DE ; Schwark-Werwach, Bernhard, Dr.-Ing., 21075 Hamburg, DE ; Haberkorn, Peter F., Dipl.-Ing., 99706 Sondershausen, DE
Erfinder	Becker, Claus, Dr., 99734 Nordhausen, DE ; Schwark-Werwach, Bernhard, Dr.-Ing., 21075 Hamburg, DE ; Haberkorn, Peter F., Dipl.-Ing., 99706 Sondershausen, DE
Anmeldedatum	30.07.2002
Anmeldenummer	10234568
Anmeldeland	DE
Veröffentlichungsdatum	19.02.2004
IPC-Hauptklasse	F03G 7/00
Abstract	<p>Die Erfindung betrifft ein Verfahren zur konvektiven Energiegewinnung in einem strömungstechnisch geschlossenen Kreislaufsystem, in dem ein Wärmeträgermedium, welches zugleich Arbeitsmedium ist, zirkuliert, das hydro- und thermodynamisch mindestens eine Wärmequelle und eine Wärmesenke unterschiedlicher Temperatur miteinander verbindet und in den Bereichen der Wärmequelle und -senke ein Wärmeaustausch zwischen dem zirkulierenden Wärmeträgermedium und Wärmereservoir insbesondere über installierte Wärmetauscher vollzogen wird, wobei die Wärmequelle insbesondere örtlich unterhalb der Wärmesenke lokalisiert ist, so dass infolge stattfindender Wärmeaustauschprozesse das Wärmeträgermedium einer konvektiven hydromechanischen Strömung unterworfen wird, so dass sich über lokale Abschnitte des Kreislaufsystems oder innerhalb des strömenden Wärmeträgermediums Druckunterschiede aufbauen, die zusammenfassend einen thermisch initiierten gravimetrisch konvektiv strömenden Wärmeträger-Medienkreislauffluss ergeben, sowie eine Vorrichtung zur Durchführung dieses Verfahrens.</p> <p>Aus dem konvektiv getriebenen Wärmeträgermedienfluss, welcher im Leitungsstrangsystem einen hydro- und thermodynamisch geschlossenen Kreisprozess mit Phasenumwandlungen durchläuft, wird mittels Arbeitsmaschinen Energie gewonnen und ausgekoppelt.</p>

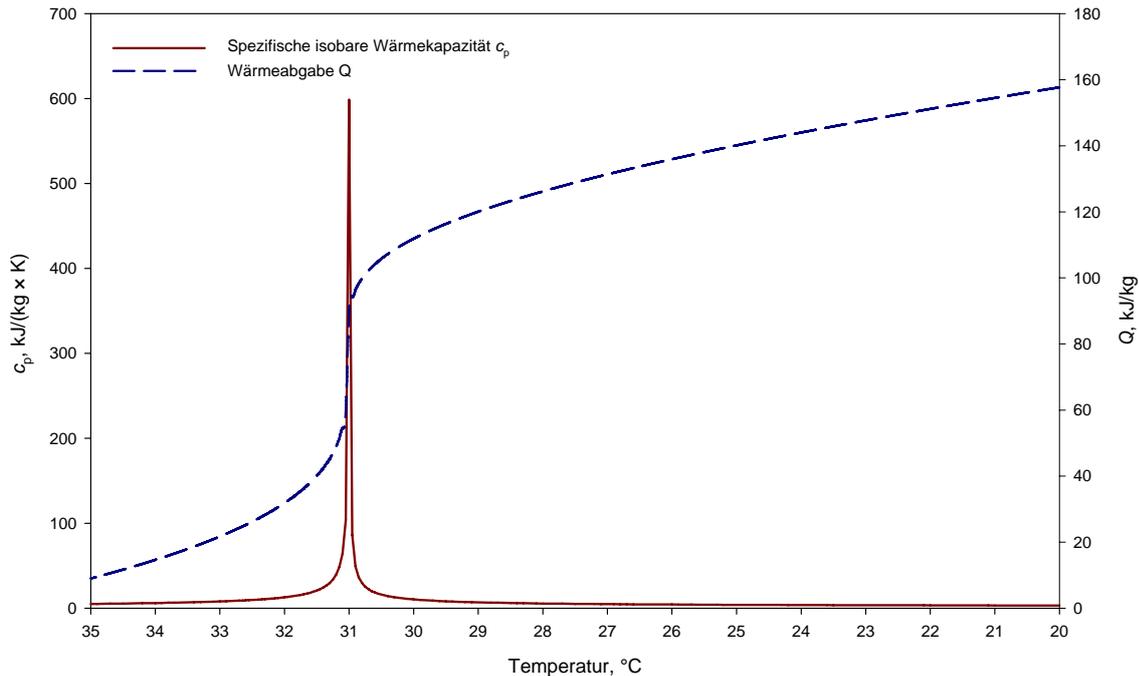
Während die Anmeldung DE19811800 einerseits unserem Projekt technisch nicht entgegensteht (die Arbeitsmaschine befindet sich nicht innerhalb eines der CO<sub>2</sub>-Speicherbehälter), sind andererseits die Rechte durch Nichtzahlung der Gebühren aufgegeben worden. Die andere genannte Patentschrift (DE 10234568) ist nach bisherigen Ermittlungen in Kraft. Auch technisch scheint es schwer zu werden, unser Projekt abzugrenzen. Da die Lehre der Patentschrift, die Folgen der gravimetrischen Entspannung nicht berücksichtigt, kann hier die Kritik am Stand der Technik für eine andere, erweiterte Lösung angesetzt werden. Die Prüfung des Patentbesitzes läuft. Am Ende werden die dann noch bestehenden Ansprüche zu bewerten sein. Ggf. sollten auch Widersprüche angemeldet werden. Nach der Veröffentlichung ist dazu ein Vierteljahr Zeit.

Die Verhinderung/Minderung der Auswirkung der gravimetrischen Entspannung könnte eine Aufgabe für eine neue Lösung sein.

## 5.2 Eigenschaften von CO<sub>2</sub>

### 5.2.1 Arbeitsmedium CO<sub>2</sub>

Oberhalb einer Temperatur von 31 °C und einem Druck von 73,83 bar liegt CO<sub>2</sub> überkritisch vor. Überkritische Stoffe verhalten sich als homogenes Fluid ohne Ausbildung von Phasengrenzen. Es kann daher nicht zwischen flüssigem oder gasförmigem Aggregatzustand unterschieden werden. Überkritisches CO<sub>2</sub> zeichnet sich im Vergleich zu Wasser durch eine deutlich geringere Viskosität aus (vgl. Abb. 9). Die Dichte ist stark druck- und temperaturabhängig und beträgt bei den betrachteten Prozesszuständen zwischen 400 und 1.000 kg/m<sup>3</sup>.



**Abb. 8: Wärmeabgabe auf der kalten Seite.**

Durch die geotherme Erwärmung des Arbeitsmediums können zwischen absinkendem und aufsteigendem CO<sub>2</sub> auf gleicher geodätischer Höhe Dichteunterschiede bis 56 % erreicht werden. Kohlendioxid weist im Vergleich zu Wasser eine sehr niedrige kritische Temperatur auf. Dadurch wird eine Entspannung auf unterkritischen Druck mit anschließender Kondensation im Hinblick auf die Auslegung der Rückkühlanlagen erschwert.

Bei Lufttemperaturen über 20 °C ist der Kondensationsbetrieb ohne Kälteanlage nicht möglich. In diesem Fall bleibt das Arbeitsmedium auch nach der Entspannungsturbine im überkritischen Zustand. Das CO<sub>2</sub> wird auch in diesem Fall nach Turbinenausgang gekühlt, jedoch kann die Dichte von flüssigem CO<sub>2</sub> nicht erreicht werden, was zu einer geringeren Dichtedifferenz und einem verminderten Druckgefälle führt.

Die große Anomalie der Wärmekapazität kann vorteilhaft bei der Gestaltung des Prozesses genutzt werden. So fällt bei einer isobaren Abkühlung bei 73,8 bar mehr als 85 % der Wärme über 27 °C an. Damit kann die Rückkühlung auf 20 °C mit einer bedeutend geringeren Leistungsaufwand erfolgen (Abb. 8).

### 5.2.2 Viskosität von scCO<sub>2</sub>

Bei Annahme eines 4000 m tiefen HDR Reservoirs und einem Kopfdruck von 30 MPa und 20 °C für das CO<sub>2</sub>, erhöht sich der Druck bis auf 4000 m durch das Eigengewicht des CO<sub>2</sub>. Dessen Dichte ist bei 30 mPa und 20 °C 1,02 g/cm<sup>3</sup>; diese verringert sich in 4000 m Tiefe auf ca. 0,837 g/cm (bei 65 MPa, 120 °C). Die spezifische isobare Wärmekapazität des überkritischen CO<sub>2</sub> beträgt unter diesen Bedingungen 71,92 J/(mol·K) gegenüber 74,05 J/(mol·K) für Wasser bei sonst gleichen Bedingungen. Deutlich günstiger stellt sich die Viskosität in 4000 m dar: sie beträgt für scCO<sub>2</sub> 8,008·10<sup>-5</sup> Pa·s gegenüber 2,487·10<sup>-4</sup> Pa·s für Wasser. Die Viskosität des scCO<sub>2</sub> ist also nahezu um den Faktor 5 kleiner und erlaubt damit eine bessere Durchströmung auch sehr feiner Klüfte. Deutlich schlechter ist die Wärmeleitfähigkeit von scCO<sub>2</sub> unter diesen Bedingungen mit 0,1008 W/m·K gegenüber Wasser mit 0,7206 W/m·K; diese spielt aber keine entscheidende Rolle, da der konduktive Wärmetransport über das Gestein erfolgt und der konvektive über das Fluid. Die Berechnung dieser Werte basiert auf der Fundamentalgleichung von SPAN (1993) und der Berechnung mit dem Programm EOS-SCx Ver.0.2w (OHMORI 2002). Wie

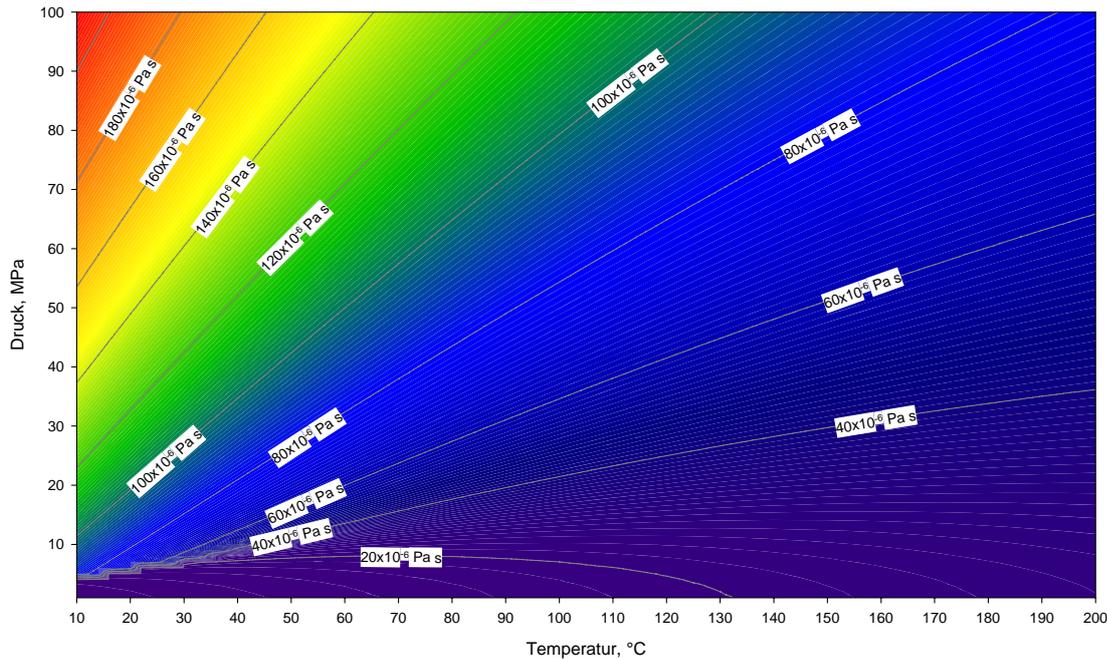


Abb. 9: Temperatur- und Druckabhängigkeit der Viskosität von scCO<sub>2</sub> (errechnet mit EOS-SCx Ver.0.2w [OHMORI 2002] auf Grundlage der EOS von SPAN [1993]).

sich die Viskosität von scCO<sub>2</sub> mit Druck und Temperatur ändert ist in Abb. 9 grafisch dargestellt.

### 5.2.3 Wärmetransporteigenschaften von scCO<sub>2</sub>

Nach Hagen-Poiseuille wird der durchfließende Flüssigkeitsvolumen pro Zeit (Flüssigkeitsstrom) durch Rohre wie folgt bestimmt:

$$I = \frac{\Delta V}{\Delta t} = \frac{\pi \cdot r^4}{8 \cdot \eta \cdot l} \cdot \Delta p \quad (\text{Gl. 1})$$

oder

$$I = \frac{(\pi \cdot r^4)}{(8 \cdot \eta \cdot l)} \cdot \Delta p \quad (\text{Hagen Poiseuille}) \quad (\text{Gl. 2})$$

Wichtig ist vor allem die Abhängigkeit von  $r^4$ . Eine Verdoppelung des Radius führt also zu einer Versechzehnfachung der durchfließenden Flüssigkeitsmenge pro Zeiteinheit! Für den Aufbau eines unterirdischen Wärmetauschers heißt das, dass der Druckabfall durch durchgehende stärkere Klüfte bestimmt wird. Andererseits aber der geringe Druckabfall ggf. die feinen Spalten kurzschließt. Erst eine Vielzahl feiner Spalten führt durch ihre Parallelschaltung zu einem geringen Strömungswiderstand und damit zu einer Erschließung dieses Reservoirs.

Der Term

$$\frac{\pi \cdot r^4}{8 \cdot \eta \cdot l}$$

wird oft als Strömungsleitwert  $G$ , der Kehrwert als Strömungswiderstand  $W$  bezeichnet:

$$W = \frac{(8 \cdot \eta \cdot l)}{\pi \cdot r^4}$$

Für die weitere Betrachtung interessiert uns aber der Wärmetransport:

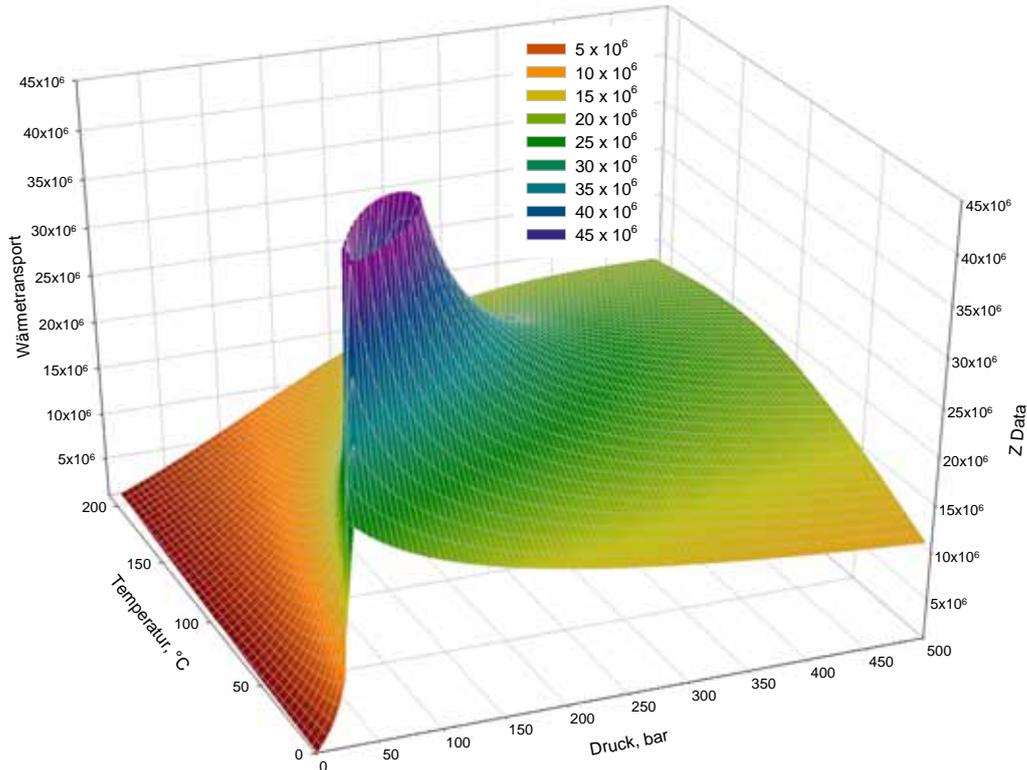


Abb. 10: Wärmetransport.

$$q = I \cdot c_p \cdot \rho = \left( \frac{\pi \cdot R^4}{8 \cdot \eta \cdot l} \right) \cdot c_p \cdot \rho \cdot \Delta p \quad (\text{Gl. 3})$$

$$q \approx \frac{c_p \cdot \rho}{\eta}$$

Mit den Werten von CO<sub>2</sub> ergibt sich die in Abb. 10 gezeigte Abhängigkeit.

Dabei ist der Druck in bar, die Temperatur in °C angegeben. Es ist zu sehen, dass unser Arbeitsbereich 400 bar etwas abseits von der großen Anomalie der Wärmekapazität liegt. Die Werte für Wasser im Bereich 400 bar/130 °C sind nur halb so groß. Die Gleichung beschreibt jedoch nur der Transport der Wärme durch die Risse.

Bestimmend für die Effektivität der Energieumwandlung ist weiterhin, inwieweit mit der Wärme auch die Temperatur des ungestörten Gesteins ohne großen Temperaturabfall auf den Wärmeträger übertragen werden kann. Oder inwieweit die Grädigkeit dieser Wärmeübertragung klein gehalten werden kann. Der Wärmetransport aus dem Gestein über die Wärmetauscherfläche in den Riss bestimmt die Geschwindigkeit mit. Für diesen Übergang konnte bisher wegen fehlender geometrischer Modellierung des Rissvolumens kein anschauliches Modell aufgestellt werden.

### 5.2.4 Schätzung Kluftparameter

BROWN (2003) geht in seiner Patentbeschreibung von einem Volumen von 0,5 km<sup>3</sup> für den Wärmetauscher aus. Dabei nimmt er ein Kluftvolumen zum Volumen der Lagerstätte von 1:4000 an (Abb. 7). Daraus würde sich ein Kluftvolumen von 125000 m<sup>3</sup> ergeben.

Reservoirvolumen:	0,5	km <sup>3</sup>
	500.000.000	m <sup>3</sup>
Klüfte im Gesamtreservoir	1:4.000	0,00025
		–

Volumen der Klüfte		125.000	m <sup>3</sup>
Dichte CO <sub>2</sub> t/m <sup>3</sup>	0,9	112.500	t
Preis CO <sub>2</sub> € pro t	25	3,125	Mio €
Produktion in 30 MW-Anlage in t/h	30	3.750	h

Wie oben beschrieben, benennt BROWN (2003) ein „seismic volume“, dessen Größe beträchtlich unter dem geometrischen Volumen liegen wird. Die Schätzungen aus den laufenden HDR-Projekten lassen Volumina um mehr als eine Größenordnung geringer erwarten; so werden für Bad Urach lediglich rund 3.000 m<sup>3</sup> angenommen und bei den hier angenommenen 3 MW für ein scCO<sub>2</sub>-Kraftwerk ein dreifaches, also rund 10.000 m<sup>3</sup> angenommen. Mit dieser Größenordnung sollte die Realisierung eines HDR-Projekts mit scCO<sub>2</sub> machbar sein.

Anders als durch die oben genannte Schätzung lässt sich das tatsächliche Volumen des Reservoirs durch Tracertests (AQUILINA *et al.* 1998, 2004) oder durch geophysikalische Untersuchungen während des Fracens bestimmen. Einzelheiten zu den jeweiligen Verfahren finden sich in den jeweiligen Kapiteln in diesem Bericht (Kapitel 7.5, 6).

### 5.2.5 CO<sub>2</sub> im Kalibergbau

DUCHROW (2001) berichtet in seinem Heft über die Wandlung des mit CO<sub>2</sub> imprägnierten Kalisalzes von einer Geisel zu einer Abbauhilfe. In etwa 600 m Tiefe enthält ein Abbaufeld in dem Südpart des Südthüringer Reviers (Rhönmarschgebiet) große Mengen CO<sub>2</sub>, das sich in der Anfangszeit gebirgsschlagartig entladen hat. Nach der Entwicklung eines Sicherheitskonzeptes konnte später die gespeicherte Energie des in feinsten Spalten gespeicherten CO<sub>2</sub> zur Forcierung des Abbaus eingesetzt werden. Aus Daten einzelner Katastrophen, die der Autor anführt, ist die Übersicht in Tab. 2 erstellt worden. Daraus ist abzuleiten, dass sich beträchtliche Mengen CO<sub>2</sub> physikalisch im Gestein binden lassen.

Tab. 2: CO<sub>2</sub>-Gehalte im Kalisalz im Südthüringer Revier (DUCHROW 2001).

Tag	t Salz	Nm <sup>3</sup> CO <sub>2</sub>	t CO <sub>2</sub>	Masseverhältnis
30.06.1938	3.700	50.000	98	37,7
31.12.1938	15.000	200.000	393	38,2
29.01.1942	5.000	75.000	147	33,9
03.06.1943	18.000	450.000	884	20,4
22.03.1944	8.000	100.000	196	40,7
14.01.1962	8.600	150.000	295	29,2
29.10.1981	20.000	400.000	786	25,5

### 5.2.6 Chemische, radioaktive und biologische Problemkreise

#### 5.2.6.1 CO<sub>2</sub>-Qualität für den Kreislaufprozess und CO<sub>2</sub>-Preis

##### CO<sub>2</sub>-Qualitätsanforderungen

Durch das langfristige Verbleiben in dem HDR-Kreislauf sind die Anforderungen an die Reinheit des eingesetzten CO<sub>2</sub> hoch, da in den Gesteinspeicher zudem mit neuem CO<sub>2</sub> auch permanent Verunreinigungen eingebracht werden. Die Nutzung des CO<sub>2</sub> aus dem Vattenfall-Oxyfuel-Prozess (Verbrennung von Kohle im reinen Sauerstoff) ist aus Korrosionsgründen offensichtlich nicht geraten, da dieses ca. 95 %ige CO<sub>2</sub> aus heutiger Sicht ungefähr 2–3 % aggressiven Sauerstoff (nicht vollständige Verbrennung) enthält. Der Sauerstoff lässt sich zudem schwierig aus dem CO<sub>2</sub>-Gas entfernen. Neben Korrosionsproblemen sind davon auch Versottungsprobleme beim Verpressen dieses CO<sub>2</sub> in die Speicherstrukturen zu erwarten.

Die Bergakademie Freiberg verfolgt das konkurrierende und technologisch erprobte Kohlevergasungsverfahren (HTW–Hoch-Temperatur-Winkler mit Wirbelschichtvergasung), wo 99 %iges CO<sub>2</sub> praktisch ohne Sauerstoffgehalt eliminiert wird. Dieses praktisch sauerstofffreie CO<sub>2</sub> wäre für die Zwecke des scCO<sub>2</sub> offensichtlich besser nutzbar und hätte heute aber einen

Preis von bis zu 200 €/t. Handelsübliches CO<sub>2</sub> kann, beispielsweise von AirLiquide zu einem Preis von 70—80 €/t bezogen werden.

### **CO<sub>2</sub>-Preis**

Mit der Großproduktion von CO<sub>2</sub> in Kraftwerken wird der Preis wegen des dann entstehenden Überangebotes fallen. Es wird von einem Preis von 0 €/t ab Lieferant ausgegangen – spart ähnlich der Entwicklung am Gipsmarkt infolge des massenweise Auftretens vom künstlichen Kraftwerksgips in den letzten 10 Jahren Entsorgungskosten ein –, vorausgesetzt das Kohlevergasungsverfahren mit dem qualitätsgerechten CO<sub>2</sub> wird diesbezüglich in ausreichendem Umfang genutzt.

Es würden als Kostenkomponenten die Verflüssigung und Transportkosten anfallen (Flüssiggas-transport mit LKW). Zudem werden Entsorgungszertifikate von CO<sub>2</sub> (heute nur Einsparung von CO<sub>2</sub> über Zertifikate geregelt, aber nicht CO<sub>2</sub>-Entsorgung) in Zukunft angerechnet werden können. Bezüglich Zertifikate wird davon ausgegangen, dass das CO<sub>2</sub> im unterirdischen Speicher und Kreislauf verbleibt und bei dieser Hochdrucktechnik nur vernachlässigbare Verluste durch Lecke auftreten, was von den Hochdruck-Erdgasleitungen bestätigt wird. Die dafür oft genannten hohen Leckverluste sind ja in der Realität Transportaufwendungen – Gasturbinen-Kompressoren – für den Erdgastransport.

Es kann damit bei kostenlosem Erhalt einer Menge in der Größenordnung von 1.000 t CO<sub>2</sub> aus einem CO<sub>2</sub>-freien Kraftwerk von je 25 €/t für Verflüssigung und Transport ausgegangen werden. Da diese Aufwendungen aber auch bei einer CO<sub>2</sub>-Endlagerung anfallen, besteht hierbei Verhandlungsspielraum.

### **5.2.7 CO<sub>2</sub> und Wasser**

Aufgrund der Tatsache, dass die Dichte von CO<sub>2</sub> bei den Bedingungen im scCO<sub>2</sub>-Kreislauf (30–150 °C, 100–400 bar) meist unter der von Wasser liegt, sind Wassereinträge infolge des Druckunterschiedes in den unterirdischen CO<sub>2</sub>-Kreislauf ähnlich wie im Tunnelbau wahrscheinlich. Die Granite im Erzgebirge weisen möglicherweise auch noch in großen Tiefen eine Wasserführung auf. Es wird aus den bisherigen Bergbauerfahrungen in Deutschland schwierig werden, homogene, ungeklüftete Bereiche von stärker geklüfteten – wasserführenden – Bereichen in großen Tiefen abzugrenzen (siehe Kapitel 6 Geophysik). Diese Problematik wirft zudem die Frage auf, inwieweit dann Wegbarkeiten zur Erdoberfläche vermieden werden können (siehe Kapitel 7 Monitoring).

#### **5.2.7.1 Tröpfchenbildung (Turbinenauswaschung)**

Wasser löst sich sehr gut im CO<sub>2</sub>. Diese Lösungsfähigkeit nimmt jedoch mit steigender Temperatur und Druck ab. In der Regel nimmt die Löslichkeit eines Gases mit steigender Temperatur ab, durchläuft ein Minimum und steigt wieder an. Mit steigendem Druck nimmt die Löslichkeit zu. Durch gelöste Salze wird die Löslichkeit infolge der Anwesenheit von Elektrolyten herabgesetzt.

Das nicht gelöste Wasser bei größeren Wasserzuflüssen bleibt bei den anvisierten Kreislaufparametern flüssig und würde Auswaschungen (Kavitation) der Turbinenschaufeln hervorrufen. Folglich sind Separatoren vor der Turbine, sowie spezielle Schaufelauslegungen und -materialien denkbar. Die stetige Trocknung des CO<sub>2</sub> sollte über einen Bypass erfolgen.

#### **5.2.7.2 Kohlensäurebildung**

Kohlensäure ist eine mittelstarke Säure, die nur in verdünnt wässriger Lösung existiert. Vom gelösten CO<sub>2</sub>-Gas im Wasser liegen nur ca. 0,1 % dissoziiert als Kohlensäure vor. Der pH-Wert wässriger CO<sub>2</sub>-Lösungen beträgt 3,7 bei Normaldruck und unterschreitet bei Druck den Wert 3,3 als Grenzwert nicht. Hinsichtlich Korrosion ist die Kohlensäure deshalb relativ gutmütig ohne hohe Anforderung an die eingesetzten Materialien. Solange Wasser in CO<sub>2</sub> gelöst ist, sollte es keine Säurebildung geben. Erst nach Überschreiten der Löslichkeitsgrenze, beim Auftreten einer wässrigen Phase kann der o.g. Prozess auftreten.

## **5.2.8 Zusammenwirken von CO<sub>2</sub> mit Mineralien**

### **5.2.8.1 Generelle Reaktionen**

Die Granite des Erzgebirges weisen unterschiedliche Grade von Mineralisation auf (und diese insbesondere auf Klüften). Wegen der im festen Grundgestein verbreiteten Feldspäte und Glimmer und deren chemischen Zusammensetzung kann es zu Reaktionen mit dem CO<sub>2</sub> kommen, die sowohl zu einer Verschlechterung der Wegsamkeiten für das scCO<sub>2</sub> in den Grundgesteinschichten, aber auch zu Verbesserungen durch Herauslösen aus den Klüften führen können. Der ebenfalls häufig vorkommende Quarz ist in dieser Hinsicht chemisch stabil.

Im Brown'schen Patent (BROWN 2003) wird davon ausgegangen, dass das strömende CO<sub>2</sub> die Feldspäte auflöst und mobilisiert. Dies ist jedoch lediglich eine Vermutung; Untersuchungen dazu gibt es bislang nicht. Beim Strömen in die äußeren Schichten des Förderraums wird durch die sich dort verringernde Strömungsgeschwindigkeit diese Fracht wieder abgelagert und damit der Förderraum nach außen abgeschlossen.

### **5.2.8.2 Reaktionen CO<sub>2</sub>, Wasser und Mineralien**

CO<sub>2</sub> wird sich in den eindringenden Wässern lösen und dann chemisch mit den Mineralien reagieren. Auf jeden Fall sind chemische Reaktionen mit den im Erzgebirge verbreiteten Glimmern und Feldspäten zu erwarten und speziell für scCO<sub>2</sub> zu untersuchen. FOUILLAC *et al.* (2004; zitiert in PRUESS & AZAROUAL 2006) postulieren die Reaktion von CO<sub>2</sub> mit Wairakit (Ca(Al<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>)<sub>2</sub>·2H<sub>2</sub>O) zu Carbonat. Diese ist für den Kontakt mit gasförmigen CO<sub>2</sub> nachgewiesen; ob sie auch unter den Bedingungen des scCO<sub>2</sub> auftritt ist letztlich unbekannt und spekulativ. PRUESS & AZAROUAL (2006) konnten nachweisen, dass diese Reaktion zu einer Volumenreduzierung von 12 % führt und folglich eine Erhöhung der Reservoirporosität nach sich zieht. Weitere Reaktionen zwischen Feldspäten und CO<sub>2</sub> im Hochtemperaturbereich untersuchte GIGGENBACH (1988).

### **5.2.8.3 Sekundäres Quellen von Tonmineralien**

Der Gehalt von quellfähigen Tonmineralien ist wichtig für die Risikoabschätzung bei der geplanten Injektion des scCO<sub>2</sub>. Ein sekundäres Quellen dieser Tonmineralien in der Lagerstätte (Reservoirkörper) kann zur Reduzierung der Fluidwegsamkeiten führen.

Es kann davon ausgegangen werden, dass in den anvisierten Grundgesteinsformationen primär keine derartigen Tone vorliegen. Andererseits können gerade Reaktionen der Feldspat- und Glimmeranteile mit dem eingebrachten scCO<sub>2</sub> dazu führen, dass Tonmineralfraktionen entstehen. Beide Substanzen können aus quellfähigem Material auf dem Weg der Kristallisation entstanden sein.

## **5.2.9 Radioaktive Probleme: Radon-Aktivität, Bleiablagerungen**

Die Erdkruste enthält die natürlichen Radionuklide <sup>238</sup>Uran, <sup>235</sup>Uran, <sup>232</sup>Thorium und <sup>40</sup>Kalium. Als Zwischenprodukt der Zerfallsreihe des am meisten verbreiteten Uran-238 (Uran-Radium-Zerfallsreihe) entstehen das radioaktive Edelgas <sup>222</sup>Radon und das radioaktive Blei-210. Als Endprodukt liegt <sup>206</sup>Blei vor. Beim Zerfall von <sup>235</sup>Uran und <sup>232</sup>Thorium entstehen ebenfalls Radon und Blei als Zwischenprodukte.

Die Granite des Erzgebirges weisen meist höhere bis hohe Gehalte an Uran auf und sind sogar durch Uranmineralisation in den ehemaligen Abbaugebieten gekennzeichnet. Den Problemen der natürlichen Radioaktivität, wie verstärkte Radonbildung und Bleiablagerungen, ist deshalb erhöhte Aufmerksamkeit zu widmen.

Grund- und Quellwässer, die mit Grundgebirgsgesteinen in Kontakt stehen, enthalten bis zu 1,9 kBq/L Radon (Rn). Im Vergleich dazu enthalten die Sedimentwässer in Neustadt-Glewe nur 56 Bq/L und so genannte „Radonbäder“ erreichen eine Rn-Aktivität von über 26 kBq/L (südliches Erzgebirge). Das radioaktive Edelgas <sup>222</sup>Radon, Halbwertszeit 3,8 Tage, geht mit anderen Elementen keine chemischen Verbindungen ein und ist deshalb sehr mobil. Radon löst sich sehr gut im Wasser und offensichtlich auch in scCO<sub>2</sub>. Wegen der geringen Konzentration des Radons werden Sättigungen nie erreicht. Durch Diffusion und Strömung werden sich damit die Atome

im Volumen des gesamten fluiden Körpers wie ein ideales Gas ausbreiten. In Gasen mit geringer Dichte wird sich deshalb die Massekonzentration höher als in einer Flüssigkeit mit größerer Dichte einstellen. Weitere Möglichkeiten der Bindung und Ausschleusung ist Oberflächenadsorption, Spülen mit unlöslichen Gasen; aber auch die Zugabe nicht radioaktiver Isotope kann die Konzentration über Löslichkeitsprodukte hinaus heben und damit auch eine Ausfällungen und damit Immobilisierung auch der radioaktive Isotope erreicht werden. Letzteres ist nur über das Zerfallsprodukt machbar, da Radon nur radioaktive Isotope besitzt. In einem energetischen Nutzungsprozess können deshalb Bleifällungsprodukte, auch durch ihre Anreicherung mit dem radioaktiven Isotops <sup>210</sup>Blei, Probleme verursachen (siehe Groß-Schönebeck).

Mögliche Schwierigkeiten mit radioaktiven Zerfallsprodukten (z.B. Radon, festes Blei) werden bei der HDR-Technologie im Vergleich zur Erdölwirtschaft und bisherigen hydrothermalen Geothermie eine neue Dimension annehmen, da das scCO<sub>2</sub> oder Wasser in einem geschlossenen Kreislauf zirkuliert, die radioaktiven Stoffe im Kreislauf verbleiben und sich anreichern, wenn nicht Gegenmaßnahmen getroffen werden. Bei der hydrothermalen Geothermie wird das Thermalwasser einmalig gefördert und verpresst, ohne unterirdisch zu zirkulieren. Das gilt ebenso für die Erdöl-/Erdgaswirtschaft, sodass die vorgenannten Ausfällungsprodukte dabei eine unwesentliche Rolle spielen dürften.

### **5.2.10 Biologische Probleme**

Bisher hielten hyperthermophile Bakterien der Art *Pyrolobus fumarii* mit Leben bei 113 °C den Hitzrekord. Vor zwei Jahren (2003) wurde auf dem Grund des Pazifiks in der Nähe von schwefel- und methanreichen Quellen („Schwarze Raucher“) der *Geobacter sulfurreducens* gefunden, der Temperaturen von 121...130 °C aushielt, andererseits bei Temperaturen unter 85 °C sein Wachstum einstellt.

Wie neuere Untersuchungen in ultratiefen südafrikanischen Bergwerken zeigen, sind Mikroorganismen selbst in größten Tiefen zu erwarten. Dort wurden in 3.200 Metern Teufe noch Bakterien gefunden, die im Kristallin überlebensfähig sind (TAKAI *et al.* 2001; ONSTOTT *et al.* 2003). Es ist folglich davon auszugehen, dass auch bei Kristallinbohrungen in Deutschland, die mehr als 3000 Meter erreichen, Mikroorganismen wie Bakterien oder Archaeobakterien zu erwarten sind.

### **5.2.11 Erforderliche Maßnahmen**

Es sind im Rahmen geochemischer Laboruntersuchungen die Reaktionen der im Granit des Erzgebirges vorkommenden Mineralien, insbesondere Feldspäte und Glimmer, mit superkritischem CO<sub>2</sub> und Wasser zu untersuchen und für die verschiedenen Zustände zu analysieren. Die aufgezeigten Anreicherungsprobleme von radioaktiven Zerfallsprodukten haben auch in der klassischen HDR-Technologie mit Wasserkreislauf Bedeutung.

Die geringen Konzentrationen radioaktiver Bestandteile führen aber teilweise zu Effekten in der Verteilung, die bei normalen Konzentrationen auszuschließen sind, da die Sättigung bezüglich dieser Phasen wegen der geringen Konzentration selten erreicht werden. Dabei sind die speziellen Methoden aus der Chemie radioaktiver Isotope anzuwenden.

## **5.3 Thermodynamische Eigenschaften von CO<sub>2</sub>**

### **5.3.1 Erläuterung zur Herangehensweise an die thermodynamischen Kenngrößen von scCO<sub>2</sub>**

Zur Berechnung der Thermodynamischen Eigenschaften wurden zunächst die Tafeln des VDI-Wärmeatlasses verwendet und diese Tabellenwerte mittels Tabellenkalkulation linear interpoliert. In einem weiteren Schritt kam dann die Stoffwertprogramm-Bibliothek für Kohlendioxid „FluidEXLGraphics“ (KRETZSCHMAR 2005) zum Einsatz. Da dieses Programm nicht alle Umkehrfunktionen enthält wurden einige Umrechnungen mittels einer Tabellenkalkulation vorgenommen.

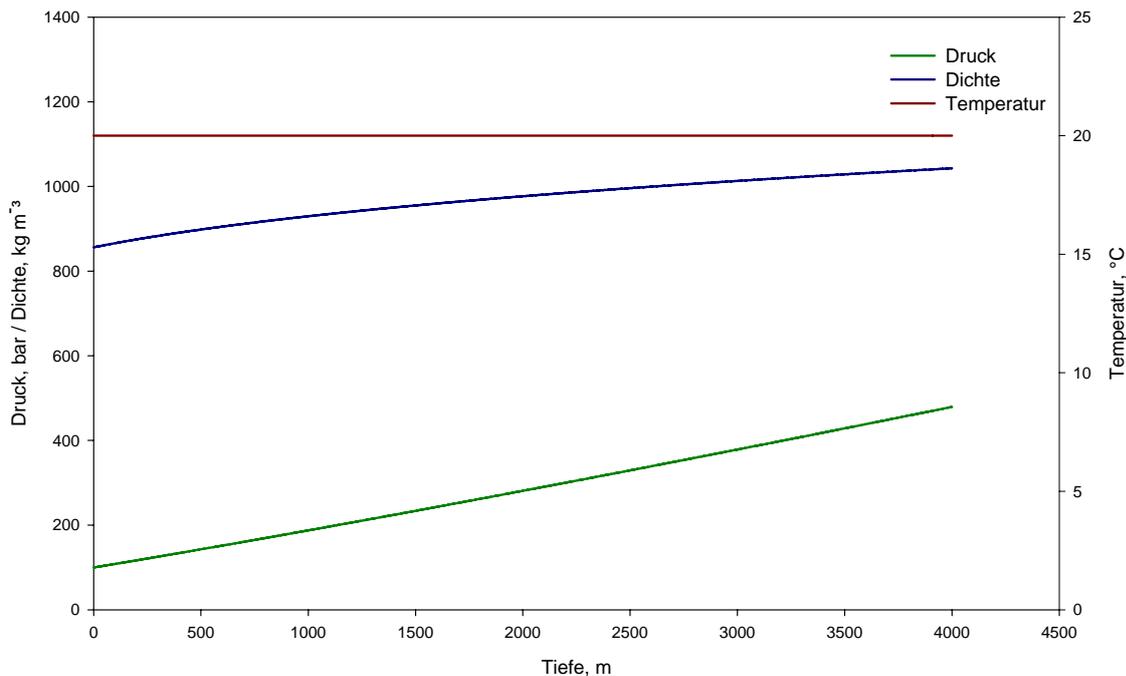


Abb. 11: Tiefenverlauf, isotherm 4000m, 100 bar, 130 °C.

### 5.3.2 Gravimetrische Verdichtung/Entspannung

Der Transport im Schwerfeld der Erde erfordert mechanische Arbeit. Da das Gravitationsfeld ein Potentialfeld ist, ist dabei nur das Potential am Ausgangs- und Endpunkt von Interesse. In unserem Falle erfolgt der Transport über eine Höhe von 4000 m. Da in diesem System Energien umgesetzt werden, die in der gleichen Größenordnung wie die thermischen Energien liegen, sind die auftretenden Effekte nicht zu vernachlässigen. Reicht es bei inkompressiblen Medien und geringen Höhen aus, einfach den Ruhedruck um  $\rho \times g \times h$  zu ändern (wie in SOFBID 2005), ist dann im betrachteten Tiefenbereich zu beachten, dass die vertikale Verschiebearbeit einen Term von  $g \times h$  erzeugt. In der normalen Kraftwerkstechnik sind die Auswirkungen fast 2 Größenordnungen geringer.

Vergleichbare Prozesse werden in der Natur beim Auf- und Absteigen von Luftströmungen beobachtet. In diesem Fall verkomplizieren aber die Vielzahl der an der Mischung beteiligten Gase (nicht nur N<sub>2</sub> und O<sub>2</sub>) und Dämpfe (hauptsächlich H<sub>2</sub>O) und die auftretenden Entmischungseffekte (H<sub>2</sub>O: Wolken) die Behandlung. Die geodätische Höhenformel ist dabei eine einfache Näherung zur barometrischen Höhenbestimmung.

Zur Berechnung der Effekte wurde zunächst ein Model mit einer Tabellenkalkulation aufgestellt, dass die Tiefe in 4000 Einzelprozesse zerlegt und berechnet. Später zeigte sich durch vergleichende Rechnung, dass auch mit der Zerlegung in 40 Einzelprozesse eine ausreichende Genauigkeit erreicht wird. Mit dieser Lösung gestaltete sich auch der Datenaustausch günstiger, da geringere Datenmengen transportiert werden mussten.

Mit diesen Modellen wurden isotherme und isentrope (adiabate) Prozesse untersucht. Dabei waren aber die Daten aus dem VDI-Wärmeatlas noch ungenau. Insbesondere in der Nähe zum Naßdampfgebiet traten durch fehlerhafte Interpolation Ungenauigkeiten auf. FluidEXL-Graphic, das auf der EOS von SPAN & WAGNER (1996) beruht, weist in diesem Stabilitätsbereich eine deutliche höhere Genauigkeit auf (vgl. Abb. 1 und Abb. 2).

### 5.3.3 Isotherme Verdichtung

Die isotherme Verdichtung des Transportes von 0 m in die Tiefe (Injektion) ließe sich durch eine begleitende Kühlung im Bohrloch erreichen (Abb. 11). Der höhere Enddruck ist dabei der

Vorteil. Der Verlust an Wirkungsgrad ist durch die größere Wärmeaufnahme (irreversibel) im Gestein bedingt. Die effektive nutzbare Leistung erhöht sich hingegen.

Folgender Algorithmus wird dabei umgesetzt:

$$p_{n+1} = p_n + \rho_n \cdot (H_{n+1} - H_n) \cdot g \quad (\text{Gl. 4})$$

sowie

$$\rho_{n+1} = \rho(p_{n+1}; t)$$

Bei 100 kg/s erfolgt ein Leistungsumsatz von immerhin knapp 4 MW ( $m \times g \times h$ ).

### 5.3.4 Isotherme Entspannung

Isotherme Entspannung in einer Produktionsbohrung aus der Tiefe an die Oberfläche ist nicht zu erreichen, da keine (geotherme) Wärmequelle für eine Begleitheizung erschließbar ist.

### 5.3.5 Isentrope (adiabate) Verdichtung

Bei der isentropen (adiabate) Verdichtung wird der Transport von 0 m in die Tiefe (Injektionsbohrung) betrachtet werden. Bedingt durch die Kompressibilität des zunächst flüssigen, später überkritischen CO<sub>2</sub> erfolgt mit der Erhöhung des Druckes bei konstanter Entropie eine Temperaturerhöhung. Diese Annahme ist sinnvoll, da Überschlagsrechnungen gezeigt haben, dass Strömungsverluste bei unserer Rohrleitungsdimensionierung zu vernachlässigen sind. Wir betrachten deshalb nicht eine Drosselung, die ja auch adiabat, aber nicht isentrop ist. Auch wird bei diesem Modell der Einfachheit angenommen, dass kein Wärmeaustausch über die Bohrungswand stattfindet.

Folgender Algorithmus wird dabei umgesetzt:

$$p_{n+1} = p_n + \rho_n \cdot (H_{n+1} - H_n) \cdot g$$

und

$$\rho_{n+1} = \rho(p_{n+1}; t_{n+1})$$

sowie

$$t_{n+1} = t(p_{n+1}; s)$$

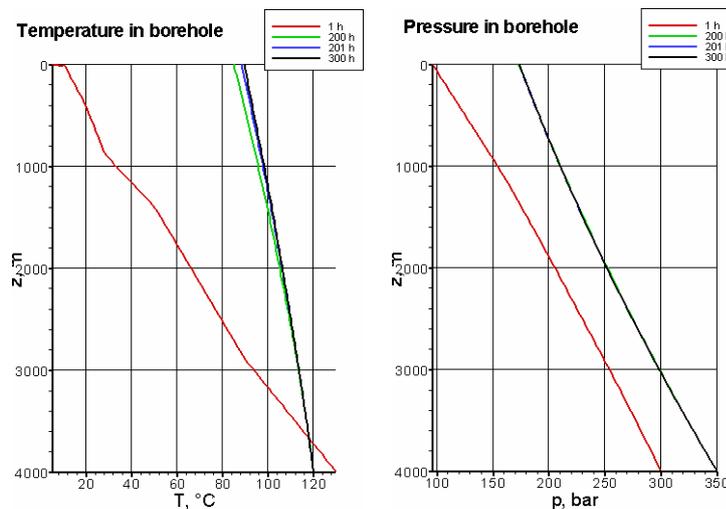


Abb. 12: Temperatur- und Druck-Tiefenverlauf in einem 4000 m tiefen Bohrloch modelliert mit dem FORTRAN-Programm „Thermodynamische Berechnungen für Gasbohrungen“ bei unterschiedlichen Produktionszeiten (frdl. Prof. E. Köckritz).

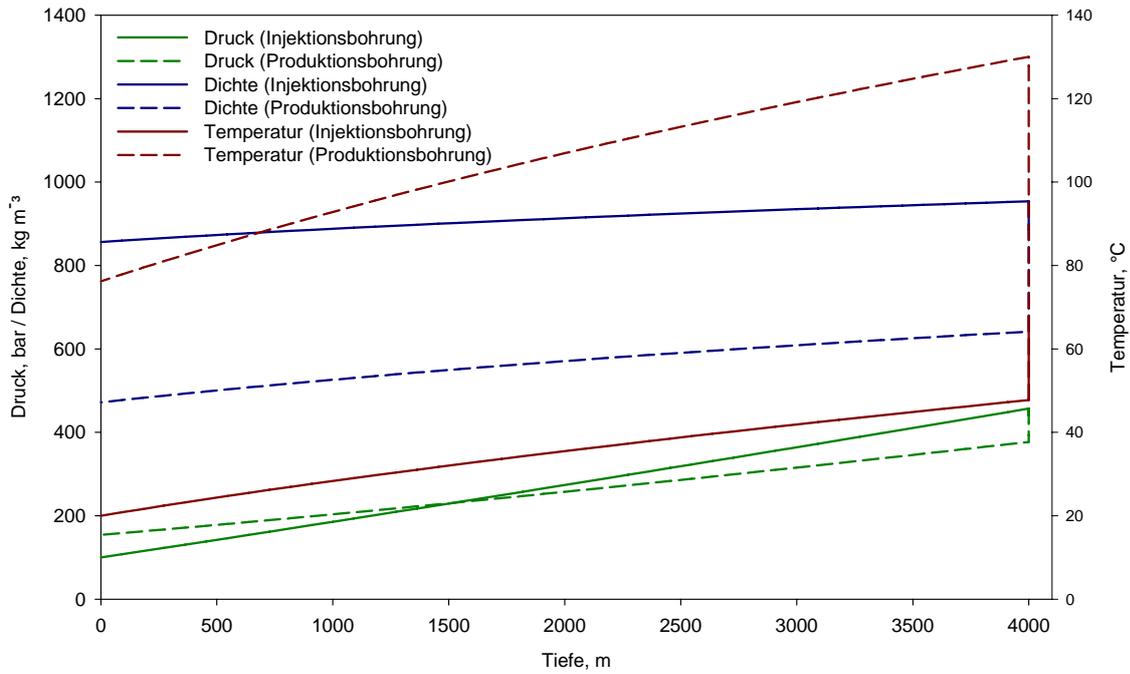


Abb. 13: Tiefenverlauf, isentrop 4000 m, 100 bar, 130 °C.

oder auch

$$h_{n+1} = h_n + g \cdot (H_{n+1} - H_n)$$

und

$$t_{n+1} = t(p_{n+1}; h_{n+1})$$

Auch in diesem Fall kommt es wieder zu einem Leistungsumsatz von ca. 4 MW durch Umwandlung von potentieller Energie.

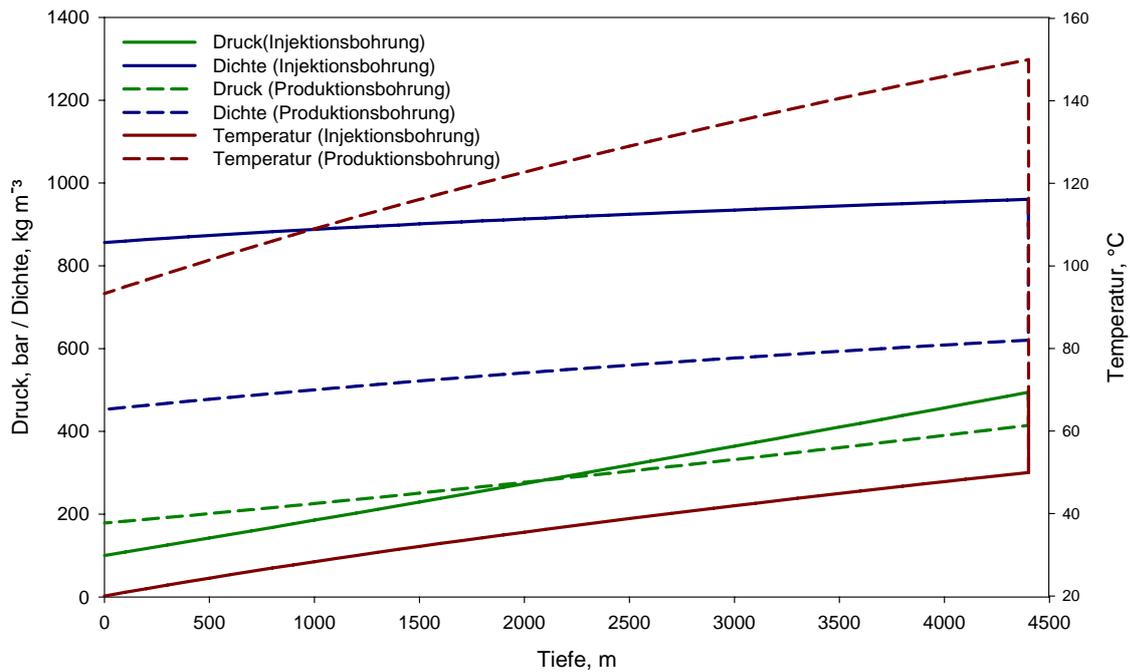
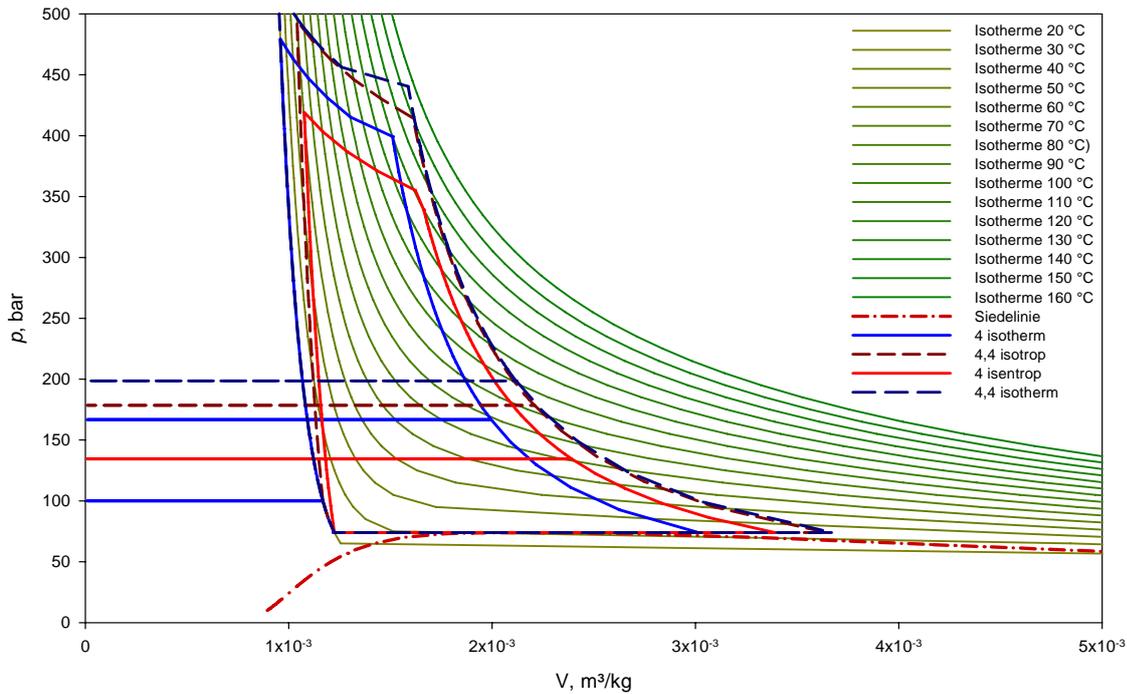


Abb. 14: Tiefenverlauf, isentrop 4400m, 100 bar, 150 °C.



**Abb. 15: p-V-Diagramm für 400 bar Druck am Bohrlochfuß.**

Ein ähnliches Ergebnis liefert bei gleichen Ausgangsbedingungen das FORTRAN-Programm „Thermodynamische Berechnungen für Gasbohrungen“ des Instituts für Bohrtechnik und Fluidbergbau. Dieses Programm modelliert auf der Grundlage des thermodynamischen Verhaltens eines Fluids in einer Bohrung den Druck- und Temperaturverlauf am Bohrlochkopf und der Bohrlochsohle. Dabei wird, unter gleichzeitiger Berücksichtigung des Joule-Thomson Effekts, einerseits der Wärmetransport mit dem Fluid andererseits der Wärmeaustausch mit dem Gebirge in Betracht gezogen.

### 5.3.6 Isentrope (adiabate) Entspannung

Die große Dichteänderung von überkritischem CO<sub>2</sub> ist zunächst für die Prozessgestaltung vorteilhaft. Wirkt dieser Effekt doch ähnlich einer Schwerkraftheizung zur Pumpenlosen Förderung des CO<sub>2</sub> an die Oberfläche. Andererseits verhält sich das überkritische CO<sub>2</sub> aber dabei wie ein Gas. Bei der Entspannung kühlt sich das Medium ab. Erneut handelt es sich um eine weitestgehende reibungsfreien Strömung und der Prozess darf deshalb nicht mit der ebenfalls adiabaten, aber nicht isentropen Prozess der Drosselung verwechselt werden. Der Algorithmus ist der gleiche wie bei der Verdichtung. Der zweite Ast der Kurve bei isentrop 4000 m entspricht der isentropen Entspannung. In der Abb. 14 wird ein Parameterverlauf für 4400 m wieder gegeben.

### 5.3.7 p-V-Diagramm

Das p-V-Diagramm macht deutlich, wie die Arbeitsumsätze im Prozess sind. Wiederum sind der Einfachheit halber verlustfreie Verläufe angenommen. Es stellen Rot den reinen isentropen Prozess und Blau die Prozesse mit isothermer Verdichtung dar. Eine ideale Entspannung würde bei 100 kg/s dann bei 4400 m Tiefe 3,1 MW bzw. 2,7 MW und bei 4000 m 2,1 MW bzw. 1,9 MW liefern. Für die verlustfreie Verdichtung von 74 auf 100 bar wäre bei 20 °C eine Leistung von 310 kW notwendig.

### 5.3.8 CO<sub>2</sub>-Druck von 650 bar am Bohrlochfuß

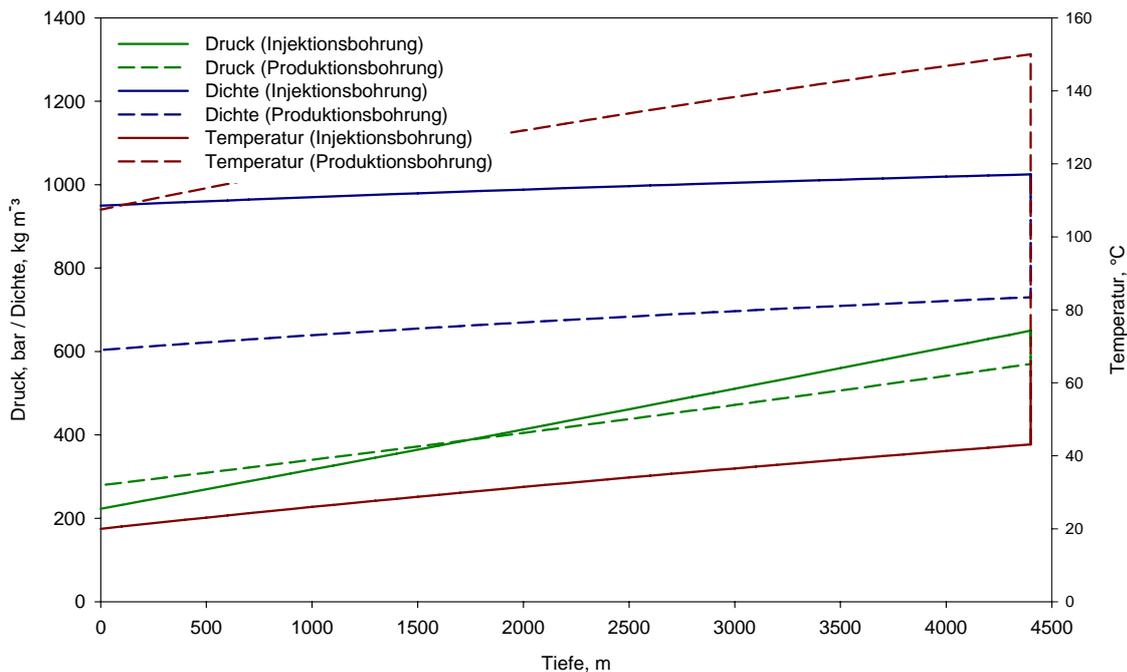
Neuere Erkenntnisse haben gezeigt, dass ein Druck von 400 bis 500 bar im Gestein nicht ausreichen wird, die im Gestein erzeugten Risse offen zu halten. Deshalb sind die Simulationsrechnungen bei einem Druck von 650 bar am Fuße der Injektionsbohrung wiederholt worden. Der

**Tab. 3: Leistungen bei einem Druck von 650 bar im Gestein.**

	4,4 isotherm	4,4 isentrop	4 isotherm	4 isentrop
Arbeitsvermögen	4141 kW	3931 kW	3505 kW	3561 kW
zur Injektion	1550 kW	1691 kW	2035 kW	1984 kW
Überschuss	2591 kW	2240 kW	1470 kW	1577 kW

entsprechende Tiefenverlauf ergibt sich dabei wie in den Abb. 16 und Abb. 17 dargestellt. Im pV-Diagramm sind die isothermen und isentropen Prozesse zusammengefasst (Abb. 18).

Von dem höheren Druckniveau geht bei der reversiblen Prozessführung auch ein deutlich höheres Arbeitsvermögen aus. Der Arbeitsaufwand zur Injektion des CO<sub>2</sub> bei etwa 225 bar ist jedoch relativ hoch. Der Überschuss ist damit kleiner als bei den Varianten mit geringerem Druck im Gestein. Die Tab. 3 zeigt die Auflistung der Leistungen, die mit reversiblen Prozessen bei 100 kg/s mit einem Druck von 650 bar im Gestein erreicht werden. Das Absinken der Überschussleistung zeigt, dass der Druck im Gestein nicht zu hoch gewählt werden sollte, um die Effektivität nicht unnötig zu verringern. Erst mit realen Messwerten wird jedoch eine optimale Einstellung möglich sein. Gegebenenfalls wird deshalb eine Anpassung der Prozessparameter notwendig sein, um einen bestmöglichen Leistungsumsatz zu erreichen.

**Abb. 16: Tiefenverlauf isentrop 4400, 223 bar 150 °C.**

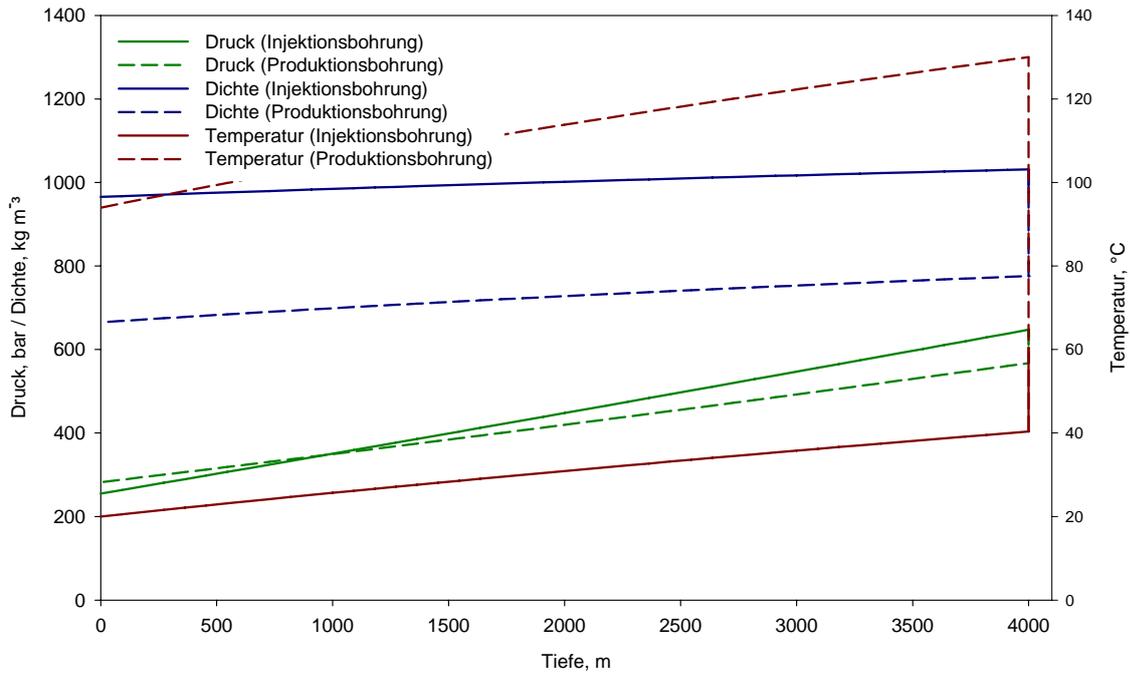


Abb. 17: Tiefenverlauf isentrop 4000 m, 255 bar, 130 °C.

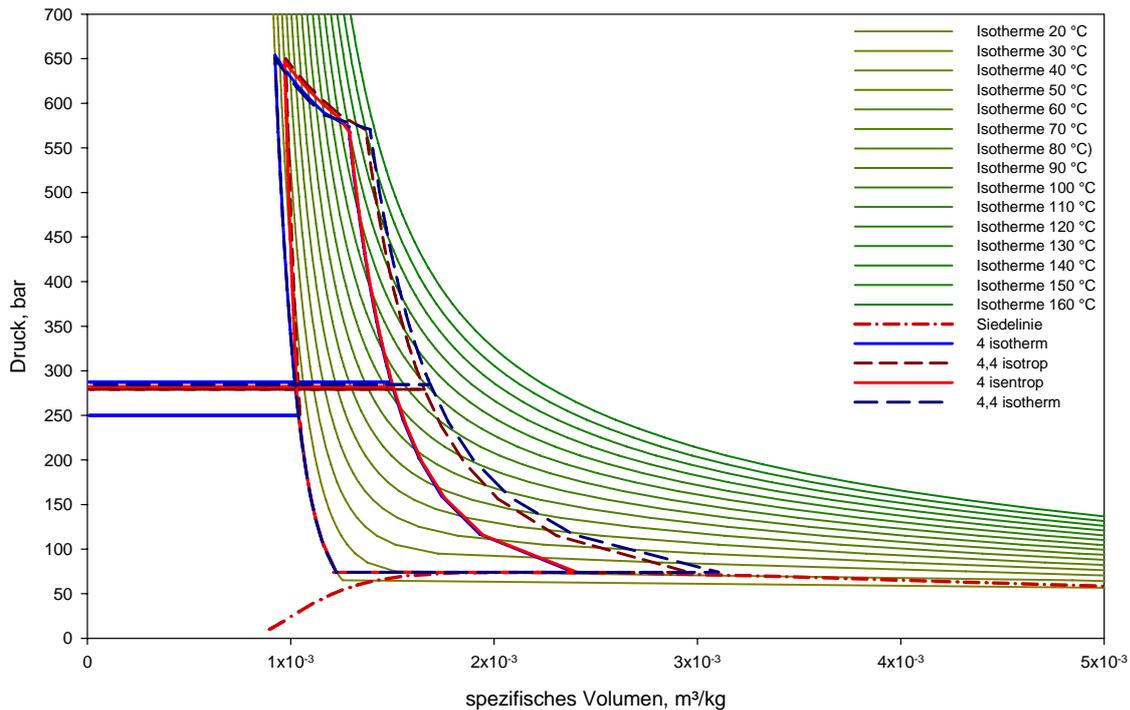


Abb. 18: p-V-Diagramm für 650 bar Druck am Bohrlochfuß.

## 5.4 Beschreibung des Kreisprozesses

### 5.4.1 Allgemeine Beschreibung

Flüssiges CO<sub>2</sub> wird im unterkritischen Zustand (72,8 bar; 20 °C) über eine wärmeisolierte Injektionsbohrung in eine Tiefe von 4.000 (Standort Sachsen) bzw. 4.400 m (Bad Urach) geleitet (siehe Tab. 4). Durch den mit zunehmender Tiefe ansteigenden statischen Druck wird das CO<sub>2</sub> über den kritischen Druck hinaus verdichtet und erwärmt sich auf etwa 30 °C. Durch die ausgeprägte Kompressibilität von flüssigem CO<sub>2</sub> kommt es zu einer Dichtesteigerung um ≈ 24 %.

Danach durchströmt das scCO<sub>2</sub> die geologische Formation und wird auf 120 °C (Standort Sachsen) bzw. 155 °C (Bad Urach) erhitzt. Die Wärmezufuhr führt zu einer Verringerung der Dichte um rund 36 %. Auf Grund der Dichtedifferenz zwischen der Injektions- und der Produktionsbohrung entsteht ein Druckgefälle zwischen den beiden Röhren, wodurch das überkritische CO<sub>2</sub> in der Produktionsbohrung aufsteigt.

Bedingt durch die hohe Dichte zwischen 580 und 360 kg/m<sup>3</sup> ist beim Aufstieg innerhalb der Produktionsbohrung mit einem erheblichen statischen Druckverlust und einer damit verbundenen Abkühlung zu rechnen. Durch die gegenüber Wasser ausgeprägtere Abhängigkeit der Enthalpie von Druck und Temperatur für CO<sub>2</sub> wird beim Einsatz von CO<sub>2</sub> als Medium immer ein erheblicher Teil der Temperatur beim Aufstieg in der Förderbohrung in Druck umgewandelt (Joule-Thomson-Effekt), während dieser Effekt bei der Verwendung von Wasser als Medium nahezu vernachlässigbar ist. Das Arbeitsmedium scCO<sub>2</sub> liegt vor der Entspannungsturbine mit bis zu 188 bar(a) an und wird im Auslegungsfall (Lufttemperatur 9 °C; rel. Luftfeuchtigkeit 70 %; Luftdruck 101.325 Pa) auf 72,8 bar(a) entspannt. Für den technischen Einsatz können Hochdruckstufen von konventionellen Dampfturbinen oder modifizierte Erdgasentspannungsanlagen verwendet werden. Am Turbinenauslass weist das Arbeitsmedium eine Temperatur von circa 34 °C auf und wird anschließend mit Kühlwasser gekühlt, kondensiert und weiter auf 26 °C abgekühlt. Aufgrund der niedrigen Turbinenausstrittstemperatur wurden die untersuchten Konzepte ausschließlich für Monostromerzeugung ausgelegt.

Das erforderliche Kühlwasser wird durch eine Umlaufrückkühlanlage mit Naturzug-Nasskühlturm bereitgestellt. Die Kühlwassertemperatur beträgt im Auslegungsfall 16,4 °C und ist stark abhängig von der Temperatur und relativen Feuchtigkeit der Umgebungsluft. Da flüssiges CO<sub>2</sub> im Gegensatz zu Wasser eine erhebliche Kompressibilität aufweist, erfolgt während des Absinkens eine Erwärmung von mindestens 9 K.

#### 5.4.2 Arbeitsmedium CO<sub>2</sub>

Oberhalb einer Temperatur von 31 °C und einem Druck von 73,83 bar liegt CO<sub>2</sub> überkritisch vor. Überkritische Stoffe verhalten sich als homogenes Fluid ohne Ausbildung von Phasengrenzen. Es kann daher nicht zwischen flüssigem oder gasförmigem Aggregatzustand unterschieden werden. Überkritisches CO<sub>2</sub> zeichnet sich im Vergleich zu Wasser durch eine deutlich geringere Viskosität aus (vgl. Abb. 9). Die Dichte ist stark druck- und temperaturabhängig und beträgt bei den betrachteten Prozesszuständen zwischen 400 und 1.000 kg/m<sup>3</sup>.

Durch die geotherme Erwärmung des Arbeitsmediums können zwischen absinkendem und aufsteigendem CO<sub>2</sub> auf gleicher geodätischer Höhe Dichteunterschiede bis 56 % erreicht werden.

#### 5.4.3 Komponentenauslegung

Für den gesamten untertägigen Gasweg wurde ein dynamischer Druckverlust von 80 bar angenommen. Dieser Druckverlust wird hauptsächlich durch die Durchströmung der Gesteinsformation verursacht und beruht auf bisher bekannten Werten von wasserbetriebenen Geothermieanlagen. Da die Viskosität von scCO<sub>2</sub> je nach den herrschenden Bedingungen um einen Faktor von 5...8 kleiner ist als für Wasser, ist ein erheblich geringerer dynamischer Druckverlust zu erwarten.

Für die jeweils 4.000 m tiefen Bohrungen am Standort Sachsen wurden der zu erwartende Druckverlust und der notwendige Leitungsdurchmesser bestimmt. Dazu wurde jede Leitung im

**Tab. 4: Standortsspezifische Annahmen.**

	Einheit	Bad Urach	Sachsen
Injektionsdruck	bar(a)	72,8	72,8 (100)
Injektionstemperatur	°C	20	20
Bohrtiefe	m	4.400	4.000
maximale scCO <sub>2</sub> Temperatur	°C	155	120/133

**Tab. 5: Verwendete scCO<sub>2</sub>-Parameter für die Standorte Sachsen und Bad Urach.**

		Sachsen	Bad Urach
vor Injektionsbohrung	Druck in bar(a)	72,8	72,8
	Temperatur in °C	20,0	20,0
vor geologischer Formation	Druck in bar(a)	423,8	461,0
	Temperatur in °C	29,4	29,2
geologischer Formation	Druckverlust in bar	80,0	80,0
	Temperatur in °C	135,0	173
nach geologischer Formation	Druck in bar(a)	346,3	383,5
	Temperatur in °C	120,0	155,0
vor Turbine	Druck in bar(a)	149,9	188,1
	Temperatur in °C	83,5	122,1

oberen Bereich von 0 bis 2.000 m und im unteren Bereich von 2.000 bis 4.000 m mit einer mittleren CO<sub>2</sub>-Dichte ausgelegt. Die Ergebnisse in Tab. 6 zeigen, dass wenn beide Röhren mit einem Innendurchmesser von ca. 350 mm ausgeführt werden, sich für die Injektionsbohrung damit ein gemittelter dynamischer Druckverlust von rund 1,0 bar ergibt und für die Produktionsbohrung ein ebenfalls gemittelter dynamischer Druckverlust von etwa 1,5 bar.

Für die Durchströmung der geologischen Formation mit scCO<sub>2</sub> wurde in Anlehnung an die mit Wasser betriebenen Anlagen ein Druckverlust von 77,5 bar angenommen, was in jedem Fall viel zu hoch ist, so dass sich zwischen beiden Bohrungen ein dynamischer Druckverlust von deutlich weniger 80 bar ergibt (Tab. 5). Aufgrund der geringeren Viskosität (Abb. 9) ist unter technischen Bedingungen mit einem geringeren Druckverlust zu rechnen. Für den Standort Bad Urach wurden aufgrund der 10 % tieferen Bohrungen die dynamischen Druckverluste der Lei-

**Tab. 6: Ergebnisse der Druckverlustberechnung.**

CO <sub>2</sub> flüssig		oberer Abschnitt 0...2.000 m			unterer Abschnitt 2.000...4.000 m		
Volumenstrom	m <sup>3</sup> /h	439,2	439,2	439,2	360,0	360,0	360,0
Dichte	kg/m <sup>3</sup>	819,0	819,0	819,0	1000,0	1000,0	1000,0
abs. Viskosität	kg/ms	$68,0 \cdot 10^{-6}$	$68,0 \cdot 10^{-6}$	$68,0 \cdot 10^{-6}$	$68,0 \cdot 10^{-6}$	$68,0 \cdot 10^{-6}$	$68,0 \cdot 10^{-6}$
Durchmesser	m	0,250	0,375	0,500	0,250	0,375	0,500
Geschwindigkeit	m/s	2,485	1,105	0,621	2,037	0,905	0,509
Re		$7,48 \cdot 10^6$	$4,99 \cdot 10^6$	$3,74 \cdot 10^6$	$7,49 \cdot 10^6$	$4,99 \cdot 10^6$	$3,74 \cdot 10^6$
R	mm	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Druckverlust	bar	6,46	0,78	0,18	5,30	0,64	0,15
scCO <sub>2</sub>		oberer Abschnitt 0...2.000 m			unterer Abschnitt 2.000...4.000 m		
Volumenstrom	m <sup>3</sup> /h	889,2	889,2	889,2	561,6	561,6	561,6
Dichte	kg/m <sup>3</sup>	404,9	404,9	404,9	641,0	641,0	641,0
abs. Viskosität	kg/ms	$18,6 \cdot 10^{-6}$	$18,6 \cdot 10^{-6}$	$18,6 \cdot 10^{-6}$	$18,6 \cdot 10^{-6}$	$18,6 \cdot 10^{-6}$	$18,6 \cdot 10^{-6}$
Durchmesser	m	0,250	0,375	0,500	0,250	0,375	0,500
Geschwindigkeit	m/s	5,032	2,236	1,258	3,178	1,412	0,795
Re		$2,74 \cdot 10^7$	$1,83 \cdot 10^7$	$1,36 \cdot 10^7$	$2,74 \cdot 10^7$	$1,83 \cdot 10^7$	$1,36 \cdot 10^7$
R	mm	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Druckverlust	bar	13,66	1,59	0,35	8,34	1,00	0,22

tungen um 10 % erhöht. Der Druckverlust in der geologischen Formation wurde ebenfalls mit 77,5 bar definiert.

Unter den beschriebenen Annahmen wurde mit „Epsilon Professional 2000 5.0“ (SOFBID 2005) für scCO<sub>2</sub> eine mittlere Wärmekapazität von ca. 1,9 kJ/kg ermittelt. Damit ergibt sich bei einem Durchsatz von 100 kg/s eine thermische Leistung von 17.374 kW (Bad Urach 23.097 kW).

Ausgehend von einer Jahresdurchschnittstemperatur von 9 °C und der zugehörigen relativen Luftfeuchtigkeit von 70 % wurde mit der Kühlturmauslegung begonnen, um den erreichbaren Entspannungsendruck zu ermitteln. Analog zur konventionellen Kraftwerkstechnik wurde ein Naturzug-Nasskühlturm mit einem Kühlzonengrenzabstand von 10 K, einer Kühlwassererwärmung von 10 K und einer Kondensatorgrädigkeit von 4 K angenommen.

Wie bereits dargestellt, kann ein Gas nur unterhalb des kritischen Punktes kondensiert werden. Für den Einsatz von CO<sub>2</sub> als Arbeitsmedium bedeutet dies bei Nutzung konventioneller Rückkühltechnik eine maximale Auslegungstemperatur von rund 10 °C bei einer rel. Luftfeuchte von 70 %.

Bei Lufttemperaturen bis ca. 18 °C und einer rel. Feuchte von 60 % kann der Kondensationsbetrieb sehr wahrscheinlich durch eine deutliche Steigerung des Kühlwassermassenstromes aufrechterhalten werden. Bei höheren Außentemperaturen kann kein Kondensationsbetrieb mit CO<sub>2</sub> erfolgen, wodurch das mit der Entspannungsturbine nutzbare Druckgefälle drastisch sinkt. Gegebenenfalls muss der CO<sub>2</sub>-Kreislauf mit Hilfe eines Verdichters oder Ventilators unterstützt werden.

Eine weitere Möglichkeit besteht im Einsatz einer Abfluss- oder Durchlaufkühlung, bei der die Abwärme teilweise oder vollständig durch ein Fließgewässer abgeführt wird. Aus Gründen des Gewässerschutzes sind derartige Rückkühlkonzepte bedenklich und werden selten genehmigt. Weiterhin kann der Auslegungsbereich durch verringerte Grädigkeiten ausgedehnt werden. Dies führt allerdings zu sehr großen und teuren Kühltürmen und Kondensatoren. Der Betrieb des Kraftwerkskonzeptes bei erhöhten Außentemperaturen ist zu prüfen.

Unabhängig vom Betrieb des Kondensators wird das CO<sub>2</sub> nach Turbinenausgang mit Kaltwasser abgekühlt. Nahe dem kritischen Punkt steigt die spezifische Wärmekapazität von CO<sub>2</sub> stark an. Dabei werden Werte bis 31,8 kJ/kg erreicht ( $c_p$  zwischen 30 °C und 31 °C bei ca. 73 bar). Die Kaltwassergewinnung erfolgt durch eine mit Ammoniak betriebene Kompressionskältemaschine.

Dabei wird flüssiges Ammoniak (NH<sub>3</sub>) bei rund 10 °C verdampft und die erforderliche Verdampfungswärme dem Kaltwasser entzogen. Anschließend wird das Kältemittel verdichtet, kondensiert und zum Verdampfer zurückgeführt. Die bei der Kondensation von Ammoniak frei werdende Wärme wird durch Kühlwasser abgeführt. Ammoniakkälteanlagen sind sehr effizient und in der Industrie weit verbreitet. Die für die Konzepte benötigte Kälteanlage wurde mit der Software „Cool Pack 1.46“ ausgelegt und in „Epsilon Professional 2000 5.0“ (SOFBID 2005) modelliert.

Im Gegensatz zu CO<sub>2</sub> kann der NH<sub>3</sub>-Kondensator der Kälteanlage auch bei höheren Außentemperaturen durch Anheben des Kondensatordruckes betrieben werden, da die kritische Temperatur bei 132,45 °C und damit weit oberhalb der Lufttemperatur liegt.

**Tab. 7: Erreichbare Kondensatordrücke.**

Lufttemperatur in °C	rel. Luftfeuchte in %	Kühlwassertemperatur in °C	Kondensatortemperatur in °C	CO <sub>2</sub> Kondensationsdruck in bar
-10	85	6,8	20,8	58,4
0	80	9,2	23,2	61,7
<b>9</b>	<b>70</b>	<b>16,4</b>	<b>30,4</b>	<b>72,8</b>
15	60	20,8	34,8	*
20	60	25,2	39,2	*

\*überkritischer Zustand, keine Kondensation möglich

Für die berechneten Konzepte wurden folgende Annahmen getroffen:

Erregerleistung und Trafo-Verluste	: 0,5 % der Bruttoleistung
Haustechnik und Beleuchtung	: 100 kW <sub>el</sub>
Antriebe	: elektr. Wirkungsgrad 97 %; mech. Wirkungsgrad 99,8 %
Pumpen	: isentrop. Wirkungsgrad 80 %; mech. Wirkungsgrad 99%
Verdichter	: isentrop. Wirkungsgrad 65 %; mech. Wirkungsgrad 99%
Entspannungsturbine	: isentrop. Wirkungsgrad 85 %; mech. Wirkungsgrad 99%
Generator	: elektr. Wirkungsgrad 98 %; cos(phi) 0,85

## 5.5 Ergebnisse der Modellierung

**Tab. 8: Ergebnisse der Modellierung.**

Projekt		Sachsen	Bad Urach
Lufttemperatur	°C	9,0	9,0
rel. Luftfeuchte	%	70,0	70,0
Luftdruck	Pa	101.325	101.325
Frischwassertemperatur	°C	9,0	9,0
Kühlwassertemperatur		16,4	16,4
Bohrtiefe	m	4.000	4.400
Gesteinstemperatur	°C	135,0	173,0
scCO <sub>2</sub> -Temperatur		120,0	155,0
Injektionsdruck		72,8	72,8
Druck vor Turbine	bar	149,9	188,1
Druck nach Turbine		72,8	72,8
Druckverhältnis	-	1:2,06	1:2,58
Injektionstemperatur		20,0	20,0
Temperatur vor Turbine	°C	83,5	122,1
Temperatur nach Turbine		34,1	48,0
Kondensatortemperatur		30,4	30,4
CO <sub>2</sub> -Durchsatz	kg/s	100,0	100,0
Druckverlust	bar	80,0	80,3
Kühlwassermassenstrom	kg/s	375,2	475,7
Kühlturmleistung	kW <sub>th</sub>	15.757,8	19.966,6
Kühlleistung (NH <sub>3</sub> )		2.251,5	2.251,5
Summe Eigenbedarf		490,0	519,0
Bruttoleistung	kW <sub>el</sub>	1.897,0	3.376,0
Nettoleistung		1.407,0	2.857,0
thermische Leistung	kW <sub>th</sub>	17.374,0	23.097,2
Bruttowirkungsgrad	%	10,9	14,6
Nettowirkungsgrad		8,1	12,4



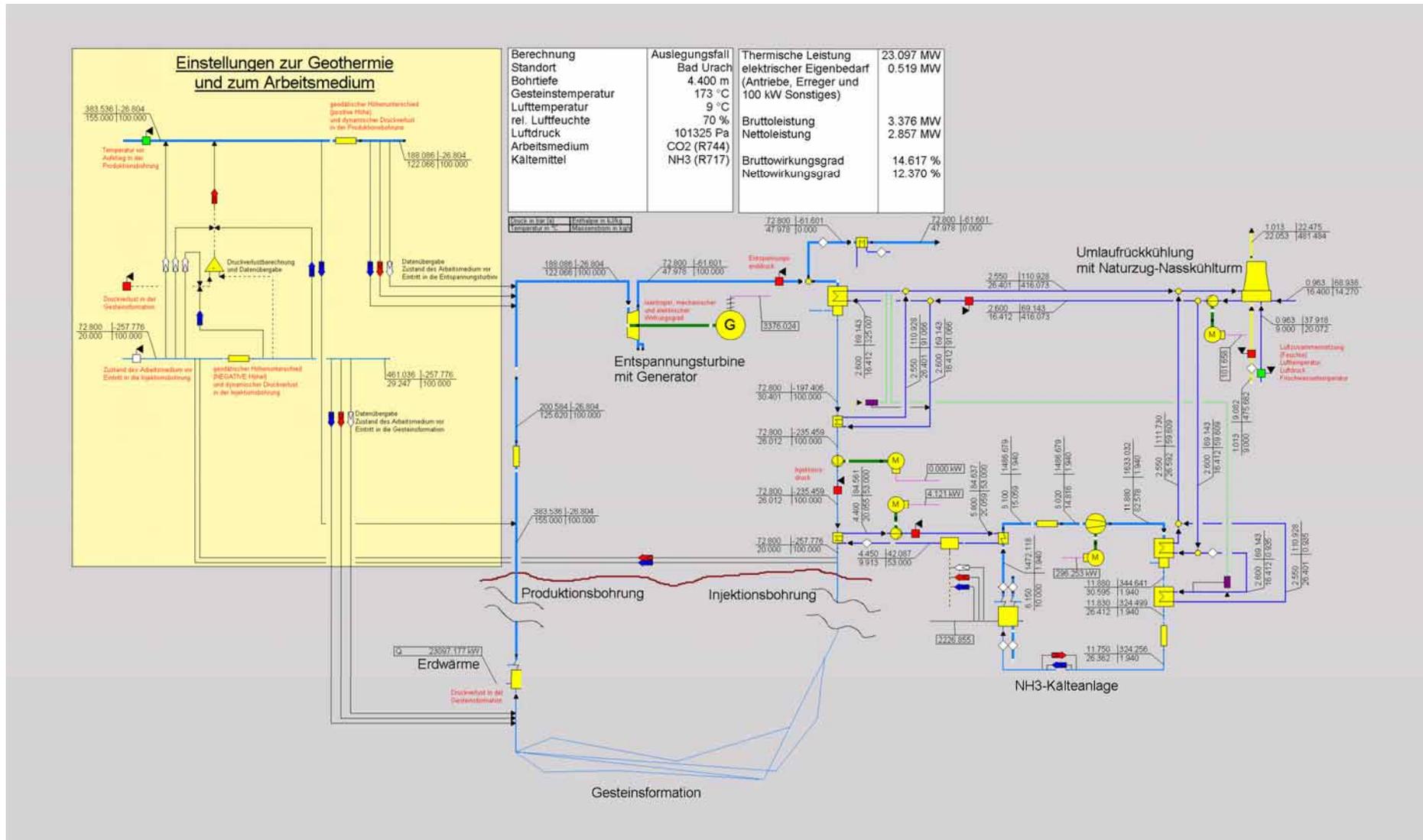


Abb. 20: Modell des Standortes Bad Urach.

## 5.6 Wirtschaftlichkeitsabschätzung

Es werden zwei Projekte in massiven Gesteinsformationen wirtschaftlich bewertet:

1. das in Sachsen geplante Projekt und
2. das momentan ruhende Projekt Bad Urach.

Es wird von der derzeit verfügbaren Bohr- und Kraftwerkstechnik ausgegangen.

### 5.6.1 Projekt Sachsen

#### 5.6.1.1 Technische Prozessdaten

Temperatur im Gestein	: 135 °C,
Austrittstemperatur aus dem Gestein	: 120 °C
Temperatur und Druck vor der Turbine	: 83 °C, 150 bar, Durchsatz 100 kg/s
Temperatur und Druck vor Injektionsbohrung	: 72,8 bar, 20 °C,
Leistung Kühlanlage	: 2.252 kW <sub>th</sub> , 300 kW <sub>el</sub> .
Bruttoleistung Turbine	: 1897 kW
Volllaststunden	: 7.700 h, Erzeugung: 14.607 MWh/a
elektrischer Eigenbedarf	: 490 kW, 3.773 MWh/a

#### 5.6.1.2 Wirtschaftliche Daten

Investitionsaufwand

zwei Bohrungen je 4 km	: 11 Mio. Euro
überirdischer Kreislaufteil:	: 0,7 Mio. € (z.B. Filterhaus)
Projektmanagement:	: 0,5 Mio. €
CO <sub>2</sub> -Füllung (3.000...100.000 t)	: 0,4 Mio. €

Kraftwerk:

Hochdruckturbine	: 900 T€
Kondensator	: 300 T€
Kühltürme	: 400 T€
Kälteanlage	: 300 T€
Bau	: 400 T€
Rohrleitungen	: 200 T€
Chemische Wasseraufbereitung	: 200 T€
Brunnen	: 100 T€
Netzanschluss/E-Technik	: 250 T€
Leittechnik	: 200 T€
Summe	: 3,250 Mio. €
Gesamtsumme	: 15,85 Mio. €

Kosten:

Eigenbedarf	: 406.350 €
Personal	: 30.000 €
Hilfsstoffe	: 50.000 € (chem. Wasseraufbereitung)

Instandhaltung	: 45.000 €
Sonstige Kosten	: 10.000 €
Versicherung	: 10.000 €
Abschreibung 20 Jahre, 6 %, Annuität	: 1.382.000 €
Summe	: 1.933.350 €

Einnahmen:

14607 MWh/a × 150 €/MWh	= 2.191.050 €/a
Überschuss	: 257.700 €/a
1,8 % Rendite bei 6 % Verzinsung	
5 % 1,240 Mio.€/a	403 000 €/a
2,6 % Rendite bei 5 % Verzinsung	

### 5.6.2 Projekt Bad Urach

Die erste Bohrung für das HDR-Erdwärmekraftwerk Bad Urach wurde schon 1976 in 3700 m Tiefe niedergebracht und später auf 4440 m vertieft. Die zweite Bohrung wurde im Jahre 2004 in einer Tiefe von 2793 m aus finanziellen Gründen abgebrochen. Der untertägige Wärmetauscher ist schon 2002 geschaffen worden, soll aber auf das Doppelte erweitert werden. Alle Arbeiten an dem Erdwärmekraftwerk in Bad Urach wurden von Bundesumweltministerium finanziert.

Bei der Wirtschaftlichkeitsbetrachtung wird deshalb nur der finanzielle Aufwand für die Fertigstellung der Anlage Bad Urach berücksichtigt.

#### 5.6.2.1 Technische Prozessdaten

Temperatur im Gestein	: 173 °C
Austrittstemperatur aus dem Gestein	: 155 °C
Temperatur und Druck vor der Turbine	: 122 °C, 188 bar, Durchsatz 100 kg/s

Dabei wird von einer Fließgeschwindigkeit von 4 m/s in der vorhandenen Injektionsbohrung und von der Entfernung des Fisches (3,5") in der vorhandenen 7" Bohrung ausgegangen, sonst würden knapp über 5 m/s Fließgeschwindigkeit erreicht. In der neuen Förderbohrung sind größere Durchmesser und niedrigere Fließgeschwindigkeiten anzustreben.

Bruttoleistung Turbine	: 3.376 kW <sub>el</sub>
Volllaststunden	: 7.700 h, Erzeugung: 25.995 MWh/a
elektrischer Eigenbedarf	: 519 kW, 3.996 MWh/a

Das bisher verfolgte Projekt Bad Urach wurde bei 25 L/s Wasserdurchsatz (90 g/L Salz, 155–75 °C, Wirkungsgrad ORC-Anlage 11 %) mit 890 kW Brutto-Generatorleistung und 175 kW Eigenbedarf (100 kW Kraftwerk, 75 kW Tiefpumpe, 19,7 % Eigenbedarf) gerechnet.

Damit würde die Leistung mit 100 kg/s-Wasserdurchsatz  $890 \times 4 = 3.560$  kW betragen.

Die Überprüfung des mathematischen Prozessmodells mit dem Energieerhaltungssatz (potentielle und kinetische Energie der CO<sub>2</sub>-Moleküle in der Produktionsbohrung) ergab eine Abweichung des Modells von ca. 5 % in pessimistischer Richtung, also 122 °C vor der Turbine statt 128 °C.

Die korrigierte Leistung der scCO<sub>2</sub>-Turbine beträgt damit  $3.376 \times 1,05 = 3.544$  kW, also praktisch genauso viel wie bei der ORC-Anlage.

#### 5.6.2.2 Wirtschaftliche Daten

Restarbeiten untertage	: 8 Mio. €
------------------------	------------

Überirdischer Kreislaufteil	: 1 Mio.€
Projektmanagement	: 0,5 Mio. €
CO <sub>2</sub> -Füllung (3.000...100.000 t)	: 0,4 Mio. €
Kraftwerk:	
Hochdruckturbine	: 1.200 T€
Kondensator	: 400 T€
Kühltürme	: 500 T€
Kälteanlage	: 300 T€
Bau	: 500 T€
Rohrleitungen	: 300 T€
Chem. Wasseraufbereitung	: 250 T€
Brunnen	: 150 T€
Netzanschluss/E-Technik	: 400 T€
Leittechnik	: 200 T€
Summe:	: 4,2 Mio. €
Gesamtsumme	: 14,1 Mio.€
Kosten:	
Abschreibung 6 %	: 1,229 Mio.€
Eigenbedarf	: 0,254 Mio.€
Rest wie Projekt Sachsen	: 0,145 Mio.€
Summe	: 1,628 Mio.€
Einnahmen	: 3,544 Mio.€
Überschuss	: 1,916 Mio.€/a, 13,6 % Rendite

## 5.7 Zusammenfassung

Die thermodynamischen Prozessuntersuchungen zur Stromerzeugung haben eindeutig gezeigt, dass ein Erdwärmekraftwerk mit superkritischen CO<sub>2</sub> technisch durchgeführt und unter Berücksichtigung der EEG-Vergütung mit einem positiven wirtschaftlichen Ergebnis betrieben werden kann.

Trotz des Nachteils bei der Wärmekapazität gegenüber von Wasser, die im mittleren bei ca. 45 % liegt, wird durch Vorteile im thermodynamischen Kreislaufprozess, insbesondere durch den beträchtlich höheren Druck, und bei Annahme der gleichen Viskosität und Oberflächenspannung wie Wasser praktisch die ORC-Kraftwerksleistung auf Thermalwasserbasis erreicht. Dabei wird salzarmes HDR-Wasser vorausgesetzt.

Weitere Forschungen im Gestein müssen zeigen, dass mit dem Viskositätsvorteil des superkritischen CO<sub>2</sub> erstens Gesteine bzw. Bohrungen erschlossen werden können, die mit Wasser nicht zugänglich sind und zweitens ein Leistungsvorteil und damit auch Produktionsvorteil erzielt werden kann.

## **6 Geophysikalische Methoden**

### **6.1 Elektromagnetische Methoden zur Vorerkundung von Geothermiestandorten und zum In-situ-Monitoring künstlich erzeugter Kluftsysteme**

#### **6.1.1 Zusammenfassung**

Dieser Bericht gibt über die Ergebnisse der Machbarkeitsstudie zur elektromagnetischen Vorerkundung von HDR-Geothermiestandorten und zum Monitoring von hydraulisch erzeugten Rissystemen in einer Zieltiefe von 5 km Auskunft. Die Modellstudie hat ergeben, dass natürlich vorkommende Kluftsysteme, die eine wesentliche Bedeutung im Zusammenhang mit der Abgeschlossenheit des CO<sub>2</sub>-Kreislaufs besitzen, mit Hilfe der Magnetotellurik unter guten Bedingungen bis in eine Tiefe von etwa 4 km gesehen werden können. Voraussetzung in allen Simulationen ist das Vorhandensein leitfähiger Fluide in den Klüften, so dass sich das Kluftsystem makroskopisch als guter elektrischer Leiter darstellt. Simulationen petrophysikalischer Gesteinsmodelle auf verschiedenen Skalengrößen (von mikroskopischen Texturen im Millimeterbereich über einzelne, dünne Risse im Meterbereich bis zur makroskopischen Erscheinung ganzer Rissysteme im Kilometerbereich) haben es ermöglicht, die auftretenden elektrischen Leitfähigkeiten zu quantifizieren.

Die Studie zum Monitoring des künstlich erzeugten Kluftsystems durch die Methode der bohrlochgestützten Gleichstromgeoelektrik hat ergeben, dass das Kluftsystem durch geeignete Crosshole-Messungen elektrisch abgebildet und dreidimensional rekonstruiert werden kann. Darüber hinaus haben Studien zur elektrischen Anisotropie vorzugsorientierter Kluftsysteme ergeben, dass diese Eigenschaft der elektrischen Leitfähigkeit erheblich dazu beitragen kann, Kluftsysteme zu charakterisieren und unter realistischen Bedingungen (z.B. geologisches Rauschen, geringe isotrope Leitfähigkeitsunterschiede, anthropogene elektromagnetische Störungen) zu detektieren.

Insgesamt sehen wir die elektromagnetischen Methoden als geeignetes Komplement zur Erkundung und Begleitung des Projekts mit elastischen Wellenverfahren.

#### **6.1.2 Monitoring des Frac-Prozesses mit Widerstandsgeoelektrik**

Die vorliegende Studie skizziert die Möglichkeiten elektromagnetischer Verfahren der Geophysik bei der Standortvorerkundung von HDR-Geothermiekraftwerken sowie der Überwachung von hydraulisch erzeugten Kluftsystemen. Da die angestrebten Zieltiefen in der Größenordnung von 5 km liegen, erscheint für die Vorerkundung lediglich eine breitbandige Magnetotellurik (MT) zweckmäßig. Eine besondere Bedeutung beim Einsatz von superkritischem CO<sub>2</sub> kommt der Abgeschlossenheit des Fluidkreislaufs zu. Deshalb sucht man im Vorfeld der technischen Umsetzung ungeklüftete Bereiche der im Erzgebirge und in der Lausitz vorkommenden Granite. Mit der MT wollen wir natürliche Störungszonen, die bei Anwesenheit von salinaren Fluiden elektrisch kontrastieren, auffinden. Im Rahmen der Machbarkeitsuntersuchung führen wir daher in einem ersten Schritt Auflösungsstudien mit unseren MT-Simulationscodes (FRANKE *et al.* 2004) aus, um abschätzen zu können, bis zu welcher Tiefe Störungszonen erkennbar sind.

In einer weiteren Auflösungs- und Konzeptionsstudie simulieren wir gleichstromgeoelektrische Elektrodenkonfigurationen im Bohrloch, um die für den Wärmeaustausch künstlich erzeugten Rissysteme räumlich rekonstruieren zu können. Ziel der Studie ist der Vorschlag eines geeigneten Experimentaldesigns, um die Rissysteme überhaupt auflösen zu können. Beide Arten von Kluftsystemen – natürliche und künstliche – legen nahe, dass deren makroskopische elektrische Leitfähigkeit anisotrope Eigenschaften aufweist, deren Ausprägung das Kluftsystem charakteristisch beschreibt. Wir haben daher Modellstudien für elektrisch anisotrope Leitfähigkeitsstrukturen mit unseren Codes (LI & SPITZER 2005; FRANKE *et al.* 2004) durchgeführt.

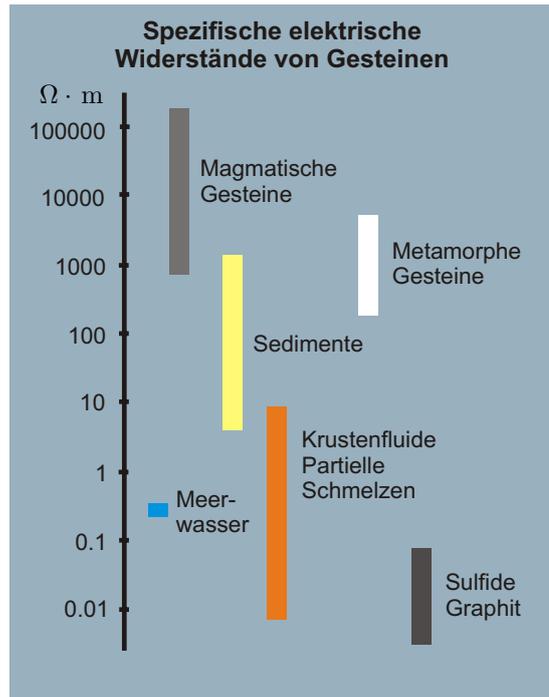


Abb. 21: Spezifische Widerstände von Gesteinen.

### 6.1.3 Die elektrischen Eigenschaften von Gesteinen mit vernachlässigbarem Leitfähigkeitsanteil der Matrix

Die spezifischen elektrischen Widerstände von Gesteinen überdecken einen Wertebereich von mehreren Zehnerpotenzen, wobei die meisten gesteinsbildenden Minerale schlechte Leiter mit  $\rho > 10^7 \Omega \cdot m$  darstellen (Abb. 21).

Die zur Berechnung der spezifischen Widerstände von Gesteinen mit vernachlässigbarer Matrixleitfähigkeit herangezogenen Gesteinsmodelle lassen sich in drei Gruppen klassifizieren:

- Gesteine als Anordnung ebenflächig begrenzter, parallel angeordneter Bestandteile,
- Gesteine als Anordnung diskreter leitender oder isolierender Elemente,
- Gesteinsmodelle mit variabler innerer Struktur.

Für die Abschätzung der elektrischen Eigenschaften von Granit hat ein Modell mit parallelen Platten die größte praktische Relevanz (Abb. 22). Die Vorstellung eines aus einer isolierenden

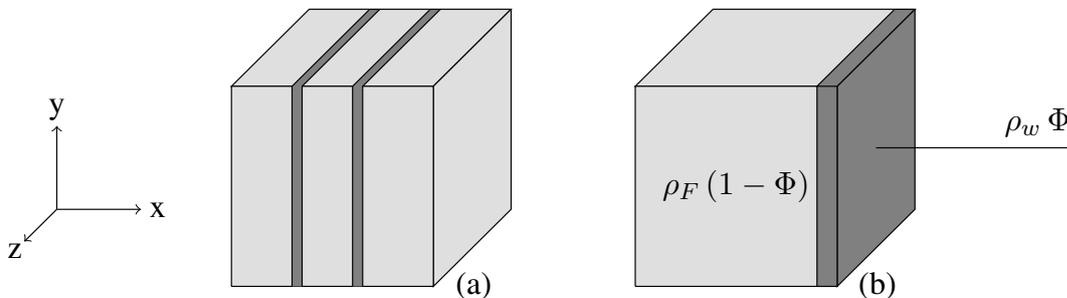


Abb. 22: Kluftekörpermodell mit zwei parallel verlaufenden elektrisch leitfähigen Platten, die in schlecht leitendem Material eingebettet sind (a). Es ergibt sich eine Porosität, die dem Volumenanteil der Klüfte entspricht(b).

Platte der Matrixsubstanz und einer leitenden Platte des Kluftinhaltes aufgebauten Modells führt zunächst bei Untersuchung des Stromflusses parallel zu den Trennflächen zwischen Poren- und Festmaterial zum trivialen Ergebnis

$$\rho_0 = \rho_w \Phi^{-1} \quad (\text{Gl. 5})$$

wobei  $\rho_0$  der spezifische elektrische Widerstandes des betrachteten Gesteinsvolumens,  $\rho_w$  der spezifische Widerstand der Poren- bzw. Kluftfüllung sowie  $\Phi$  die Porosität bzw. Klüftigkeit bedeuten. Für den spezifischen Widerstand der klutfreien Matrix gilt dabei  $\rho_F \rightarrow \infty$ . Für Stromlinien, die senkrecht zu den Trennflächenverläufen, geht  $\rho_0 \rightarrow \infty$ .

Für die spezifischen Widerstände des in Abb. 22 dargestellten Gesteinsvolumens erhält man für einen Stromfluss in  $x$ -Richtung

$$\rho_{\perp} = (1 - \Phi)\rho_F + \Phi\rho_w \quad (\text{Gl. 6})$$

Fließt der Strom dagegen in  $y$ - oder  $z$ -Richtung, wird deutlich, dass sich der Widerstand anisotrop verhält:

$$\frac{1}{\rho_{\parallel}} = \frac{1 - \Phi}{\rho_F} + \frac{\Phi}{\rho_w} \quad (\text{Gl. 7})$$

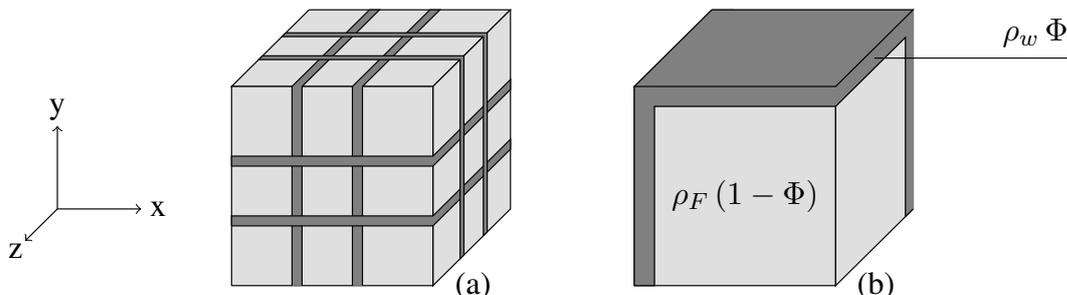
Speziell gilt dabei, dass bei einem Stromfluss längs der Schieferung geringere Widerstände als quer zur Schieferung gemessen werden, was sich mit der Annahme von parallel- bzw. in Reihe geschalteten Widerständen deckt.

Für die in Abb. 23 skizzierte Situation lässt sich die effektive isotrope Leitfähigkeit berechnen zu

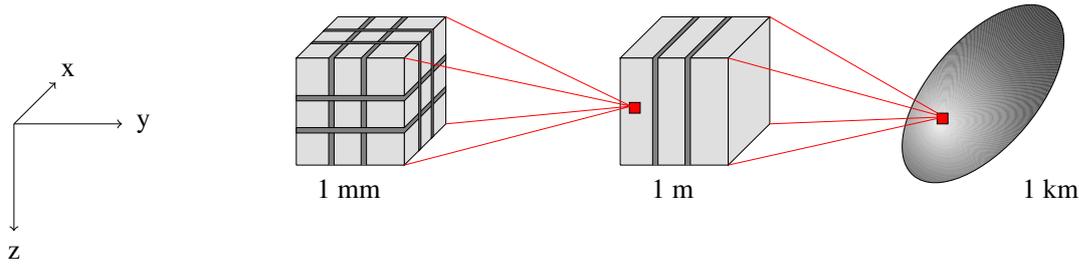
$$\sigma = \frac{2\Phi}{3}\sigma_w + \frac{3 - 2\Phi}{3 - \Phi}\sigma_F \quad (\text{Gl. 8})$$

Betrachtet man gesteinsbildende Minerale, so kann für die Matrixleitfähigkeit  $\sigma_F = 10^{-10}$  S/m abgeschätzt werden. Mit  $\sigma_F = 10$  S/m und einer Kluftporosität von  $\Phi = 10^{-4}$  ergibt sich daraus  $\sigma = 6,67 \cdot 10^{-4}$  S/m, was einem isotropen spezifischen Widerstand von  $1500 \Omega \cdot \text{m}$  entspricht. Bei einer leicht erhöhten Kluftporosität von  $\Phi = 1,5 \cdot 10^{-4}$  sinkt der spezifische Widerstand auf  $1000 \Omega \cdot \text{m}$ .

Der spezifische Widerstand eines typischen geklüfteten Granits lässt sich also mit  $\rho \geq 1000 \Omega \cdot \text{m}$  abschätzen. Es soll weiter gezeigt werden, wie sich eine zusätzliche Klüftung, die etwa nach hydraulischen Frac-Vorgängen auftritt, auf die elektrischen Eigenschaften des Gesteins auswirkt. Der Frac-Vorgang als technischer Prozess legt nahe, dass in einem gewissen Bereich eines horizontalen Bohrloches große hydraulische Drücke herrschen, die das Gestein in charakteristischer Weise aufreißen. Es wird davon ausgegangen, dass im Erfolgsfall derartige Risse ein System subvertikaler paralleler Klüfte bilden. Sind parallele Klüfte mit elektrisch gut leitendem



**Abb. 23:** Kluftkörpermodell mit in drei Raumrichtungen angeordneten parallel verlaufenden Klüften (a) und auf Volumenanteile reduziertes Leitfähigkeitsmodell (b).



**Abb. 24: Skalenlängenabhängige Betrachtung der elektrischen Eigenschaften.**

Material gefüllt, so herrschen anisotrope Leitfähigkeitsverhältnisse. Diese können einerseits vorteilhaft bei der numerischen Simulation geoelektrischer Messungen sein, andererseits auch typische Auswertegrößen liefern.

Abb. 24 verdeutlicht modellhaft die skalenabhängige Ausprägung elektrischer Leitfähigkeiten. Natürlich geklüfteter Granit ist in der kleinsten betrachteten Skalenlänge von etwa 1 mm isotrop und wird durch Hinzufügen von gerichteten Klüften im Meterbereich anisotrop, so dass das großskalige Kluftsystem im Kilometerbereich ebenfalls anisotrop charakterisiert ist. Im folgenden Abschnitt wird die Anisotropie quantitativ beschrieben.

### 6.1.3.1 Anisotropie

Reagiert ein elektrisch leitfähiges Material bei Anlegen eines elektrischen Feldes aus unterschiedlichen Richtungen mit unterschiedlich starkem Stromfluss, so ist das Material elektrisch anisotrop. Diese Verknüpfung kann für eine intrinsische Anisotropie durch einen Tensor der elektrischen Leitfähigkeit beschrieben werden:

$$\mathbf{j} = \tilde{\sigma} \mathbf{E} \quad (\text{Gl. 9})$$

Dieser Tensor beschreibt die Transformationseigenschaften der elektrischen Leitfähigkeit, wobei in jedem Punkt des Raumes das elektrische Vektorfeld in das Vektorfeld der elektrischen Stromdichte abgebildet wird. Im  $\mathbb{R}^3$  lautet  $\tilde{\sigma}$  bei Verwendung von kartesischen Koordinaten

$$\tilde{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 10})$$

Nach Hauptachsentransformation kann der Tensor in die Form

$$\tilde{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 11})$$

gebracht werden.

Die Transformation von einem kartesischen Koordinatensystem auf ein anderes kann mittels dreier aufeinander folgender Rotationen um EULER-Winkel realisiert werden. Zunächst wird das ursprüngliche Achsensystem  $xyz$  um die  $z$ -Achse gedreht, was auf ein neues Achsensystem  $\xi\eta\zeta$  führt. Dieses wird anschließend um die neue  $\xi$ -Achse gedreht. Das resultierende  $\xi'\eta'\zeta'$ -System wird schließlich um die  $\zeta'$ -Achse gedreht, wobei das endgültige  $x'y'z'$ -System erhalten wird. Zusammenfassend können diese Rotationen über Matrizen ausgedrückt werden, wobei die Drehungen jeweils im Uhrzeigersinn vorzunehmen sind:

$$\mathbf{R}_z(\alpha_s) = \begin{pmatrix} \cos(\alpha_s) & -\sin(\alpha_s) & 0 \\ \sin(\alpha_s) & \cos(\alpha_s) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 12})$$

$$\mathbf{R}_x(\alpha_d) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(\alpha_d) & -\sin(\alpha_d) \\ 0 & \sin(\alpha_d) & \cos(\alpha_d) \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 13})$$

$$\mathbf{R}_z(\alpha_l) = \begin{pmatrix} \cos(\alpha_l) & -\sin(\alpha_l) & 0 \\ \sin(\alpha_l) & \cos(\alpha_l) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 14})$$

Die Elemente der vollständigen Transformation  $\mathbf{R}$  kann man durch Multiplikation der einzelnen Drehungen erhalten:

$$\mathbf{R} = \mathbf{R}_z(\alpha_s)\mathbf{R}_x(\alpha_d)\mathbf{R}_z(\alpha_l) \quad (\text{Gl. 15})$$

Mittels der Drehmatrix und ihrer Transponierten ergibt sich für den Leitfähigkeitstensor

$$\tilde{\sigma}' = \mathbf{R}\tilde{\sigma}\mathbf{R}^T \quad (\text{Gl. 16})$$

### Beispiel

Wir betrachten einen leitfähigen Würfel mit Kantenlänge 1 m. Der Würfel repräsentiert Gestein mit einer Matrixleitfähigkeit von  $\sigma_F = 10^{-3}$  S/m. Durch das Gestein zieht sich eine Kluft mit  $\sigma_w = 1$  S/m (Abb. 25). Es soll gezeigt werden, dass sich die makroskopische Leitfähigkeitsstruktur durch eine anisotrope Beschreibung ausdrücken lässt. Nach (Gl. 6) und (Gl. 7) betragen die kartesischen Komponenten der elektrischen Leitfähigkeit

$$\tilde{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{\parallel} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{\perp} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{\parallel} \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 17})$$

mit  $\sigma_{\perp} = \sigma_F$ ,  $\sigma_{\parallel} = \sigma_w$ . Bei einer Kluftporosität von  $\Phi = 0,1$  beträgt  $\sigma_{\parallel} = 0,1$  S/m und  $\sigma_{\perp} = 10^{-3}$  S/m.

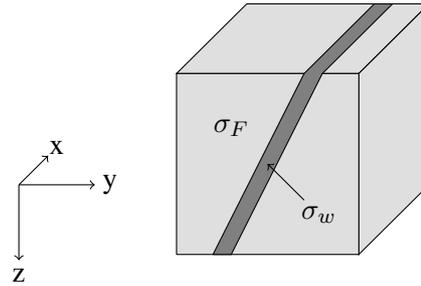
Die Kluft fällt mit  $\alpha_d = 26,6^\circ$  gegen die  $x$ - $y$ -Ebene ein. Für die skizzierte Situation ist also

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} 1,0000 & 0 & 0 \\ 0 & 0,8944 & -0,4472 \\ 0 & 0,4472 & 0,8944 \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 18})$$

womit der Tensor der anisotropen Leitfähigkeit (Gl. 17) nach Einsetzen der Zahlenwerte die Form

$$\tilde{\sigma}' = \begin{pmatrix} 0,1000 & 0 & 0 \\ 0 & 0,0200 & -0,0400 \\ 0 & -0,0400 & 0,0800 \end{pmatrix} \text{ S/m} \quad (\text{Gl. 19})$$

annimmt. Es gilt offenbar die Symmetrieeigenschaft  $\tilde{\sigma}' = \tilde{\sigma}'^T$ , welche auf allgemeinen thermodynamischen Überlegungen beruht und sich mit der Beobachtung deckt, dass sich beim Umpolen des äußeren Feldes zwar die Richtung des Stromflusses ändert, die Leitfähigkeit jedoch unverändert bleibt.



**Abb. 25:** Schräg einfallendes Kluftsystem mit Matrixleitfähigkeit  $\sigma_F$  und Kluftleitfähigkeit  $\sigma_w$ .

Für ein in  $x$ -Richtung wirkendes äußeres elektrisches Feld erscheint das Gestein mit der Leitfähigkeit von  $\sigma_{\parallel}$ . Bei äußeren elektrischen Feldern, die in  $y$ - bzw.  $z$ -Richtung orientiert sind, beobachtet man ein von den Hauptrichtungen abweichendes Stromsystem, dessen Komponenten durch die Spalten der betreffenden Zeilen des Tensors gegeben sind. Auf diese Weise erkennt man, dass die Stromdichte  $\mathbf{j}$  wegen

$$\begin{aligned} j_y &= \sigma_{yy}E_y + \sigma_{yz}E_z \\ j_z &= \sigma_{zy}E_y + \sigma_{zz}E_z \end{aligned}$$

nicht mehr parallel zum äußeren elektrischen Feld  $\mathbf{E}$  gerichtet ist.

Die Komponente  $\sigma_{zz}$  beträgt in diesem Fall 0,08 S/m. Eine in *COMSOL Multiphysics* durchgeführte 3D-FE-Simulation liefert analoge Ergebnisse. Es wurde ein äußeres elektrisches Feld von  $\mathbf{E} = (0, 0, 1)$  V/m als Randbedingung angenommen. Die effektive Leitfähigkeit in  $z$ -Richtung lässt sich als Verhältnis der räumlichen Mittelwerte der Komponenten der Stromdichte und des elektrischen Feldes ermitteln:

$$\overline{\sigma_{zz}} = \frac{\iiint j_z dV}{\iiint E_z dV} \quad (\text{Gl. 20})$$

Die numerische Auswertung von Gl. 20 liefert  $\overline{\sigma_{zz}} = 0,08$  S/m, was in Übereinstimmung mit dem Ergebnis theoretischer Vorüberlegungen ist (vgl.  $\sigma_{zz}$  in Gl. 19). Abb. 26 zeigt die Verteilung der  $z$ -Komponente der elektrischen Stromdichte in einer Ebene senkrecht zum Streichen der Kluftfläche.

Abb. 27 stellt die Verteilung der vertikalen Stromdichte sowie die elektrischen Stromfäden für ein äußeres elektrisches Feld  $\mathbf{E} = (0, 0, 1)$  V/m dar. Das Beispiel macht deutlich, dass das Auftreten von Verzweigungen zu toten Klüften führt, die nicht zum elektrischen Stromfluss beitragen.

### 6.1.3.2 Messung der Anisotropie

Bei Vorliegen elektrischer Anisotropie treten typische Merkmale im scheinbaren Widerstand auf, die mit klassischen Messkonfigurationen nicht erfasst werden können. Prominentester Vertreter derartiger Merkmale ist das Anisotropieparadoxon, das auftritt, wenn Messungen entlang oder quer zum Streichen einer einfallenden Anisotropie durchgeführt werden. Es liegt nahe, die Anisotropie über die vektorielle Messung des elektrischen Feldes für mehrere an der Erdoberfläche eingespeiste Stromsysteme zu rekonstruieren.

Unter dem Begriff *Tensorgeoelektrik* wird ein geoelektrisches Verfahren verstanden, mit dessen Hilfe der Tensor des scheinbaren spezifischen Widerstandes ermittelt werden kann. Insgesamt sind vier Einzelmessungen nötig, um alle Komponenten des Tensors bestimmen zu können.

Man benutzt zwei voneinander unabhängige bipolare Stromspeisungen und misst jeweils die elektrischen Felder in zwei Richtungen (vgl. Abb. 28).

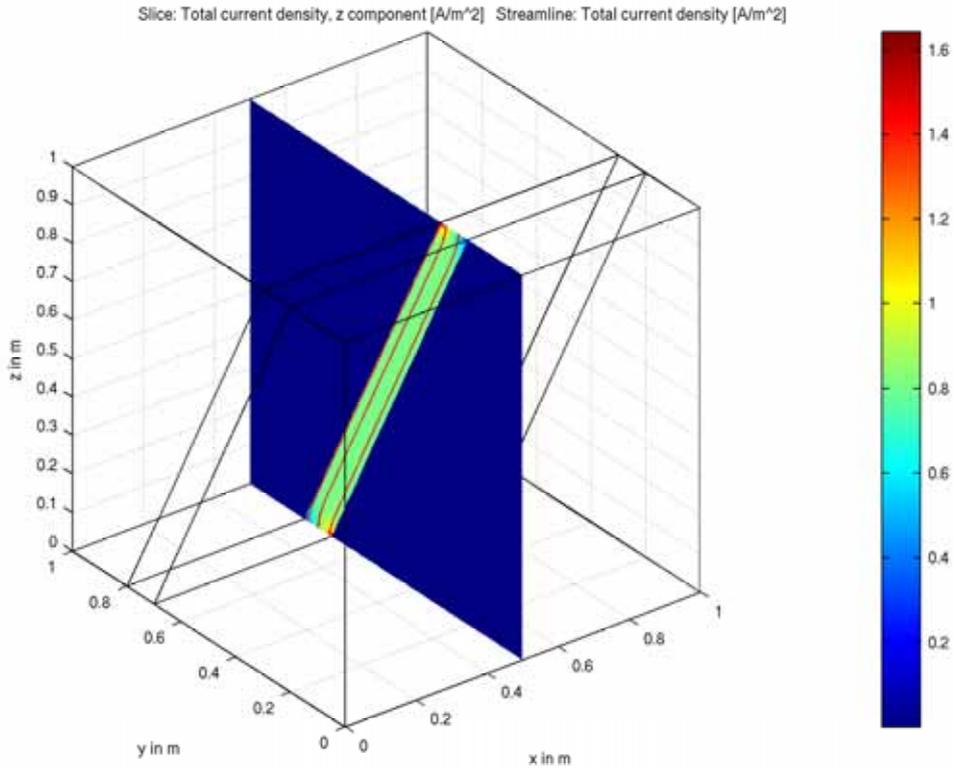


Abb. 26: Vertikalkomponente der elektrischen Stromdichte in A/m<sup>2</sup> für ein elektrisches Feld von  $E = (0, 0, 1)$  V/m.

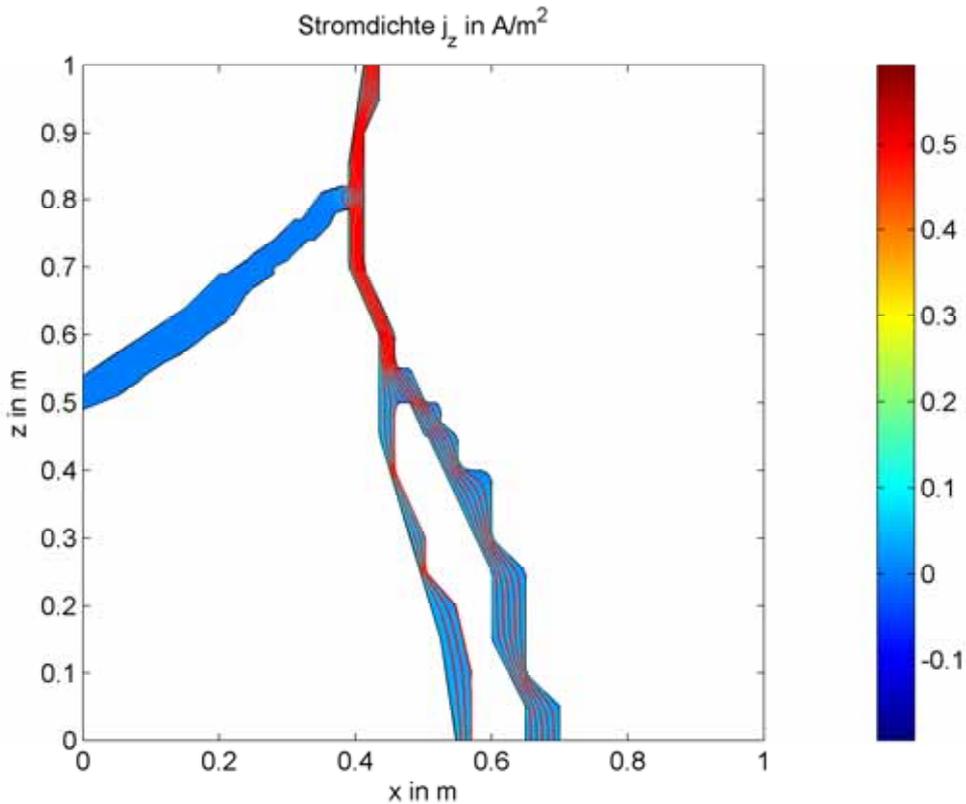
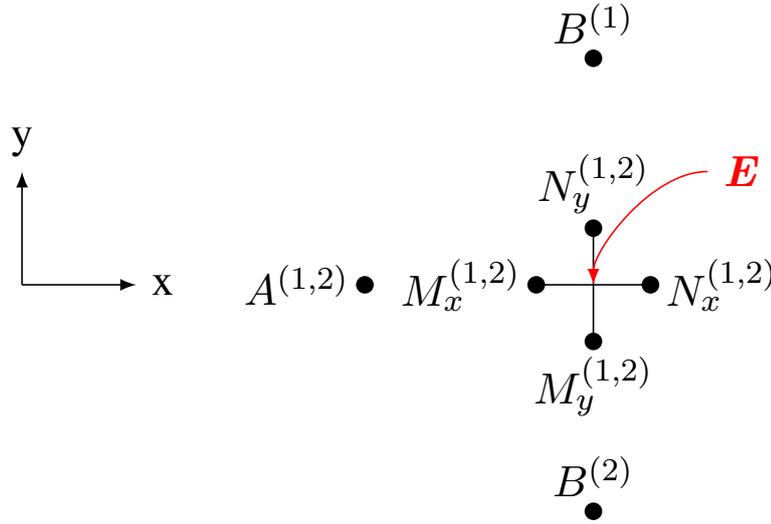


Abb. 27: Simulation der Stromdichteverteilung in einer vertikalen Kluft.



**Abb. 28:** Positionen der Stromelektroden ( $A, B$ ) und Potentialsonden ( $M, N$ ) für verwendete tensorgeoelektrische Messanordnungen. Die oberen Indizes beziehen sich jeweils auf die Nummer der Stromspeisung.

Die theoretische, nur für den homogenen Fall gültige Stromdichteverteilung  $\mathbf{j}^{(i)}$  am Messpunkt  $r$  ergibt sich für eine gegebene Stromspeisung über zwei Elektroden in  $r_A^{(i)}$  und  $r_B^{(i)}$  aus der Superposition

$$\mathbf{j}^{(i)} = \frac{I}{2\pi} \left[ \frac{r - r_A^{(i)}}{|r - r_A^{(i)}|^3} - \frac{r - r_B^{(i)}}{|r - r_B^{(i)}|^3} \right], i = 1, 2 \quad (\text{Gl. 21})$$

Der Stromdichtevektor wird in kartesische Komponenten zerlegt, z.B.  $\mathbf{j}^{(1)} = (j_x^{(1)}, j_y^{(1)})^T$ .

Die entsprechend der gewählten Stromspeisung  $i$  gesuchten Komponenten des elektrischen Feldes ergeben sich näherungsweise aus den gemessenen Spannungen, dividiert durch den Sondenabstand, z.B.

$$E_x^{(1)} \approx \frac{\Delta U^{(1)}}{\Delta x}$$

Man erhält schließlich vier Bestimmungsgleichungen für die vier Komponenten des Tensors des scheinbaren spezifischen Widerstandes:

$$\begin{pmatrix} E_x^{(1)} \\ E_y^{(1)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \rho_{xx} & \rho_{xy} \\ \rho_{yx} & \rho_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} j_x^{(1)} \\ j_y^{(1)} \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 22})$$

und

$$\begin{pmatrix} E_x^{(2)} \\ E_y^{(2)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \rho_{xx} & \rho_{xy} \\ \rho_{yx} & \rho_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} j_x^{(2)} \\ j_y^{(2)} \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 23})$$

Auflösen dieses Gleichungssystems nach den  $\rho_{ij}$  und Zusammenfassung liefert schließlich

$$\tilde{\rho} = \begin{pmatrix} \rho_{xx} & \rho_{xy} \\ \rho_{yx} & \rho_{yy} \end{pmatrix} = \frac{1}{|\mathbf{j}^{(1)} \times \mathbf{j}^{(2)}|} \begin{pmatrix} E_x^{(1)} j_y^{(2)} - E_x^{(2)} j_y^{(1)} & E_x^{(2)} j_x^{(1)} - E_x^{(1)} j_x^{(2)} \\ E_y^{(1)} j_y^{(2)} - E_y^{(2)} j_y^{(1)} & E_y^{(2)} j_x^{(1)} - E_y^{(1)} j_x^{(2)} \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 24})$$

wobei

$$|\mathbf{j}^{(1)} \times \mathbf{j}^{(2)}| = j_x^{(1)} j_y^{(2)} - j_x^{(2)} j_y^{(1)}.$$

Aus dem Tensor  $\tilde{\rho}$  können zwei Invarianten ( $P1$  und  $P2$ ) sowie sich daraus ergebende Kombinationen (z.B.  $P3$ ) abgeleitet werden:

$$P1 = \frac{1}{2} \text{spur}(\tilde{\rho}) = \frac{1}{2} \text{spur}(\rho_{xx} + \rho_{yy}) \quad (\text{Gl. 25})$$

$$P2 = \sqrt{\det \tilde{\rho}} = \sqrt{\rho_{xx}\rho_{yy} - \rho_{xy}\rho_{yx}} \quad (\text{Gl. 26})$$

$$P3 = \frac{1}{2}(\rho_{yx} - \rho_{xy}) \quad (\text{Gl. 27})$$

Zerlegt man den Tensor in seine symmetrischen und antisymmetrischen Anteile, erhält man

$$\begin{aligned} \tilde{\rho} &= \frac{1}{2} \begin{pmatrix} \rho_{xx} - \rho_{yy} & \rho_{xy} + \rho_{yx} \\ \rho_{xy} + \rho_{yx} & \rho_{yy} - \rho_{xx} \end{pmatrix} + \frac{1}{2} \begin{pmatrix} \rho_{xx} + \rho_{yy} & \rho_{xy} - \rho_{yx} \\ \rho_{yx} - \rho_{xy} & \rho_{xx} + \rho_{yy} \end{pmatrix} \\ &= A_1 \begin{pmatrix} \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ \sin 2\alpha & -\cos 2\alpha \end{pmatrix} + A_2 \begin{pmatrix} \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ -\sin 2\alpha & \cos 2\alpha \end{pmatrix} \end{aligned}$$

Es ergibt sich

$$A_1 = \frac{1}{2} \sqrt{(\rho_{xx} - \rho_{yy})^2 + (\rho_{xy} + \rho_{yx})^2} = \sqrt{P_1^2 + P_3^2 - P_2^2} \quad (\text{Gl. 28})$$

$$A_2 = \frac{1}{2} \sqrt{(\rho_{xx} - \rho_{yy})^2 + (\rho_{xy} - \rho_{yx})^2} = \sqrt{P_1^2 + P_3^2} \quad (\text{Gl. 29})$$

$$\tan 2\alpha = \frac{\rho_{xy} + \rho_{yx}}{\rho_{xx} - \rho_{yy}} \quad (\text{Gl. 30})$$

$$\tan 2\beta = \frac{\rho_{xy} - \rho_{yx}}{\rho_{xx} + \rho_{yy}} = \frac{P_3}{P_1} \quad (\text{Gl. 31})$$

Dabei ist  $\alpha$  der Winkel zwischen der Hauptachse des symmetrischen Anteils mit der  $x$ -Achse,  $\beta$  gibt den Grad der Abweichung von der Symmetrie an.

Der von einer gegebenen Anordnung von zwei Stromelektroden herrührende Stromdichtevektor am Ort  $r$  hat die Komponenten

$$\mathbf{j} = j(\cos \theta, \sin \theta)^T$$

Setzt man diese in das allgemeine Ohmsche Gesetz der Form Gl. 22 oder Gl. 23 ein, erhält man

$$\mathbf{E}(\theta) = j \begin{pmatrix} A_1 \cos(2\alpha - \theta) + A_2 \cos(2\beta - \theta) \\ A_1 \sin(2\alpha - \theta) - A_2 \sin(2\beta - \theta) \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 32})$$

Daraus kann der spezifische Widerstand ermittelt werden zu

$$\rho(\theta) = \frac{|\mathbf{E}(\theta)|}{j} = \sqrt{A_1^2 + A_2^2 + 2A_1A_2 \cos(2\theta - 2\alpha - 2\beta)}, \quad (\text{Gl. 33})$$

was einer Ellipsengleichung entspricht, die für  $\theta = \alpha + \beta$  mit der großen Halbachse  $a = \rho_{\max} = A_1 + A_2$  und bei  $\theta = \alpha + \beta \pm \pi/2$  mit der kleinen Halbachse  $b = \rho_{\min} = |A_2 - A_1|$  ihre Extremwerte besitzt.  $A_2 = \bar{\rho} = (\rho_{\max} + \rho_{\min})$  ist das arithmetische Mittel beider Extremwerte,  $P_2$  ist geometrisches Mittel von  $\rho_{\max}$  und  $\rho_{\min}$ . Die scheinbare Anisotropie wird durch

$$\lambda_s = \sqrt{\frac{\rho_{max}}{\rho_{min}}} \quad (\text{Gl. 34})$$

beschrieben.

Die Übertragung der tensorgeoelektrischen Anordnungen aus Abb. 28 wird nun wie folgt auf Bohrlochanordnungen übertragen, um Aussagen zur Anisotropie des künstlich erzeugten Rissystems zu erhalten. Dazu werden vier Bohrlöcher benötigt, die im oberen Teil jeweils senkrecht verlaufen und in zwei verschiedenen Zielteufen ( $z = 4800 \text{ m}$  und  $5200 \text{ m}$ ) horizontal abgelenkt werden, so dass die jeweils horizontalen Äste zweier Bohrungen in einer Zielteufe orthogonal zueinander verlaufen (Abb. 29). Das hydraulisch erzeugte Kluftsystem befindet sich dabei zwischen dem oberen und unteren Niveau der gekreuzten Horizontaläste der Bohrungen (Ellipsoid in Abb. 29). Die Elektroden der tensorgeoelektrischen Anordnung aus Abb. 28 können dann in den Horizontalbohrungen eines Teufenniveaus positioniert werden, um Aussagen über die Anisotropie des Kluftsystems zu gewinnen.

In Abb. 30 sind die großen und kleinen Halbachsen des anisotropen Widerstandstensors dargestellt. Bei kleinen Sondenabständen  $\overline{MN}$  ergibt sich eine gute Näherung der Tensorelemente. Die in Streichrichtung der Anisotropie zu erwartenden Werte für  $\rho_{xx}$  betragen  $285 \Omega\cdot\text{m}$ . Für  $\rho_{yy}$  wird  $1000 \Omega\cdot\text{m}$  erwartet. Bei großen Sondenabständen wirkt die Struktur auf Grund der integrierenden Wirkung der raumgreifenden Potentialmessung zunehmend wie ein isotroper Körper. Die scheinbare Anisotropie nähert sich in diesem Fall dem Wert 1.

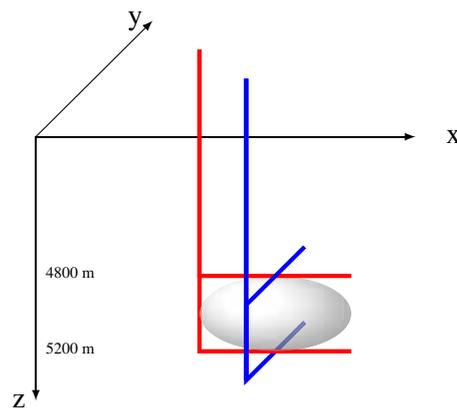


Abb. 29: Modell des HDR-Kluftsystems mit Frac- und Kontrollbohrungen. Das durch Hydrofrac entstandene System wird als Ellipsoid angenommen.

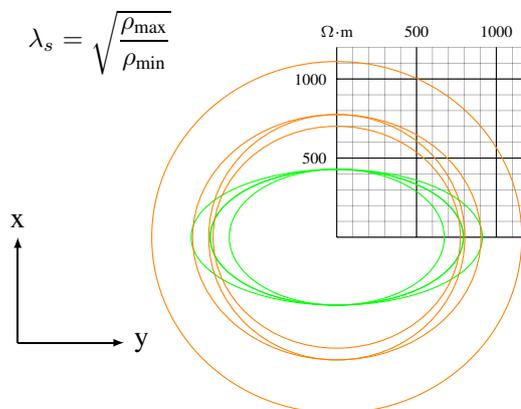


Abb. 30: Tensorauswertung: Ellipsen des scheinbaren anisotropen spezifischen Widerstandes mit den Hauptachsen  $\rho_{min}$  und  $\rho_{max}$  für verschiedene Stromsysteme und Potentialelektrodenabstände von  $10 \text{ m}$  (grüne Linie) und  $200 \text{ m}$  (orange Linie) in der Ebene  $z = 4800 \text{ m}$ .

### 6.1.3.3 3D Rekonstruktion des Kluftsystems

Für das in Abb. 31 dargestellte Modell des Kluftsystems wurden widerstandsgeoelektrische Bohrlochmessungen mit der Pol-Pol-Anordnung simuliert. Die Daten wurden jeweils zwischen zwei parallelen Horizontalbohrlöchern in zwei verschiedenen Teufen erfasst, wobei in der Teufe  $z = 4800$  m die Stromelektroden positioniert wurden. Es wurden insgesamt 31 Elektroden in  $x$ -Richtung und 11 Elektroden in  $y$ -Richtung genutzt. Für jede Stromeinspeisung wurden entlang des tiefergelegenen Bohrloches bei  $z = 5200$  m elektrische Potentiale bestimmt und daraus scheinbare spezifische Widerstände ermittelt. Die 1082 Einzelmessungen wurden einer Inversionsrechnung unterzogen, aus der die Verteilung der spezifischen Widerstände rekonstruiert werden kann.

Das Ergebnis (Abb. 32) zeigt, dass das Kluftsystem in Lage und Form bereits nach einem Inversionsschritt gut abgebildet wird. Die vorliegenden Ergebnisse zeigen, dass eine Überwachung des Zustandes von künstlich erzeugten Rissystemen möglich ist, wenn mehr als zwei Bohrlochsysteme zur Verfügung stehen. Die Beschränkung auf lediglich ein Bohrlochsystem liefert nur unzulängliche Informationen hinsichtlich der tatsächlichen Ausbildung von Kluftflächen im Granit.

Einschränkend ist festzustellen, dass die oben aufgeführten Methoden auf die Verwendung von Wasser als gut leitfähigem Frac-Fluid abheben. Die Nutzung von superkritischem CO<sub>2</sub> bereits in der Frac-Phase und dessen elektrische Eigenschaften sind noch unklar.

### 6.1.4 Kluftdetektion mit Magnetotellurik (MT)

Zeitliche Variationen des geomagnetischen Feldes induzieren in der leitfähigen Erdkruste ein niederfrequentes elektrisches Wechselfeld, das mit dem Fließen sehr schwacher tellurischer Ströme verbunden ist. Die Magnetotellurik misst zusätzlich zum elektrischen Feld das an die Stromsysteme gekoppelte Magnetfeld. Der Quotient aus elektrischer Feldstärke und magnetischer Feldstärke gibt Hinweise auf den mittleren spezifischen Widerstand der Krustengesteine bis zu einer Teufe, die durch die Frequenz der beobachteten Variation bestimmt ist. Untersucht man zeitliche Variationen unterschiedlicher Frequenzen, erhält man eine magnetotellurische Sondierung. Aus Sondierungen an mehreren Stationen kann die dreidimensionale Verteilung der spezifischen elektrischen Widerstände der Erdkruste ermittelt werden, wobei das räumliche Auflösungsvermögen mit der Tiefe stark abnimmt (Abb. 34).

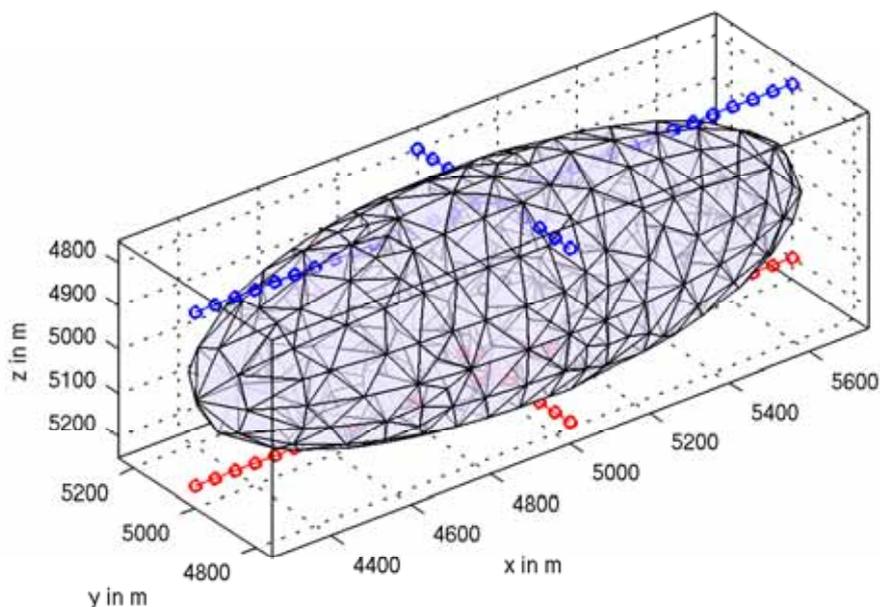


Abb. 31: 3D-Modell des Kluftsystems mit möglichen Positionen von Stromelektroden (blauer Kreis) und Potentialsonden (roter Kreis)

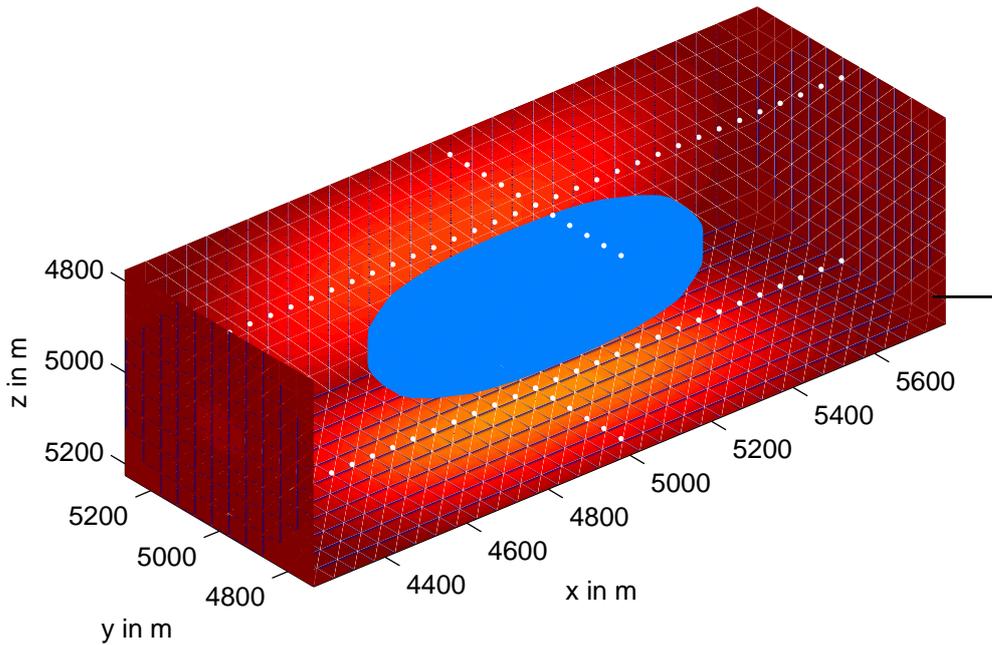


Abb. 32: Rekonstruktion der spezifischen Widerstände aus simulierten Daten.

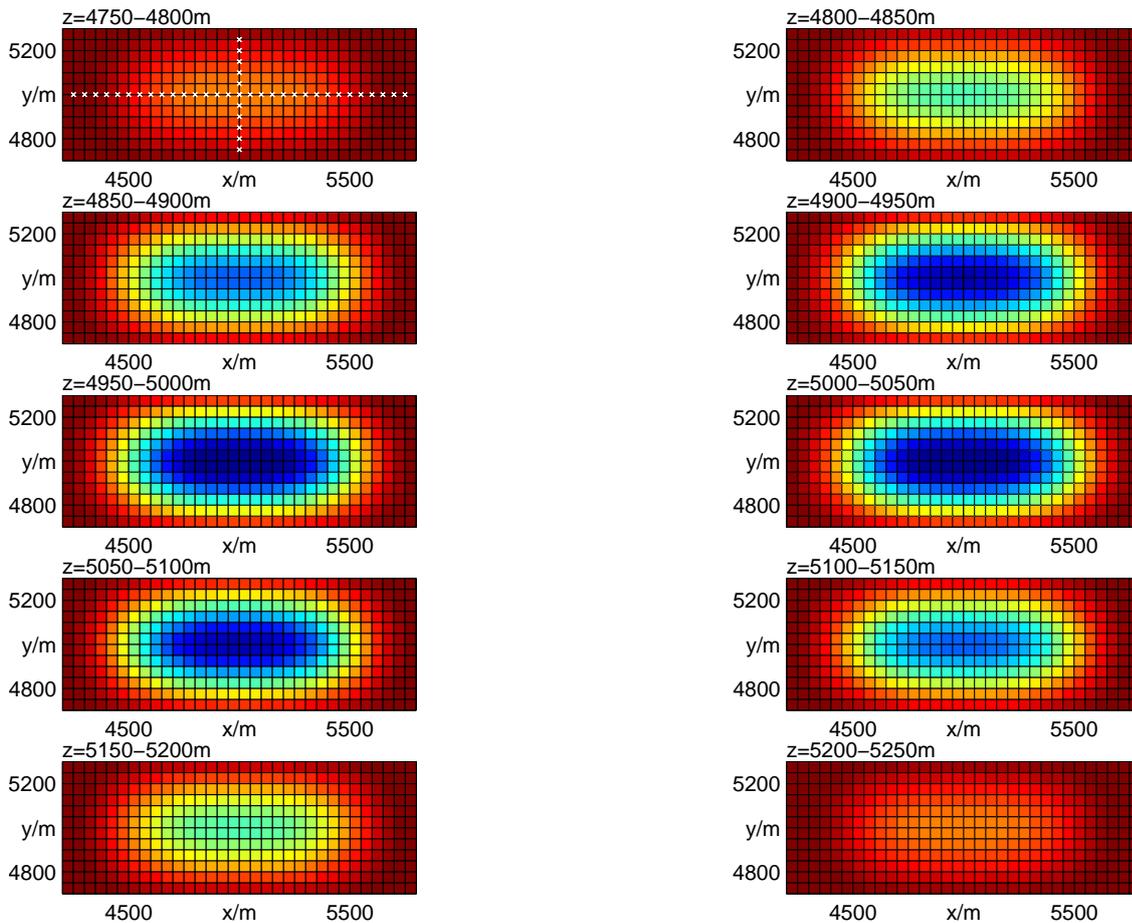


Abb. 33: Tiefenscheiben der spezifischen Widerstände aus simulierten Daten.

Falls tiefreichende Klufftörungs- oder Dislokationszonen bis nahe an die Erdoberfläche reichen, ist die Anwendung von superkritischem CO<sub>2</sub> problematisch, da ein unkontrolliertes Entweichen des Fluids zu möglichen Gefährdungen für Mensch und Tier führen kann. Es erscheint zweckmäßig, derartige regionale Störungszonen mit magnetotellurischen Untersuchungen nachzuweisen. Um die Detektierbarkeit von Klufftoren abzuschätzen, wurde das Modell einer vertikalen halbinendlichen Platte gewählt, deren Breite 1 km beträgt (Abb. 35).

Die Plattenoberkante wurde schrittweise von der Erdoberfläche bis in eine Tiefe von 6 km verschoben. Der Halbraumwiderstand beträgt  $1000 \Omega \cdot \text{m}$ , der Widerstand der Platte ist anisotrop mit  $\rho_{\parallel} = 100 \Omega \cdot \text{m}$ ,  $\rho_{\perp} = 1000 \Omega \cdot \text{m}$ .

Die entsprechenden Anomalien für scheinbaren spezifischen Widerstand und Phase für E- und H-Polarisation sind in Abb. 36 bis Abb. 39 für einen Periodenbereich von  $10^{-2}$  bis 100 Sekunden in Abhängigkeit von der Oberkantentiefe der Platte zusammengestellt.

Im Rahmen der MT-Vorstudie sollte zunächst skizziert werden, mit welchen Anomalien in  $\rho_a$  und Phase unter optimistischen Bedingungen gerechnet werden kann. Aus den Abb. 36 bis Abb. 39 ist klar zu erkennen, dass nutzbare Informationen stark von der Tiefenlage und gewählten Periode abhängen. Befindet sich die Kluft in Tiefen unterhalb von 4000 m, ist der Anomalieeffekt kleiner als eine Fehlerschranke von 10 % in  $\rho_a$  und  $3^\circ$  in der Phase. In einem weiteren Untersuchungsstadium werden die synthetischen Daten 2D-Inversionsrechnungen unterzogen.

### 6.1.5 Schlussfolgerungen

Die anisotropen elektrischen Eigenschaften von Klufftsystemen eröffnen neue Wege zur Detektion und Charakterisierung geklöffter Bereiche. Anisotropie kann sowohl mit natürlich vorkommenden als auch künstlich erzeugten Klüften assoziiert sein. Die Magnetotellurik bietet im Rahmen der Vorerkundung Möglichkeiten, Klufftsysteme bis in etwa 4 km Tiefe zu erkennen. Die in-situ Crosshole-Geoelektrik ist in der Lage unter bestimmten Voraussetzungen künstlich erzeugte Klufftsysteme zu sehen, wenn die Elektrodenanordnungen in unmittelbarer Nähe zum Klufftsystem installiert werden können. Unsere Simulationsrechnungen haben uns ermöglicht, die Auswirkungen fluidgefüllter Klufftsysteme auf die elektrische Leitfähigkeit skalenerübergreifend zu quantifizieren. Damit erweisen sich elektromagnetische Methoden als durchaus geeignet, um die Anlage und Planung von HDR-geothermischen Kraftwerken mit zerstörungsfreien Erkundungsmethoden zu begleiten. Sie sind komplementär zum Einsatz von seismischen Methoden und können damit in erheblichem Maß zum Verständnis des Untergrundes beitragen.

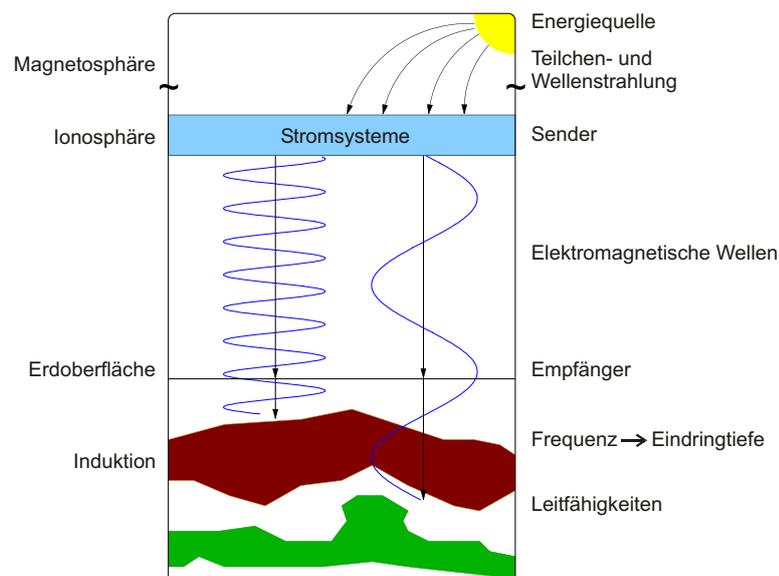


Abb. 34: Prinzipskizze der magnetotellurischen Methode.

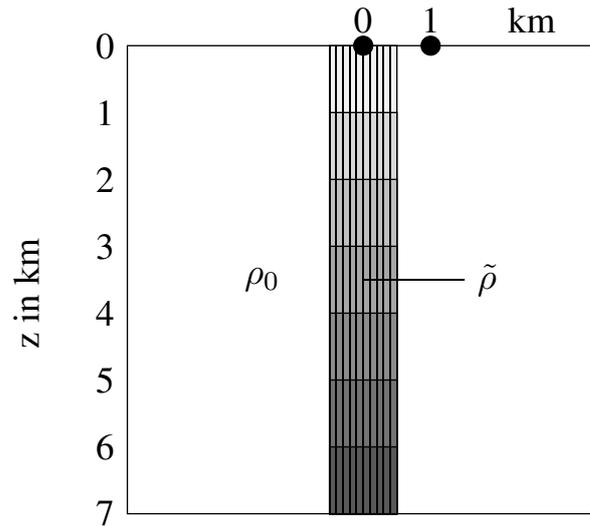


Abb. 35: Kluftmodell MT: Die Oberkante einer anisotropen halbunendlichen Platte wird schrittweise in größere Tiefen verschoben. An den mit 0 und 1 markierten Punkten werden Messungen simuliert.

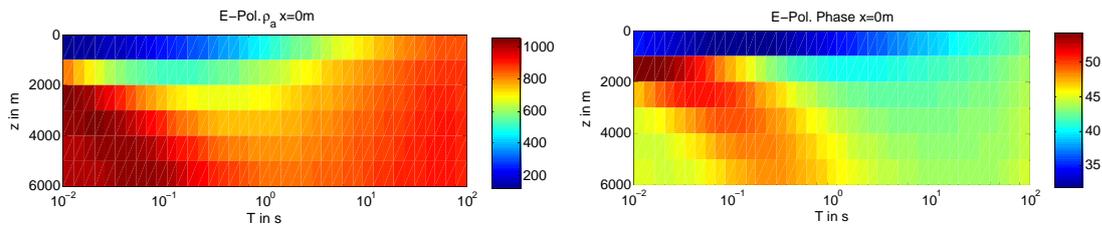


Abb. 36:  $\rho_a$  in  $\Omega \cdot m$  und Phase in Grad für  $x = 0$  km, E-Pol.

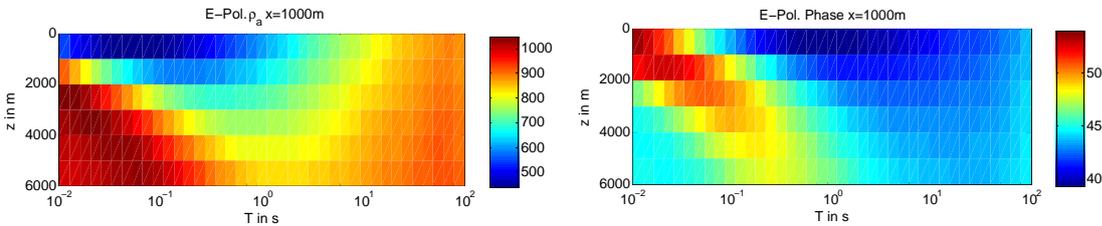


Abb. 37:  $\rho_a$  und Phase für  $x = 1$  km, E-Pol.

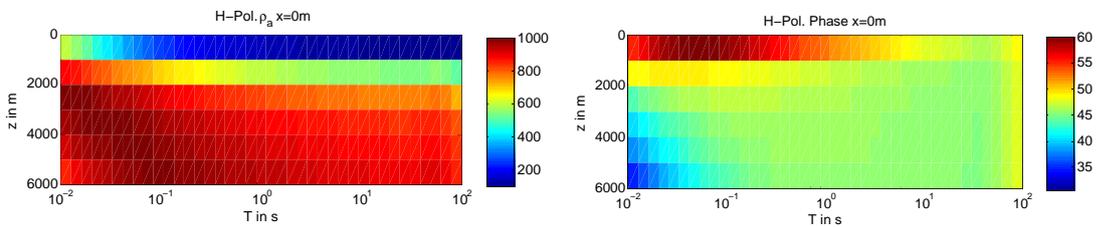


Abb. 38:  $\rho_a$  und Phase für  $x = 0$  km, H-Pol.

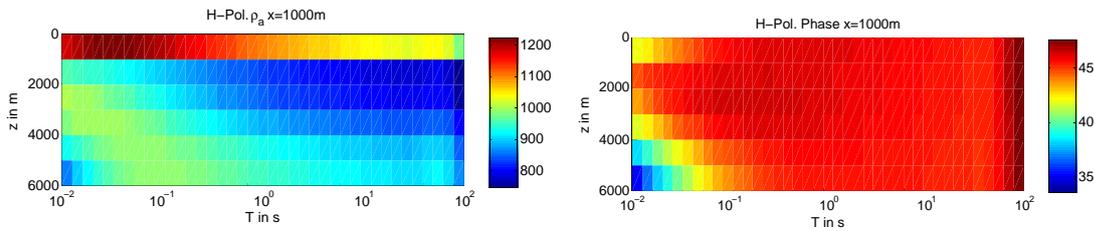


Abb. 39:  $\rho_a$  und Phase für  $x = 1$  km, H-Pol.

## 6.2 Geophysikalische Bohrlochmessung und Hydraulic Fracturing

Ökonomisch sinnvolle Verstromung geothermischer Energie setzt großvolumige Kluftverhältnisse in der Formation in Tiefen  $> 4000$  m voraus. Ein Volumenstrom an heißem Wasser von  $100 \text{ m}^3/\text{h}$  erfordert bei einer Fluidgeschwindigkeit von  $10^{-5} \text{ m/s}$  einen Gesamtquerschnitt des Kluftsystems, welcher dem Querschnitt eines Kreiszyinders mit einem Durchmesser von ca.  $60 \text{ m}$  (PFENNER 2005) entspricht.

Dazu sind vorhandene Klüfte aufzuweiten oder neue zu schaffen (Stimulation). Zugleich müssen bei Verwendung von superkritischen CO<sub>2</sub> als Wärmeträgerfluid die aktiven Kluftsysteme, zur Vermeidung von Verlusten des Zirkulationsmediums, im Liegenden und Hangenden hydraulisch isoliert sein.

Das regionale tektonische Spannungsfeld wird lokal durch zahlreiche Störungen beeinflusst. Erst die Kenntnisse des resultierenden lokalen Spannungsfeldes sowie vorherrschender Kluftsysteme ermöglichen es, in Hot-Dry-Rock-Systemen (HDR) hydraulische Frac-Verfahren zur Klufterweiterung effektiv einzusetzen (Tab. 14).

Geophysikalische Bohrlochmessungen dienen der in-situ Bestimmung von Eigenschaften der Formation aus physikalischen Parametern. Die Messungen werden dabei sowohl

- während des Bohrens (Measurement While Drilling, MWD) um formationsorientiert aktiv den Bohrprozess zu steuern oder
- nach Ziehen des Bohrgestänges mit Sonden am Kabel (Wireline Logging) im offenen Bohrloch durchgeführt.

Tab. 9: Anwendungen für geophysikalische Bohrlochmessungen.

Parameter	Sonde/Log	Interpretationsaufwand
geometrische Größen (Kaliber, Azimut, Inklination)	Dip Log, Inklinometer	gering
Geothermischer Gradient	Temperaturlog	gering
Wärmestromdichte		
Wärmeleitfähigkeit	Spezial-Sonde	mittel
Radiogene Wärmeproduktion	Spektrale Gamma Logs	gering
Mechanische	Akustik-Logs, Dichte Log,	mittel
Gesteinseigenschaften	Akustische Image Logs (UBI)	gering
Kluftdetektion	Bohrkernuntersuchungen	
	4- oder 6-Arm-Kaliberlog	gering
	Azimuthal Resistivity Imager (ARI)	gering
	Fokussiertes Elektriklog (FEL)	mittel
	Dip-Meter-Log (Dip)	mittel
	Akustische Image Logs (UBI)	mittel
	Elektrische Image Logs (FMI)	mittel
Spannungsanisotropie der Formation	Stoneley-Wellen Logs	hoch
	6-Arm-Kaliber-Log	hoch
	Akustische Image Logs (UBI)	hoch
	Dipole-Shear Imager (DSI)	sehr hoch
Hydraulische Eigenschaften	Packer-Druckversuche	hoch
Frac-Ortung	3-Komponenten-Bohrlochgeophone	hoch
Bohrlochausbau / Produktion	Production-Logging-Tools	mittel

Ansprechpartner zur Durchführung von Bohrlochmessungen in Teufen > 4000 m sind:

- Schlumberger GmbH, Oilfield Services, Rudolf-Diesel-Straße 23, 49377 Vechta, Tel.: 04441-9530, Fax: 04441-953113
- Baker Hughes, Christensenstrasse 1, 29221 Celle, Tel.: 05141-2030, Fax: 05141-203296

Fokussierend auf die Hot Dry Rock Geothermie sind die in Tab. 9 gelisteten Einsatzgebiete für geophysikalische Bohrlochmessungen denkbar.

### **6.2.1 Geothermischer Gradient, Terrestrische Wärmestromdichte, Wärmeleitfähigkeit**

Die Temperatur des Zirkulationsmediums wird in erster Linie durch die Teufe bestimmt. Differenzierungen des geothermischen Gradienten ergeben sich aus lokalen und regionalen Veränderungen im strukturellen Bau und Ausbildung des tieferen kristallinen Untergrundes.

Die Kenntnis des regionalen terrestrischen Wärmestromdichtefeldes ist eine wichtige Voraussetzung für alle geothermischen Problemstellungen. Zu ihrer Bestimmung aus Temperaturgradientenmessungen in Bohrlöchern wird die Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsformationen benötigt. Liegen diese Daten mit ausreichender Genauigkeit und vertikaler Auflösung vor, so lässt sich die vertikale Änderung der Wärmestromdichte ermitteln, aus deren regionaler Verteilung eine Abschätzung der Anteile von konduktivem und advektivem Wärmetransport möglich ist. Auch für die Langzeitmodellierung eines geothermischen Aquifers stellt die Wärmeleitfähigkeit einen wichtigen Eingangsparameter dar. Die Wärmeleitfähigkeit eines Gesteins ist erheblich von der Gesteinstemperatur und vom Druck in der jeweiligen Teufe abhängig.

Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit kann sowohl durch Labormessungen an Bohrkernen und Bohrklein sowie Abschätzungen aus dem Mineralbestand mittels physikalischer Gesteinsmodelle als auch durch *in-situ* Messungen der Wärmeleitfähigkeit mittels spezieller Bohrlochsonden (BURKHARDT *et al.* 1988, 1993) erfolgen (vgl. Kapitel 8.2.1). Generell nimmt die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen mit zunehmender Temperatur ab. Demgegenüber wird eine Zunahme um ca. 10% für die Wärmeleitfähigkeit in dem Druckbereich von 0 bis 50 MPa beobachtet. Messungen der Wärmeleitfähigkeiten im Labor müssen, wenn sie unter atmosphärischen Bedingungen durchgeführt wurden, dies rechnerisch berücksichtigen (KUKKONEN *et al.* 1999).

### **6.2.2 Radiogene Wärmeproduktion**

Die natürliche radiogene Wärmeproduktion ist die dominierende Wärmequelle in der Kruste. Alle natürlichen radioaktiven Isotope generieren zu einem gewissen Grad Wärme, jedoch ist nur die Wärme aus der Zerfallsreihe <sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U, <sup>232</sup>Th sowie aus dem Zerfall des Isotops <sup>40</sup>K geologisch bedeutsam. Träger der natürlichen Radioaktivität der Gesteine sind demnach das Kalium-Isotop <sup>40</sup>K, das in die stabilen Isotope <sup>40</sup>Ca und <sup>40</sup>Ar zerfällt, und die Uran-Isotope <sup>235</sup>U und <sup>238</sup>U sowie das Thorium-Isotop <sup>232</sup>Th, die sich über Zerfallsreihen in die stabilen Blei-Isotope <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb und <sup>208</sup>Pb umwandeln.

Die Spektralanalyse der beim radioaktiven Zerfall dieser Isotope auftretenden Gammastrahlung erlaubt eine hochauflösende Bestimmung der Massenkonzentrationen von Kalium, Uran und Thorium in Gesteinsproben. Eine Ermittlung der Gehalte an U, Th, K ist auch mit der Röntgenfluoreszenzmethod oder Massenspektrometrie möglich (vgl. Tab. 19 im Anhang). Aus diesen Gehalten lässt sich die radiogene Wärmeproduktion berechnen. Uran besitzt dabei die höchste spezifische Wärmeproduktion.

Die radiogene Wärmeproduktion kann auch durch Auswertung der integralen Gammastrahlung geschätzt werden (z.B. BÜCKER & RYBACH 1996), wenn die Konzentrationsverhältnisse Th/U und K/U nahezu konstant sind.

Erzgebirgsgranite (Abb. 40):

- Die radiogene Wärmeproduktion  $A$  im gesamten Erzgebirge ( $1,4 \dots 3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) ist im Vergleich zum globalen Durchschnittswert der Kruste ( $0,58 \dots 1,31 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) signifikant erhöht. In den Granitarenalen der ca. 15 km mächtigen Kruste werden  $A = 6,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$  er-

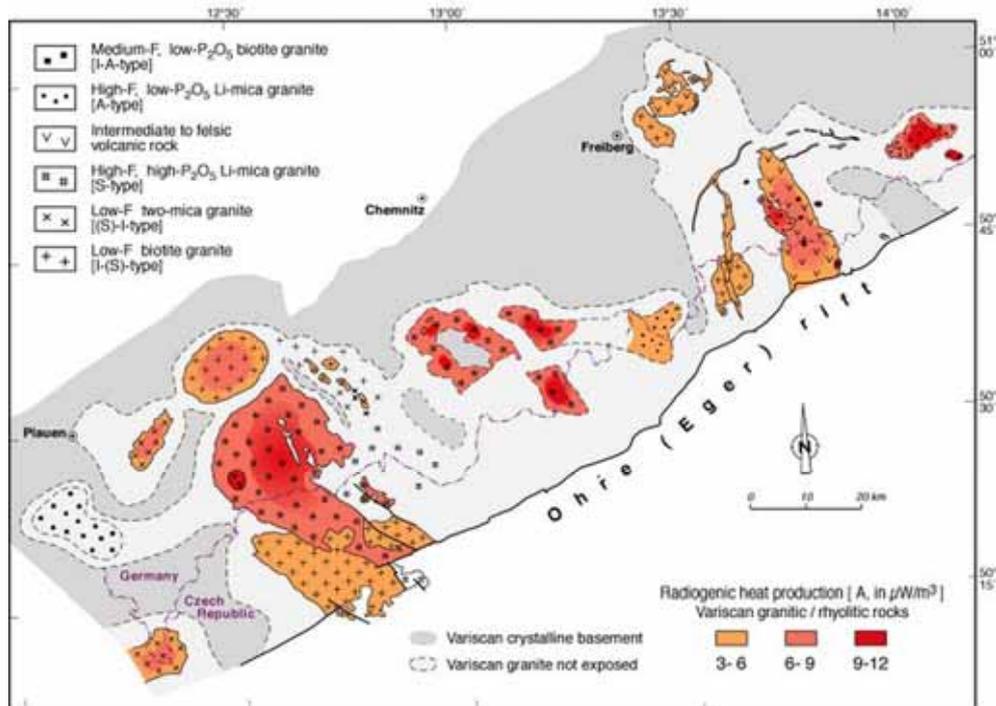


Abb. 40: Verteilung der radiogenen Wärmeproduktion in den Graniten des Erzgebirges (FÖRSTER & FÖRSTER 2000).

reicht, dies entspricht annähernd dem 4-fachen des globalen Durchschnittes für die obere Kruste ( $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Lokale Unterschiede in der radiogenen Wärmeproduktion ergeben sich durch unterschiedliche Granittypen, Grad der Fraktionierung und Intensität der Alteration (FÖRSTER & FÖRSTER 2000).

- Die Oberflächenwärmestromdichte (Berechnung aus Temperaturgradient und Wärmeleitfähigkeit) beträgt  $q_s = 90 \dots 110 \text{ mW}/\text{m}^2$  (Abb. 40). Dabei ist zu bedenken, dass ein hoher Oberflächenwärmestrom nicht zwingend in Verbindung mit konvektiven Wärmetransport im Mantel (CERMAK & RYBACH 1991) oder advektiven Wärmetransport durch Fluide entlang tieferreichender Störungen (HURTIG & OELSNER 1979) steht.
- Aktuelle Vergleiche integraler und spektraler Gamma Logs und Labormessungen an 20 Granitproben aus 665...1234 m Tiefe zur Abschätzung der radiogenen Wärmeproduktion im Erzgebirge zeigen Werte im Bereich von  $A = 3,21 \dots 11,68 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Durchschnittswert:  $A_o = 6,4 \pm 2,03 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (HOLUPIREK 2005).

### 6.2.3 Mechanische Gesteinseigenschaften aus geophysikalischen Untersuchungen

Die Ableitung mechanischer Eigenschaften der Formation wie

- dynamische elastische Parameter (Elastizitätsmodul, Schermodul, Poissonzahl)
- Anisotropie

basiert vorwiegend auf akustischen Messungen zur Ableitung von P- und S-Wellengeschwindigkeiten (z.B. Sonic Digital Tool SDT) und dem Dichtelog sowie auf Vergleichen mit Bohrkernanalysen und Images der Bohrlochwand unter Anwendung kommerzieller Software wie Impact Integrated Mechanical Properties Analysis Computation Technique (ADAMS *et al.* 1994) oder Mechanical Properties Log (TIXIER *et al.* 1973). Anisotropien der Scherwellengeschwindigkeiten lassen sich aus ausgerichteten Scherwellenlogs (Dipole Shear Imager DSI) unter Anwendung der „Alford-Rotation“ (DELLINGER *et al.* 2001) ermitteln.

Neben den geophysikalischen Messverfahren sind die aus der Geomechanik bekannten direkten Messverfahren anzuwenden, um die Gesteinsparameter zu ermitteln. Eine ausführliche Darstel-

lung dazu sowie zur Messung von Gebirgsspannungen findet sich beispielsweise in FECKER & REIK (1996). Zur Messung von Gesteinseigenschaften zählen beispielsweise ein- oder mehrachsige Zug- und Druckversuche, die in klein- oder großmaßstäblichen Versuchen sowie *in-situ* durchgeführt werden können.

#### 6.2.4 Klufdetektion

Zur Charakterisierung von Klüften nach Merkmalen wie

- Klufftyp; z.B. natürlich, eben, brekziös, durch Lösungsvorgänge erweitert, lagerungsdruckinduziert, spannungsinduziert (Abb. 41)
- Klufflage (Einfallswinkel, -richtung)
- Kluffüllung (offen, zementiert)
- Klufföffnungsweite
- Kluffrequenz

hat sich insbesondere die kombinierte Interpretation bildgebender Verfahren durchgesetzt. Mittels elektrischer Widerstandsverfahren (z.B. FMI) gelingt der Nachweis offener, mit Spülung gefüllter oder gut zementierter Klüfte bei ausreichendem Messwertkontrast zum umliegenden, möglichst homogenen oder strukturfreien Gestein. Akustische Reflexionsverfahren sprechen auf die mit Klüften einhergehende ‚Rauhigkeit‘ der Bohrlochwand an.

Mit abnehmenden Klufföffnungsweiten sinkt die Chance ihrer Detektierbarkeit. Die Anwendung von Bildbearbeitungsverfahren (Abb. 42) verbessert sowohl Auflösung als auch Charakterisierung (JETSCHNY 2005).

#### Klüfte > 10 mm

- Azimuthal Resistivity Imager (ARI), kontaktlos, MWD, radiales Eindringen in Formation, 100 % Abtastung der Bohrlochwandfläche, vertikale Auflösung ca. 20 cm bzw. 8 Zoll (SCHLUMBERGER 1993)
- Kaliberlog, MWD oder Wireline Logging, mechanische Detektion.

#### Klüfte 10 mm...1 mm

- Fokussierte Elektriklogs (FEL) in Festgesteinen bei nicht zu hohen Gebirgswiderständen, MWD oder Wireline Logging. Keine azimuthale Auflösung, FEL dient z.B. auch der Überprüfung der Dichtigkeit von Kunststoff-Brunnenrohren.
- Ultrasonic Borehole Imager (UBI), Wireline Logging, MWD, Messung von Amplitude und Laufzeit der an der Bohrlochwand reflektierten Schallwellen. Die Reflexionsamplitude des Signals wird neben dem Impedanzverhältnis zwischen Formation und Spülung insbesondere von der ‚Rauhigkeit‘ der Bohrlochwand bestimmt. UBI reagiert demnach empfindlicher auf Änderungen der Oberfläche der Bohrlochwand als auf Änderungen in der Lithologie. Klüfte lassen sich nur aus der zugehörigen Rauhigkeit nachweisen. Diese ist bei natürlichen Klüften durch Randausbrüche während des Bohrens größer als bei den Klüften die ausschließlich durch den Bohrvorgang erzeugt wurden. 100 % Abtastung der Bohrlochwandfläche. (SCHLUMBERGER 2002a).
- Fullbore Formation Micro Imager (FMI), hochauflösende Messung des elektrischen Widerstands, Wireline Logging. Die vertikale Auflösung erreicht ca. 5 mm (0,2 Zoll) unter bestimmten Bedingungen ist auch ein Schichtennachweis bis 0,1 Zoll möglich. Die Auflösungsgrenze resultiert aus dem Durchmesser der Punktelektroden auf den Pads/Flaps. 80 % Abtastung der Bohrlochwandfläche (SCHLUMBERGER 2002b).

Abb. 43 zeigt Vergleiche von FMI-, ARI- und UBI-Images in wässriger Spülung. Die hochauflösende Darstellung des elektrischen Widerstandes im FMI-Image weist deutlich auf eine Formation mit komplexem Klufsystemen hin. Das ARI-Image spiegelt einige der größeren Störungen mit reduzierter Auflösung wider. Im FMI-Image sind Klüfte erkennbar welche sowohl im UBI-Image als auch im ARI-Image auftreten (X38...X39 m, offene Klüfte) sowie einige, die nur im UBI-Image sichtbar sind (X39...X39,5 m, flache Klüfte). Bei Merkmalen, die klar im FMI-Image erkennbar sind und im UBI-Image jedoch fehlen, handelt es sich um bohr-

induzierte Klüfte (X45...X49 m). Diese sind nicht tief genug, um im ARI-Image zu erscheinen und haben auch zu wenig „Rauhigkeit“ besitzen um im UBI-Image erkannt zu werden. Bei dem Merkmal welches von FMI und ARI nicht erkannt nur im UBI-Image erscheint (X42...X42,5 m) handelt es sich um einen spannungsinduzierten Bohrlochwandausbruch (Breakout).

### Klüfte < 1 mm

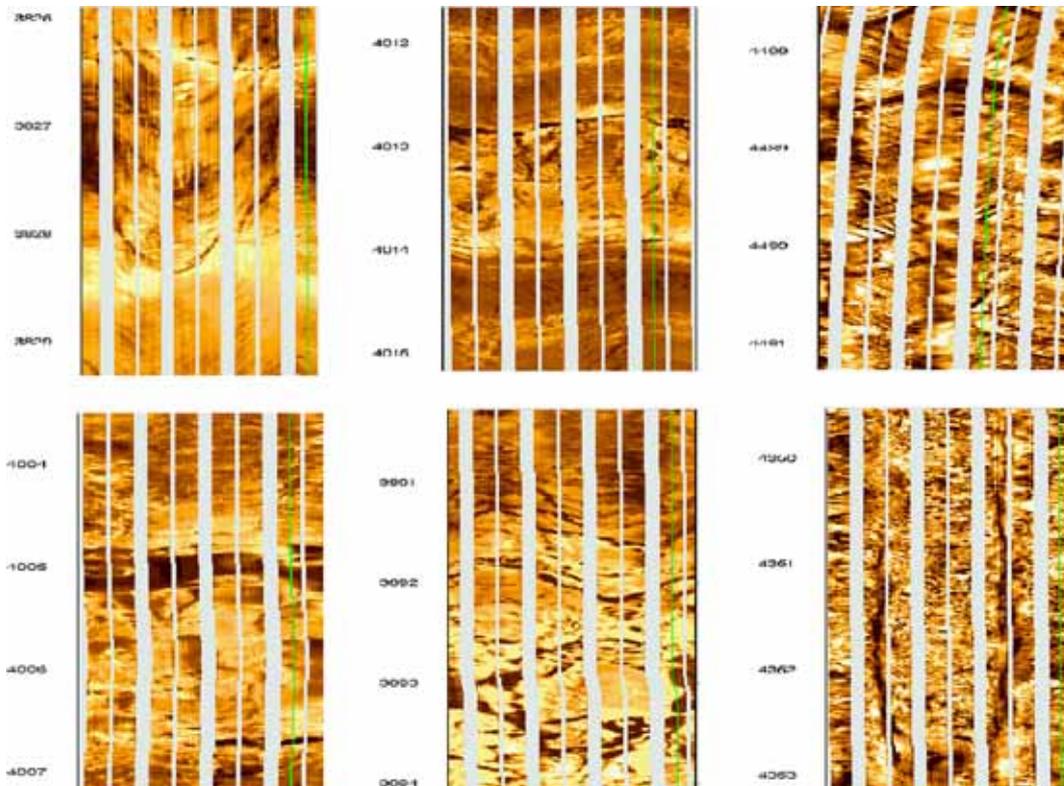
Ein Nachweis von Klüften < 1 mm – wie sie in Graniten in größeren Tiefen am wahrscheinlichsten sind – kann möglicherweise mittels akustischer Verfahren erfolgen. Denkbar ist sowohl die Auswertung von Scherwellen als auch Stoneley-Wellen (Wireline Logging).

Zur Detektion entsprechender Stoneley-Reflexionen an Klüften aus den Wellenbildern werden Entwicklungen spezieller Filter zur Wellenbildbearbeitung (DIETRICH 2005) sowie Modellierungen der Wellenausbreitung (HORNBY *et al.* 1989) erforderlich (Abb. 44).

Auch mittels FMI können Klüfte < 1 mm – entsprechende Leitfähigkeitskontraste vorausgesetzt – erkannt werden. Das Samplingintervall (Standard = 0,1 Zoll) ist dann allerdings so zu verkleinern, dass eine Messposition mit Kluft zwischen den Elektroden gewährleistet ist. Weil die Elektrodengröße beim FMI ca. 5 mm beträgt, werden leitfähige Klüfte auch wesentlich geringerer Kluftöffnungsweiten auf 5 mm Kluftöffnungsweite „aufgeblasen“, was bedeutet, dass auch Haarrisse in der Messung als „fette“ Klüfte erscheinen. Die vom FMI gemessenen, durch Klüfte hervorgerufenen Widerstandsänderungen sind eine Funktion der Leitfähigkeit des in der Kluft vorhandenen Mediums (üblicherweise Spülung bzw. Filtrat) und der Kluftöffnungsweite.

Ist die Leitfähigkeit des Mediums in der Kluft bekannt (Spülungswiderstand) lässt sich auch die Kluftöffnungsweite aus der Widerstandsänderung berechnet werden. Berechnungen der Kluftöffnungsweiten, basierend auf diesem Prinzip mit der Software ‚Borview‘ (SCHLUMBERGER 2005b) werden seit ca. 10 Jahren angeboten (Abb. 45, persönliche Information von Herrn K. Schwab, Schlumberger GmbH, Vechta).

Aus dem Abbild des natürlichen Kluftsystems können Stimulationsmaßnahmen modelliert wer-



**Abb. 41:** Auswahl von Klufttypen (von oben links, nach unten rechts): ebene Klüfte, durch Lösungsvorgänge erweiterte Klüfte, durch Sedimentationsdrücke verursachte Klüfte, stark hydraulisch leitfähige Zonen, Klüfte in Brekzie, spannungsinduzierte Klüfte (aus SCHWAB 2005).

den. Mit entsprechender Software (z.B. ECLIPSE) erfolgen in Fallstudien Prognosen zu Zirkulationssystemen und daraus energetische Bewertungen zu Wärmetauscherflächen.

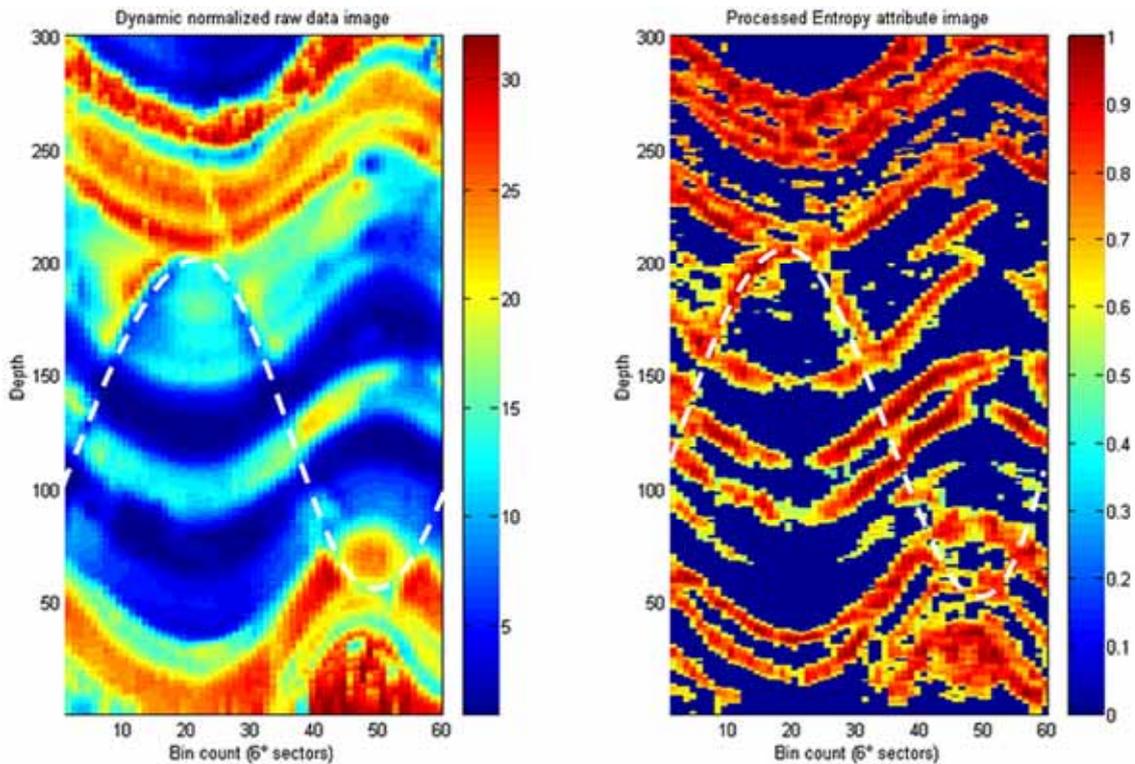


Abb. 42: Kluftdetektion (weiß gestrichelt) mittels FMI und Bildprocessing: normierte (einheitslose) Widerstandsverteilung 0-360° (links) und daraus berechnete Entropie (rechts). Daten: Baker Inteq StarTrak-MWD Imager, Teufenintervall 0...300 mm (JETSCHNY 2005).

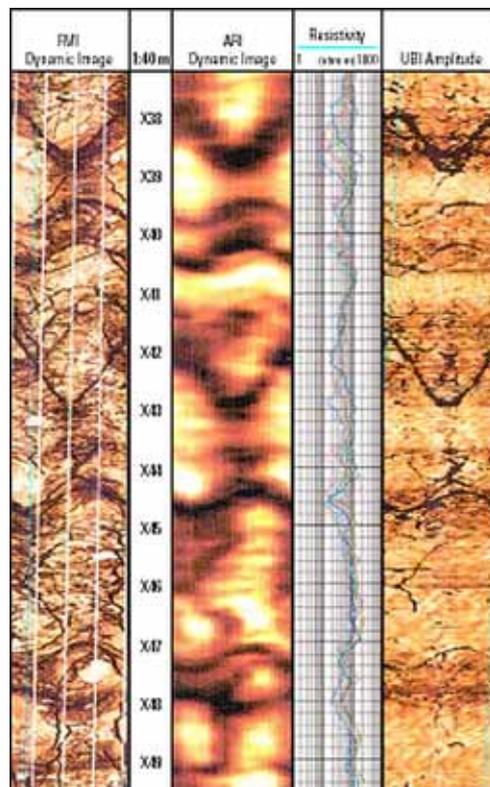


Abb. 43: FMI-, ARI- und UBI-Images. Verschiedene Kluftattribute lassen eine Unterscheidung in offene und geschlossene, tiefe und flache sowie in natürliche und hydraulisch induzierte Klüfte zu (SCHLUMBERGER 2002a).

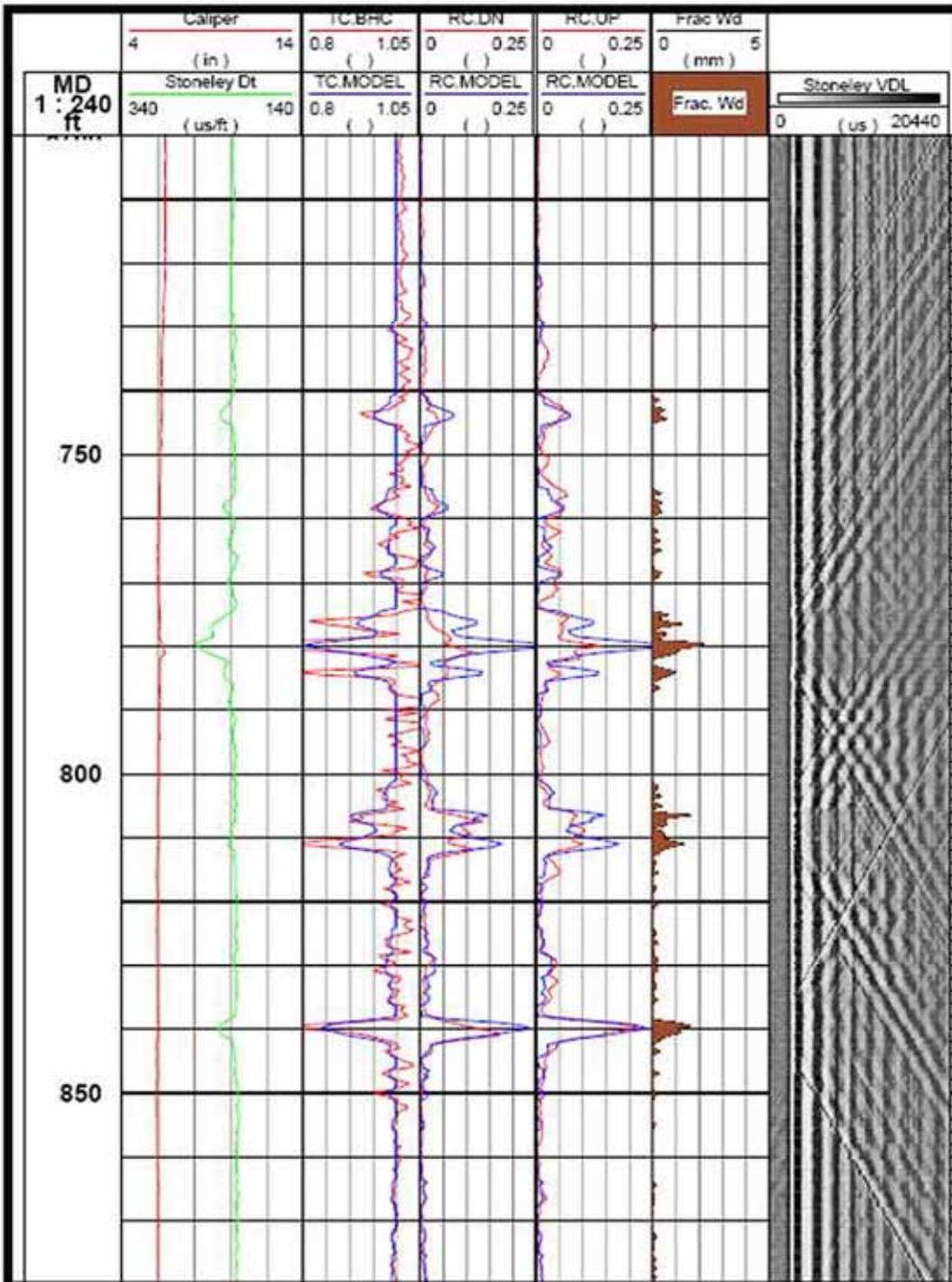


Abb. 44: Kluftweitenbestimmung aus Stoneley-Wellen-Reflektivität (SCHWAB 2005).

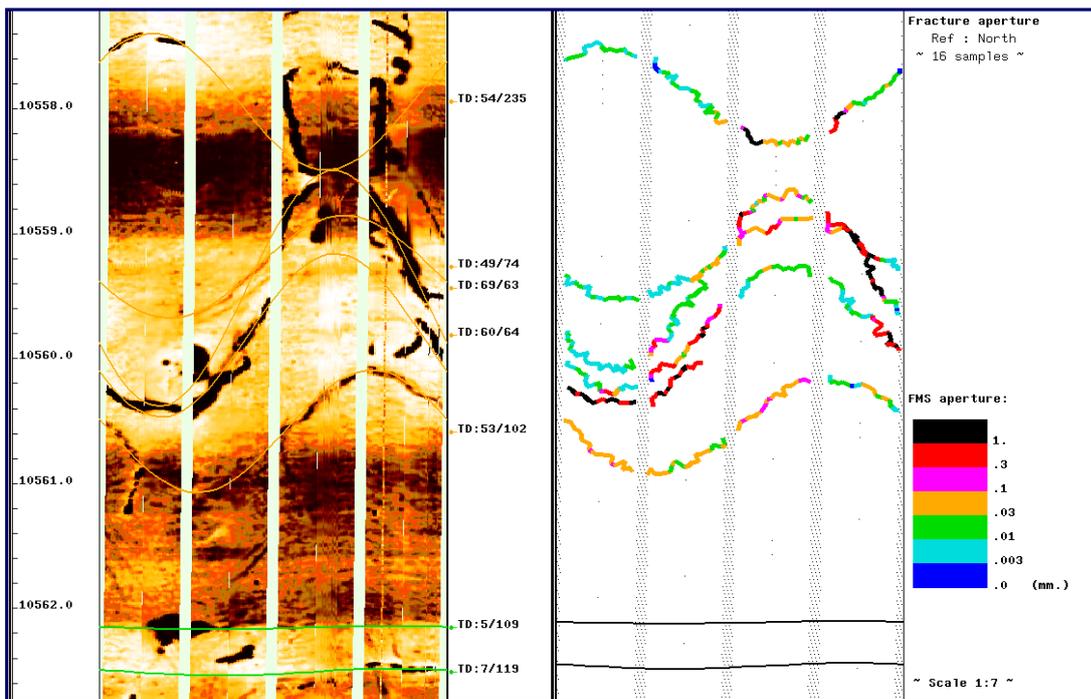


Abb. 45: Kluftöffnungsweiten aus FMI Image und elektrischer Widerstandsmessung (SCHWAB 2005).

### 6.2.5 Spannungsanisotropie der Formation

Die Magnitude der kleinsten Hauptspannungen kann durch Frac-Tests ermittelt werden (z.B. ZOBACK *et al.* 1982, 1998). Diese können sowohl in unverrohrten (open hole) als auch in perforierten zementierten Sektionen durchgeführt werden. Der „hydrofrac“ breitet sich senkrecht zur minimalen Hauptspannung aus. Frac-Tests sind mit erheblichem Zeitaufwand verbunden, da die perforierten Abschnitte erst wieder zementiert werden müssen bevor eine nächste Messung beginnen kann, außerdem lassen sich die Frac-Tests nicht in einem Arbeitsgang (mehrstufig) abhandeln.

Um einen kompletten Spannungstensor (Orientierung) über das Bohrloch zu erhalten sind zusätzlich zu oben erwähnten Maßnahmen auch Kenntnisse aus bildgebenden Verfahren (z.B. UBI, FMI), wie z.B. durch Kompressions-, Scher- oder Zugspannung hervorgerufene Bohrlochausbrüche, zu berücksichtigen. Methodik und Software sind unter dem Begriff SFIB (Stress and Failure of Inclined Boreholes) zusammengefasst und werden in der Erdöl/Erdgas-Industrie standardmäßig angewandt (z.B. PESKA & ZOBACK 1995). Der vollständige Spannungstensor kann auch im Labor mit akustischer Durchschallung unter variablen Drücken an aus orientierten Bohrkernen geschnittenen Quadern bestimmt werden, z.B. RACOS (BRAUN 2003). Zusammenhängende teufenbezogene Informationen in Form eines Logs können mit o.g. Verfahren allerdings nicht erhalten werden.

In den letzten Jahren wurden deshalb vielseitige Bemühungen zur Entwicklung von Interpretationsverfahren zur kontinuierlichen Spannungsanalyse aus Logs forciert, z.B.:

- Quantitativer Nachweis von Formationsspannungen in geneigten Bohrungen mit beliebigen Konturen unter Nutzung kommerzieller Sonden in porösen Gesteinen durch Rekonstruktion und Inversion der bohrlochinduzierten Scherwellen-Geschwindigkeitsanisotropie aus Sonic-Logs (TANG *et al.* 1999a; PRETZSCHNER & LINDNER 2004).
- Qualitative Spannungsanalyse aus Dipole-Crossovers in kreisrunden Bohrungen unter Nutzung speziell entwickelter Scherwellengeber/-empfänger durch orientierte Frequenzanalyse breitbandiger Scherwellen-Logs (MAO 1987; MANDAL 1999; SINHA *et al.* 2000).
- Qualitative Spannungsanalyse durch Vergleich von P- und S-Wellen Logs (TANG *et al.* 1999b).

- Qualitative Spannungsanalyse mittels rotierender Geber-Empfänger-Anordnungen unterschiedlicher Eindringtiefe (WINKLER 2005).

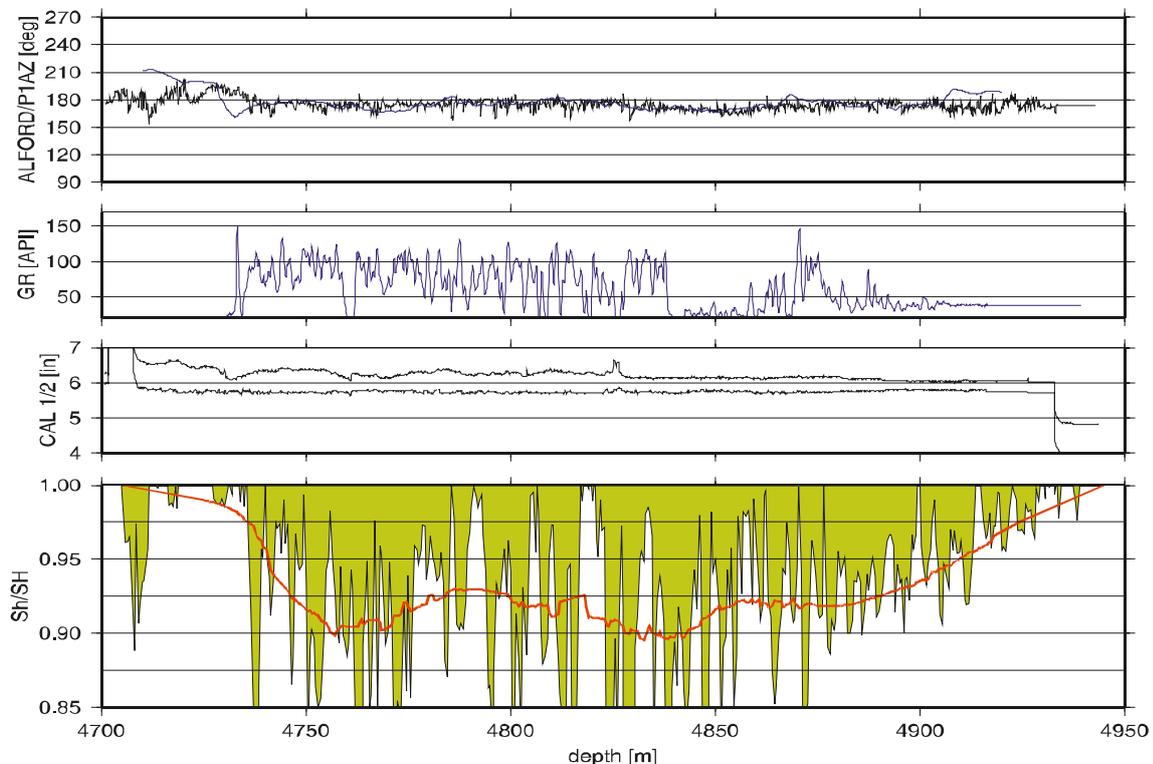
Routineverfahren zur kontinuierlichen Spannungsanalyse sind nicht bekannt.

### 6.2.6 Forschungsbedarf zur kontinuierlichen Spannungsanalyse aus Logs (z.B. Interpretationsverfahren)

Der quantitative Nachweis von Formationsspannungen durch Rekonstruktion und Inversion der bohrlochinduzierten Scherwellen-Geschwindigkeitsanisotropie“ ermöglicht bisher nur quantitative und kontinuierliche Aussagen zum Verhältnis minimaler zu maximaler Spannung  $Sh/SH$  (Spannungsanisotropie) in porösen Formationen (Erdgasspeichersandsteinen), wobei die von Dipole-Shear Imager Sonden (DSI) erzeugten Cross-Dipole-Shear-Sonic-Logs ausgewertet werden. Konstruktiv bestehen die bei Erdöl-/Erdgasbohrungen zunehmend im Routinebetrieb eingesetzten DSI-Sonden aus zwei zueinander senkrecht angeordneten Ultraschallgebern (Dipolquellen mit 3...5 kHz Vorzugsfrequenz), welche – azimutal gerichtet – Energie in die Formation einstrahlen. Diese Schallenergie wird durch verschiedene Wellenarten innerhalb der Formation transportiert und von ebenfalls senkrecht zueinander angeordneten Empfänger-Arrays registriert. Die Bewertung der pro „Schusspunkt“ registrierten 32 Wellenbilder von 8 Geber-Empfängerkombinationen mittels „In-Bohrloch-Tomographischer Rekonstruktion (IBTR)“ ermöglicht es, eine 3D-Verteilung der Scherwellengeschwindigkeit radial und azimutal in einem Sektor um das Bohrloch zu rekonstruieren.

Klüfte polarisieren die Scherwelle in eine schnelle und eine langsame Komponente (Scherwellensplitting). Spannungsanisotropien  $Sh/SH$  erzeugen charakteristische Verteilungen der Scherwellengeschwindigkeiten um das Bohrloch, welche durch Scherwellensplitting noch verstärkt werden. Beide Effekte lassen sich durch Vergleiche der Scherwellengeschwindigkeit in unterschiedlichen Azimuten in der Formation voneinander trennen (Dekomposition).

Quantitative Information zu  $Sh/SH$  werden aus Vergleichen mit einer Modellierung der Scher-



**Abb. 46:** In situ Spannungsanisotropie einer Rotliegendbohrung: 1) Vergleich ALFORD-Rotation (Winkel zwischen Sonde und minimaler bzw. maximaler Scherwellen-geschwindigkeit) mit Sonden-Azimut, 2) Gamma-Log, 3) Differential-Kaliber-Log, 4) Verhältnis zwischen minimaler  $Sh$  und maximaler Spannung  $SH$  in der Formation.

wellen-Geschwindigkeitsverteilung aus vorgegebener Spannungsanisotropie abgeleitet. Dazu sind allerdings Kenntnisse von Koppelkoeffizienten zwischen Spannung und Scherwellengeschwindigkeit der jeweiligen Gesteinsformation erforderlich, welche experimentell mittels Druckversuchen zu bestimmen sind. Untersuchungen an Gasbohrungen in Rotliegendesedimenten für Teufen um 5000 m (PRETZSCHNER & LINDNER 2004) ergaben für  $Sh/SH$  Werte von 0,88...1,00 und deuteten komplexe lokale Spannungssituationen an (Abb. 46). Erfahrungen für die Bestimmung  $Sh/SH$  im schallharten Festgestein mit geringer Porosität liegen noch nicht vor. Scherwellensplitting ist in Graniten jedoch beobachtet worden (HOLMES *et al.* 1993).

Wegen der geringen radialen Unterschiede der Scherwellengeschwindigkeiten weisen bisherige Untersuchungen für  $Sh/SH$  bereits recht große Streuungen auf. Bei Anwendungen im „Festgestein“ dürfte sich – bedingt durch noch kleinere Unterschiede der radialen Scherwellengeschwindigkeiten – die Streubreite weiter vergrößern, was für die Anwendung in geothermischen Reservoiren eine anspruchsvolle Optimierung der Dekomposition erforderlich macht.

Zur Bestimmung der Klufrichtungen in der Formation bietet sich auch die Methode der ALFORD-Rotation (DELLINGER *et al.* 2001) an (Abb. 46). Diese ist ein virtuelles Ausrichten des Azimuts der DSI-Sonde in Richtung der durch Klüfte beeinflussten minimalen und maximalen Scherwellenenergie. Die Ergebnisse sind insbesondere auf Grund der im Vergleich zu UBI/FMI größeren Eindringtiefe akustischer Verfahren unbeeinflusst von der Bohrlochwand.

Eine Charakterisierung der Kluftigenschaften kann auch mittels Stoneley-Wellen erfolgen. Zur Detektion entsprechender Stoneley-Reflexionen an Klüften aus den Wellenbildern sind Entwicklungen spezieller Filter zur Wellenbildbearbeitung (DIETRICH 2005) sowie Modellierungen der Wellenausbreitung in der Formation (HORNBY *et al.* 1989) erforderlich.

### **6.2.7 Hydraulische Formationseigenschaften**

Mittels hydraulischem Fracturing wird die Formation, welche im Falle von kristallinen Einheiten meist geringe Porositäten und Permeabilitäten besitzt, durch aktive Stimulation dahingehend verändert, dass eine wirtschaftliche Nutzung der Geothermie möglich wird. Für derartige Arbeiten werden sowohl im Vorfeld als auch im Nachhinein zur Qualitätskontrolle Kenntnisse zu Gesteinseigenschaften wie Gebirgsdruck, Porendruck und Permeabilität benötigt. Dazu sind Serien von Messungen/Versuchen in verschiedenen Tiefen sowohl im Bereich des zu schaffenden Kluftsystems als auch in dessen Liegenden und Hangenden durchzuführen. Geeignet sind Packer Tests (z.B. aufblasbare Spreizpacker) beispielsweise in Form von Drill Stem Tests (SCHLUMBERGER 2005a). Aus diesen Verfahren erhält man über Standardauswerteprozeduren (z.B. HORNE 1990) Porendruck und Permeabilität, zusätzlich können nahezu unkontaminierte Fluidproben für spätere Laboruntersuchungen entnommen werden.

Die Permeabilität beträgt im ungeklüfteten Granit ca.  $10^{-8}$ ... $10^{-5}$  D. Sie lässt sich allerdings durch hydraulisches Fracturing auf  $10^{-3}$ ... $10^1$  D steigern (HURTER & HOLL 2002). Die Durchführung des hydraulischen Fracturings muss dabei den Zwecken der Geothermie angepasst werden und kann nicht 1:1 aus der Erdöl/Erdgas-Industrie übernommen werden, insbesondere wenn hydraulische Verbindungen zwischen zwei Bohrungen mit erheblichen Durchflussraten (bis zu 100 m<sup>3</sup>/h) zu erstellen sind (HUENGES & WOLFGRAMM 2004).

Parameter des HDR-Großprojekts Soultz (Frankreich, Granit): 3 km<sup>2</sup> großes Kluftsystem, Teufe 3500 m, Temperatur 170 °C, Förder- und Schluckbohrung im Abstand von ca. 450 m hydraulisch verbunden, Produktionsfließrate 25 kg/s, Flow-Impedance 0,23 Mpa L/s, thermische Leistung 11 MW (BAUMGÄRTNER 2005)

### **6.2.8 Hydraulic Fracturing**

Obwohl es Ähnlichkeiten zwischen dem Fracen in Erdöl-speichergesteinen und Graniten gibt, bestehen zwischen beiden Vorgehensweisen doch prinzipielle Unterschiede (vgl. auch Kapitel 3.2). Während beim Speichergestein nach dem Fracen der Fracdruck nicht mehr aufrecht erhalten werden muss, und folglich mit Proppanten zu arbeiten ist, muss in einem HDR-System der Fracdruck stets aufrecht erhalten werden, damit das System wie geplant funktionieren kann. Das große Spektrum an Erfahrungen hinsichtlich Fracen in der Erdölindustrie kann folglich nur begrenzt oder gar nicht übertragen werden, das sich spröde Gesteine wie Granit deutlich anders

verhalten als Sandsteine und typische Erdöl-speichergesteine. Dennoch sei im Folgenden der charakteristische Frac-Prozess aus der Erdölindustrie beschrieben.

Maßnahmen zur hydraulischen Rissbildung werden schon seit den 40-iger Jahren durchgeführt. Bei der hydraulischen Rissbildung wird der Bohrlochsohlendruck so weit erhöht, bis die Gebirgsfestigkeit überschritten wird und das Gestein aufreißt.

Der Ablauf des Fracturings erfolgt in zwei Schritten:

1. Initiales Aufreißen der Formation (Minifrac)
2. Rissweite erzeugen und mittels Proppanten offen halten (Hauptfrac)

Für die Frac-Geometrie sind die Hauptspannungen sowie deren Einflussgrößen entscheidend. Beim 3-achsigen Spannungszustand bildet sich der Frac im isotropen Material in Richtung der größten Hauptspannung aus. In größeren Tiefen ist grundsätzlich mit einer vertikalen Frac-Ausbildung zu rechnen ( $\sigma_H \ll \sigma_z$ ).

Das Azimut eines vertikalen Fracs ist von der Größe der horizontalen Hauptspannungen in der bohrlochnahen Umgebung abhängig. Die Frac-Richtung beeinflusst wiederum die Produktivität des Fracs. Die Kenntnis der maximalen Hauptspannungsrichtung ermöglicht die Prognose zur Ausrichtung des Fracs. Die minimale Hauptspannung bestimmt die wirkende Schließspannung und damit die Breite des Fracs. Heterogenitäten der geomechanischen Gesteinseigenschaften führen jedoch im natürlichen Gestein zu komplexen Spannungsfeldern, die nur noch genähert durch einfache Frac-Modelle beschrieben werden können.

Ist der natürliche Gesteinskomplex bereits durch ein Kluftsystem vorgeprägt (Hauptstörungssystem in Richtung der maximalen Hauptspannung), wird der stimulierte Frac diesem folgen. Stimmen die Richtungen nicht überein, wird sich der Frac in wechselnder Ausrichtung in die maximale Hauptspannungsrichtung eindrehen. In numerischen Simulationsmodellen z.B. ECLIPSE (SCHLUMBERGER 2002c) ist die Frac-Geometrie, neben den Fließeigenschaften Permeabilität und Porosität in ein Gitternetz (Gridblöcke) zu übertragen. Die unterschiedliche Dimensionierung zwischen Gridblöcken ( $x = 100$  m) und Frac-Breiten ( $x = 0,1$  bis  $2$  cm) lässt dabei oft nur die Verwendung gemittelter „fiktiver“ Frac-Eigenschaften als Funktionen von Ort und Zeit im Simulationsgrid zu.

Am Institut für Bohrtechnik und Fluidbergbau der TU Bergakademie Freiberg wurden dazu Frac-Modelle mit lokalem Gridrefinement (LGR), mittels unstrukturiertem Grid der Software ECLIPSE und einem zusätzlich entwickelten Frac-Support-Tool (FST) numerisch berechnet und an stimulierten Erdgasfördersonden kalibriert (HÄFNER *et al.* 2004). Die in den Frac-Modellen verwendete Frac-Dimensionierung wird mit FRACPRO (Resources Engineering Systems 2000) errechnet. Diese Software nutzt zur Auslegung des Fracs die Ergebnisse aus Bohrlochmessungen und dem Druckverlauf während der Frac-Behandlung. Im Rahmen des History Matching wird zunächst immer versucht, die Matchparameter mit der wahrscheinlichsten Frac-Dimensionierung zu erreichen, wobei sich die Frac-Halblänge als sensitivster Parameter abbildet (WAGNER & PRETZSCHNER 2005).

### **6.2.9 Frac-Ortung**

Das seismoakustische Frac-Monitoring der durch hydraulisches Fracen induzierten mikroseismischen Ereignisse kann präzise Informationen über Frac-Geometrie sowie Frac-Wachstum liefern. Die Methode – ursprünglich direkt für HDR-Experimente entwickelt – ist anerkanntes Verfahren in der Erdöl/Erdgas Industrie. Seismoakustische Ereignisse sind kleine Erdbeben, welche durch Scherbrüche ausgelöst werden, die sich in meist schon existierenden Schwächezonen ereignen. Bei einem Frac treten diese seismoakustischen Ereignisse vor allem an der Front der eindringenden Frac-Flüssigkeit durch den dort erhöhten Porenwasserdruck auf.

Die Registrierung erfolgt sowohl zur effektiven Ankopplung der Geophone als auch zur Abschirmung oberflächlichem Noise in Bohrlöchern. Der Einsatz von Dreikomponenten-Bohrlochgeophonen ermöglicht eine Richtungsortung. Mit mehreren Sonden in ggf. mehreren Bohrlöchern wird die Ortungsgenauigkeit erhöht (SPANN 1984; HENKE *et al.* 2003). Seismoa-

kustisches Monitoring in inhomogenen und anisotropen Medien erfordert zur Vermeidung erheblicher Fehler in den Ortungen umfangreiche Simulationsarbeiten (GAJEWSKI *et al.* 2004).

### **6.2.10 Zusammenfassung**

Für ein HDR-Projekt im Festgestein (Sachsen: Granodiorit oder Granit in der Lausitz bzw. im Erzgebirge, z.T. Bad Urach) wird vorgeschlagen, neben Untersuchungen des Bohrkleins kosteneffektiv die geophysikalische Bohrlochmessung je Bohrloch in mehreren Abschnitten mit unterschiedlichem Messaufwand durchzuführen:

1. während der Bohrarbeiten: Aufnahme geometrischer und geothermischer Größen, sowie bohrtechnisch relevanter Parameter als Measurement While Drilling MWD
2. nach Abschluss der Bohrarbeiten: komplettes Messprogramm zur radiogenen Wärmeproduktion, zu mechanischen Gesteinseigenschaften, zur Kluftdetektion und zur Bestimmung der Spannungsanisotropie der Formation als Wireline Logging mit höchster Auflösung sowie hydraulische Tests
3. während der Frac-Arbeiten: seismoakustisches Frac-Monitoring
4. nach Abschluss Frac-Arbeiten: komplettes Messprogramm zu mechanischen Gesteinseigenschaften und zur Kluftdetektion als Wireline Logging mit höchster Auflösung sowie Kontrolle des Bohrlochausbaus und hydraulische Tests zum Einschätzen der Effizienz durchgeführter Frac-Arbeiten.

Insbesondere bei Verwendung von superkritischen CO<sub>2</sub> als Wärmeträgerfluid sollten zur Charakterisierung der Formation hinsichtlich aktiver Kluftsysteme alle bekannten Verfahren zur Kluftdetektion (siehe Tab. 9) eingesetzt werden. Die Nutzung und Verbesserung von Verfahren der Bildbearbeitung an Imagemlogs wird empfohlen.

Die Geometrie und Dimension hydraulischer Fracs lässt sich numerisch simulieren. Optimales „Frac-Design“ setzt die Kenntnis der lokalen Spannungsfelder voraus. Eine Anwendung und Weiterentwicklung der Verfahren zur kontinuierlichen Spannungsanalyse aus Logs erscheint daher sehr sinnvoll.

Zum seismoakustischen Frac-Monitoring sind zusätzliche Bohrungen zur Aufnahme der Schallwandler zu schaffen. Die erforderlichen Bohrungen können nach Abschluss der Bohr- und Frac-Arbeiten als Monitoringstationen für weitere geophysikalische Verfahren (z.B. Geoelektrik, Magnetotellurik) ausgebaut werden.

## 7 Monitoring

### 7.1 Problemstellung

In konventionellen Geothermieranlagen erfolgt die Energieübertragung vom Bohrloch tiefsten zu den Wärmetauschern oder Turbinen üblicherweise über das Medium Wasser. Sofern es in solchen Anlagen dazu kommt, dass dieses Medium unkontrolliert über die Bohrlöcher oder die Frac-Zone in die Anthroposphäre gelangt, sind kaum negative Auswirkungen auf Mensch oder Tier zu erwarten, da Wasser nicht toxisch ist. Anders hingegen ist die Situation in Hot-Dry-Rock-Anlagen (HDR-Anlagen), in denen das Medium superkritisches CO<sub>2</sub> (scCO<sub>2</sub>) ist. Sollte es in einer mit scCO<sub>2</sub> betriebenen HDR-Anlage zu einer Leckage im Kreislauf kommen, kann gasförmiges CO<sub>2</sub> austreten und sich in morphologischen Senken oder in tiefer gelegenen Teilen der Anlage selbst sammeln. CO<sub>2</sub> ist zwar ein essentieller Bestandteil tierischen und pflanzlichen Lebens, kann jedoch in höheren Konzentrationen tödlich wirken. Personen oder Tiere, die sich im Bereich höherer CO<sub>2</sub>-Konzentrationen aufhalten könnten dann gesundheitliche Schäden davontragen, oder sogar den Tod finden, da das CO<sub>2</sub> einerseits den Luftsauerstoff verdrängt, andererseits den pH-Wert des Bluts negativ beeinflusst. CO<sub>2</sub>, das über den geologischen Untergrund aus dem HDR-Kreislauf austritt kann auf folgende Arten negative Auswirkungen haben:

- Ansammlung von CO<sub>2</sub> in morphologischen Senken,
- pH-Wert-Erniedrigung des Grundwassers, das vom CO<sub>2</sub> durchströmt wird,
- Schädigung von Pflanzen in der ungesättigten Zone.

Sofern sich im Umfeld des potentiellen HDR-Reservoirs unverwahrte Erkundungsbohrungen befinden, kann das CO<sub>2</sub> im Falle einer Leckage auch punktförmig aus diesen Bohrlöchern austreten.

Um folglich das im Kreislauf befindliche CO<sub>2</sub> zu überwachen und – im Falle einer Leckage – die potentielle Austrittsstelle zu lokalisieren, sind umfangreiche Messungen des CO<sub>2</sub>-Drucks und im Umfeld der Anlage ein Monitoring des CO<sub>2</sub>-Gehalts auf unterschiedlichen Skalenebenen durchzuführen. Weiterhin ist durch flächenhaftes Monitoring zu gewährleisten, dass potentiell gefährdete Gebiete erkannt werden. Im Vorfeld der Installation einer mit scCO<sub>2</sub> betriebenen Geothermieranlage ist außerdem zu klären, wo sich mögliche Austrittsstellen des CO<sub>2</sub> entlang von geologischen Schwächezonen befinden könnten, die das Reservoir schneiden. Prinzipiell ähneln sich die Vorgehensweisen zur CO<sub>2</sub>-Detektion und dem Monitoring denen, die bei der CO<sub>2</sub>-Sequestrierung in geologischen Speichern durchzuführen sind. Letztlich ist es notwendig, auch die Arbeiter an einem solchen Projekt mit persönlichen CO<sub>2</sub>-Detektoren auszustatten, um zu gewährleisten, dass sie bei möglichen Leckagen nicht in CO<sub>2</sub>-übersättigte Räume gehen.

Ziel des Kapitels ist es, die derzeit bekannten Methoden zur CO<sub>2</sub>-Detektion kurz vorzustellen sowie aufzuzeigen, wie sich im Vorfeld der Anlageninstallation mögliche Kurzschlüsse aus dem Reservoir an die Erdoberfläche vorhersagen lassen könnten. Da bislang keine Erfahrungen mit scCO<sub>2</sub> in HDR-Anlagen bestehen, muss sich eine Prognose auf die Ergebnisse von Untersuchungen stützen, die bei der CO<sub>2</sub>-Sequestrierung gewonnen wurden. Umfangreichere Darstellungen, auf die im weiteren Verlauf des Projekts zurückgegriffen werden kann, finden sich in OLDENBURG *et al.* (2003) und SHULER & TANG (2002).

### 7.2 Potentielle CO<sub>2</sub>-Leckagen in HDR-Anlagen

Potentielle Austrittsstellen für CO<sub>2</sub> aus einer bestehenden HDR-Anlage mit scCO<sub>2</sub> bestehen an mehreren Stellen:

- In den Rohrleitungen von den Bohrungen zu den Turbinen und zurück
- Im Nahfeld der Bohrungen
- Über Störungen im Fernfeld der HDR-Anlage
- Diffuser Austrag über den Frac-Bereich

Um zunächst eine Leckage zu erkennen, ist es nötig, die im Kreislauf befindliche CO<sub>2</sub>-Menge kontinuierlich zu überwachen. Sollte der CO<sub>2</sub>-Druck in der Anlage abfallen, besteht der Ver-

dacht einer Leckage. Diese Leckagen können einerseits überirdisch, andererseits unterirdisch auftreten, wobei in diesem Fall zu prüfen ist, ob das CO<sub>2</sub> in die Anthroposphäre gelangt oder im Untergrund verbleibt. In Abhängigkeit davon und der Art des CO<sub>2</sub>-Verlusts (flächenhaft, linienförmig, punktförmig) müssen die jeweiligen Mess- und Monitoringeinrichtungen installiert werden. Dazu kann es notwendig werden, im Nah- und Weitefeld der Anlage eine große Anzahl an CO<sub>2</sub>-Monitoringstationen oder CO<sub>2</sub>-Sensoren einzurichten, um die Sicherheit des Systems kontinuierlich zu überwachen, wobei die Messungen auf unterschiedlichen Skalen erfolgen müssen: kleinräumig im direkten Umfeld der Geothermieeinrichtungen und großräumig im weiteren Umfeld der Anlage.

Während die Messung von CO<sub>2</sub>-Konzentrationen an der Oberfläche und innerhalb der Anlagen einrichtungen nach dem Stand der Technik erfolgen kann, sind für die Messungen in den Bohrlöchern oder im größeren Umfeld der Anlage noch keine Techniken verfügbar, die den Stand der Technik darstellen würden. Derzeit ist – veranlasst durch CO<sub>2</sub>-Sequestrierungsprojekte – eine größere Zahl unterschiedlicher CO<sub>2</sub>-Messtechniken in der Erforschung, die auch bei einem HDR-Projekt mit scCO<sub>2</sub> eingesetzt werden können. Ein Problem dabei ist, dass es sich dabei um teilweise indirekte Messmethoden handelt, die möglicherweise nicht sensitiv genug gegenüber diffusen CO<sub>2</sub>-Austritten wirken. Neben unterschiedlichen Sensortechniken kommen auch geophysikalische Messmethoden in Frage, die jedoch voraussetzen, dass die elektrische Leitfähigkeit des scCO<sub>2</sub> hinreichend genau bekannt ist. Dazu sind weitere Forschungsarbeiten dringend notwendig (MYER 2000), wie auch die Ergebnisse des Teilprojekts „Geophysik“ zeigen (Kapitel 6).

Beim Monitoring von CO<sub>2</sub>-Leckagen aus HDR-Anlagen mit scCO<sub>2</sub> müssen möglicherweise kleinste Konzentrationsdifferenzen gegenüber dem atmosphärischen CO<sub>2</sub>, dem CO<sub>2</sub> in der Bodenluft oder dem Grundwasser gemessen werden. Hinzu kommt, dass die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in den vorgenannten Kompartimenten gegenüber diffusen CO<sub>2</sub>-Austritten aus der HDR-Anlage möglicherweise sehr hoch sind und starken temporären Schwankungen unterliegen (OLDENBURG & LEWICKI 2004). Lediglich bei größeren Leckagen würden sich diese CO<sub>2</sub>-Konzentrationen gegenüber der Hintergrundkonzentration abheben. Da sich die Konzentrationsdifferenzen im Bereich der natürlichen Fluktuationen der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen bewegen können sind zuverlässige Messungen daher nur mit besonders empfindlichen Messmethoden möglich. Basierend auf den bisherigen Annahmen für ein HDR-System mit scCO<sub>2</sub>, wie im Kapitel 5.6 dargelegt, müsste von einem CO<sub>2</sub>-Volumen von 3.300...11.000 m<sup>3</sup> ausgegangen werden. Verglichen mit CO<sub>2</sub>-Sequestrationsprojekten, bei denen unter Umständen mehrere Tausend Kubikmeter pro Tag in den Untergrund verbracht werden (NORDBOTTEN *et al.* 2005), handelt es sich dabei um eine relativ geringe Umlaufmenge. Dies macht ein Monitoring von potentiellen Austrittsstellen noch schwieriger, als es schon für Sequestrationsprojekte angenommen wird (OLDENBURG & LEWICKI 2004), bei denen in der Regel geringe Leckageraten angenommen werden sofern die Versenkungstiefe relativ groß ist. OLDENBURG & LEWICKI (2004) haben durch Modellrechnungen gezeigt, dass ein Monitoring von diffusen CO<sub>2</sub>-Austritten an der Oberfläche aufgrund dieser Effekte vermutlich nicht möglich ist und konzentrieren sich daher auf CO<sub>2</sub>-Monitoring in den oberen Bodenhorizonten, wo deutlich schwächere Tages- und Saisongänge der CO<sub>2</sub>-Konzentration erwartet werden. BROWN (2000) gibt als mögliche CO<sub>2</sub>-Verluste durch Hochdruckdiffusion in das Gestein etwa 24 Tonnen (ca. 26 m<sup>3</sup>) pro Tag an.

Ein weiterer Effekt wird eintreten, sobald das ausgetretene CO<sub>2</sub> den Grundwasserleiter erreicht, der in den flacheren stratigraphischen Einheiten oberhalb des potentiellen HDR-Reservoirs vorhanden sein kann. Dort wird sich das CO<sub>2</sub> zum Teil im Grundwasser lösen und wird möglicherweise erst an weiter entfernt liegenden Stellen in die Anthroposphäre eintreten. Ob und wie dieses Szenario über ein Monitoring erfasst werden könnte, müssten Modellrechnungen mit konkreten Zahlen liefern, sobald ein potentieller Standort für ein HDR-Kraftwerk mittels scCO<sub>2</sub> feststeht. OLDENBURG & UNGER (2004) haben dieses Szenario an einem konkreten Fallbeispiel modelliert und kommen zu dem Ergebnis, dass die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen durch diffuse Austritte aus dem CO<sub>2</sub>-Reservoir vernachlässigbar gering sind, da Wind und Niederschlag die bereits geringen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen schnell weiter erniedrigen. PRUESS (2003; 2005) kommt jedoch bei einer 1000 m mächtigen Überdeckung des CO<sub>2</sub>-Reservoirs zu einem anderen Ergebnis. Demnach kann es in den oberen Bodenhorizonten zu einem Drei-Phasen-Transport des CO<sub>2</sub> und durch Ausdehnung des gasförmigen CO<sub>2</sub> zur Abkühlung, bis zur Vereisung kommen. Er setzt

jedoch voraus, dass das CO<sub>2</sub> entlang einer Störungszone an die Oberfläche gelangen kann. Da in diesem Fall ein HDR-Projekt nur wenig Sinn machen würde kann dieses Szenario zunächst außer Betracht bleiben.

Der Fokus eines CO<sub>2</sub>-Monitorings im Umfeld eines HDR-Projekts mit scCO<sub>2</sub> muss daher im Nahfeld der Bohrungen und im Kraftwerk selbst liegen. Sofern Störungszone vorhanden sind – die für eine optimale Wirksamkeit der HDR-Anlage zudem nicht gewünscht sind – müssten diese in das Monitoring mit einbezogen werden.

### **7.3 Möglichkeiten der Detektion von CO<sub>2</sub>**

#### **7.3.1 CO<sub>2</sub>-Detektion bei bestehenden Anlagen**

##### **7.3.1.1 Geophysikalische Methoden**

Geophysikalische Messmethoden werden heute in großem Maßstab bei der Erdölerkundung eingesetzt. Bisherige Untersuchungen während der Sequestrierung von CO<sub>2</sub> zeigen, dass sich die Ausbreitung von CO<sub>2</sub> im Reservoir geophysikalisch gut detektieren lässt, sofern der Unterschied in den elektrischen Leitfähigkeiten zwischen dem CO<sub>2</sub> und dem Medium groß genug ist. Ob geophysikalische Methoden auch geeignet sind, CO<sub>2</sub>-Leakagen bei HDR-Anlagen mit scCO<sub>2</sub> zu detektieren, müsste durch geeignete inverse geophysikalische Modellierungen und in einem *in-situ* Experiment nachgewiesen werden. Möglicherweise ergeben sich durch die Kombination verschiedenen geophysikalischer Methoden innovative Ansätze zum Monitoring von CO<sub>2</sub>-Leakagen. Ein Anwendungsbeispiel für das Frac-Monitoring durch Verwendung der Magnetotellurik wird im Teilkapitel „Geophysik“ exemplarisch ausgeführt.

Da, im Vergleich zur CO<sub>2</sub>-Sequestration, ungleich geringere CO<sub>2</sub>-Mengen im Umlauf sind und die zu erwartenden Teufen vermutlich größer sein werden als bei der CO<sub>2</sub>-Sequestrierung, ist fraglich, ob die derzeitigen geophysikalischen Methoden in der Lage sein werden, flächige CO<sub>2</sub>-Leakagen zu detektieren. Inwieweit sich die Erfolge der 3D VSP (vertical seismic profiling) Technik bei der CO<sub>2</sub>-Sequestrierung übertragen lassen, müssten ebenfalls geophysikalische Modellierungen nachweisen.

Wie GEO-SEQ PROJECT TEAM (2004) gezeigt hat, ist das langfristige flächendeckende geophysikalische CO<sub>2</sub>-Monitoring sehr kostenintensiv und sollte daher nicht über die gesamte Dauer des Projekts als die Methode der Wahl betrachtet werden. Dies gilt nur für das Monitoring des CO<sub>2</sub> im Kreislauf, nicht jedoch für die Frac-Überwachung, die anders gar nicht durchführbar ist. Gleichzeitig konnten die Bearbeiter nachweisen, dass die Überwachung des elektrischen Widerstandes zwischen 2 Bohrungen geeignet ist, ein niedrig auflösendes Monitoring der CO<sub>2</sub>-Konzentration durchzuführen. Es wäre zu prüfen, ob es nicht möglich ist, in Bereichen oberhalb des HDR-Reservoirs eine permanente geophysikalische Installation zwischen den Entnahmebohrungen oder der Injektions- und den Entnahmebohrungen anzubringen, die eine kontinuierliche Widerstandsüberwachung erlaubt und so potentielle Leckagen mittels „electrical resistance tomography (ERT)“ nachweisen könnte (RAMIREZ *et al.* 2003).

Eine weitere Untersuchung befasst sich mit „Streaming Potential (SP) measurements“ (HOVERSTEN & GASPERIKOVA 2003). Bei dieser Methode wird davon ausgegangen, dass das CO<sub>2</sub> im Untergrund beim Fließen ein elektrisches Feld hervorruft, das mittels geophysikalischer Methoden detektiert werden kann. Diese Eigenpotentialmethode wurde von den Autoren für einen konkreten Fall (Liberty Sequestrations Feld) modelliert und es konnte gezeigt werden, dass die SP-Methode zur niedrig auflösenden Detektion von CO<sub>2</sub>-Flüssen im Untergrund geeignet ist. Sie konnten nachweisen, dass das Eigenpotential mit steigender Fließgeschwindigkeit ansteigt. Ob dieses Potential hinreichend groß ist, um geringvolumige diffusive Austritte aus einem scCO<sub>2</sub>-HDR-Projekt zu detektieren müssten gleichfalls Modellrechnungen am sächsischen Beispiel oder Bad Urach zeigen.

Die meisten Publikationen, die sich mit geophysikalischem Monitoring der CO<sub>2</sub>-Sequestration befassen, haben Modellrechnungen zum Inhalt. Vergleichsweise wenige Arbeiten befassen sich mit tatsächlichen Messungen in einem Sequestrationsprojekt (e.g. ARTS *et al.* 2004).

### **7.3.2 Oberflächennahes atmosphärisches CO<sub>2</sub>-Monitoring**

Beim oberflächennahen CO<sub>2</sub>-Monitoring kommen unterschiedliche Detektortypen zum Einsatz. Eine viel versprechende Methode sind IR-Messensoren, die die CO<sub>2</sub>-Konzentration über längere Strecke in der Umgebungsluft messen können („open path measurements“). Dazu wird ein Lasersignal über eine längere Messstrecke und einen Reflektor in eine IR-Messkammer geleitet, in der die CO<sub>2</sub>-Konzentration über die Messstrecke gemessen wird. Ein Nachteil ist die geringe punktuelle Sensibilität des Messverfahrens, da stets über eine größere Strecke gemessen wird. Um eine flächenhafte Abdeckung zu bekommen, müssten mehrere Reflektoren angebracht werden, die zusammen mit dem Meßsystem im Bereich möglicher Austrittsstellen angebracht sind. Wie bei den anderen beschriebenen Verfahren ist es nötig, die CO<sub>2</sub>-Konzentration über einen längeren Zeitraum zu beobachten, um die natürliche Fluktuation von einer möglichen Leckage unterscheiden zu können. Im Zusammenspiel mit anderen Methoden bieten die „open path kollektoren“ jedoch eine preiswerte und kontinuierlich arbeitende Methode, die in etwa der Eddy-Flux Methode gleich kommt.

### **7.3.3 CO<sub>2</sub>-Monitoring innerhalb des Kraftwerksbereichs und der Bohrungen**

Das Monitoring von CO<sub>2</sub>-Konzentrationen innerhalb der Kraftwerksanlage und der Bohrungen stellt im Wesentlichen den Stand der Technik dar. Es gibt zahlreiche CO<sub>2</sub>-Sensoren, mit denen potentielle Austrittsstellen überwacht werden können und die auch im Innenbereich von Gebäuden anwendbar sind. Neuentwicklungen scheinen diesbezüglich nicht notwendig zu sein, da es am Markt eine große Anzahl von Anbietern gibt. Neben der Messung von CO<sub>2</sub>-Konzentrationen im Bereich des Kraftwerksgebäudes muss kontinuierlich der Druck des scCO<sub>2</sub> im Kreislauf überwacht werden. Sollten ungewöhnliche Druckabfälle eintreten, die über den Normalbetrieb hinausgehen, so ist besondere Sorgfalt bei den andern Monitoringstationen walten zu lassen und geringe Abweichungen – selbst im Bereich der normalerweise üblichen natürlichen Fluktuation – bedürfen dann genauester Prüfung. Neben der Messung des Betriebsdrucks in den Leitungen kann auch eine kontinuierliche Überwachung der CO<sub>2</sub>-Konzentration im superkritischen Fluid erfolgen. Über die Langzeitstabilität solcher Sensoren liegen noch keine hinreichenden Angaben vor. Diesbezüglich besteht weiterer Forschungsbedarf.

Über eine kontinuierliche Überwachung der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in den bis zu 5000 Meter tiefen Bohrlöchern unter superkritischen Bedingungen und unter den zu erwartenden Betriebstemperaturen liegen bislang keinerlei Kenntnisse vor. Im Rahmen des GEOTECHNOLOGIEN Projekts des BMBF werden derzeit Verfahren untersucht, die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in Bohrlöchern zur CO<sub>2</sub>-Sequestration zu untersuchen. Die dabei eingesetzten Verfahren beruhen auf Diodenlasern im nahen Infrarotbereich (NIR), wie sie unter anderem von der Potsdamer Arbeitsgruppe angewendet werden (HÖRNER *et al.* 2004a, b). Auch aus diesem Projekt liegen derzeit keine hinreichenden Erfahrungen vor, die sich auf die kontinuierliche Überwachung von CO<sub>2</sub>-Konzentrationen innerhalb der Injektions- und Entnahmebohrlöcher anwenden ließen.

### **7.3.4 CO<sub>2</sub>-Monitoring im oberflächennahem Bereich um die Bohrungen**

Da sich die möglichen Austrittsstellen um die Bohrungen sehr genau lokalisieren lassen, ist es nicht nötig, innovative Sensoren im oberflächennahen Bereich der Bohrungen anzubringen. Dazu existieren einerseits chemische CO<sub>2</sub>-Sensoren als auch kleine IR-Sensoren, die eine hohe Zuverlässigkeit aufweisen und im Außenbereich einsetzbar sind. Sie sind relativ preiswert und lassen sich problemlos in ein größeres, auch aus innovativen Komponenten bestehendes System integrieren.

### **7.3.5 Membranbasierte CO<sub>2</sub>-Messung**

Bei der membranbasierten CO<sub>2</sub>-Messung wird eine Membran verwendet um unterschiedliche Gase voneinander zu trennen (GEISTLINGER *et al.* 2004; LAZIK & GEISTLINGER 2005). Die Gase treten in eine Zelle in, die mit einem Drucksensor ausgestattet ist und da die Membranen gaselektiv sind, kann über den Druck auf die Gaskonzentration geschlossen werden. Die Methode bietet ein hinreichendes Potential zur Miniaturisierung und da Druckmessungen vergleichsweise einfach sind, handelt es sich um eine Methode, die innovativ bei einem scCO<sub>2</sub>-HDR-Projekt an unterschiedlichen Stellen einsetzbar ist. Denkbar ist die Überwachung in den

Bohrungen, aber auch das Bodengas im flächigen Bereich. Erste Laboruntersuchungen mit CO<sub>2</sub> zeigen ein deutliches Entwicklungspotential der Methode für die CO<sub>2</sub>-Überwachung.

### **7.3.6 Satelliten- und flugzeuggestützte Untersuchungen**

Sowohl von Satelliten als auch von Flugzeugen aus können Unterschiede in der Vegetation erkannt werden, die sich möglicherweise auf unterschiedliche CO<sub>2</sub>-Gehalte der Bodenluft oder der bodennahen Atmosphäre zurückführen lassen. Daneben kommen Spektrometer zum Einsatz, mit denen sich je nach Flughöhe der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre im Quadratmeter bis Quadratmeterteraster beobachten lässt. Im Vergleich zu allen anderen Meßmethoden, sind die satelliten- und flugzeuggestützten Meßmethoden mit hohen Kosten verbunden, sodass Sie sich nur für den Fall eignen, wo potentielle Leckagen vermutet werden, sich aber über die bodengestützten Sensoren und Untersuchungsmethoden nicht sofort feststellen lassen. Neben der Untersuchung der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen im Betriebszustand der Anlage lassen sich die Methoden natürlich auch schon im Vorfeld des Betriebes einsetzen um die natürlichen Fluktuationen flächenhaft nachweisen zu können. In keinem Fall können die Aerborne Methoden die CO<sub>2</sub>-Konzentration direkt am Boden messen. Vielmehr handelt es sich stets um einen Summenwert über die gesamte Luftschicht, über die das Flugzeug oder der Satellit fliegt. Sie könnte zuverlässig nur mit bodengestützten Methoden eingesetzt werden.

### **7.3.7 Traceruntersuchungen zur CO<sub>2</sub>-Ausbreitung im Reservoir**

Sowohl vor der Inbetriebnahme als auch während des Betriebs der Anlage können natürliche und künstliche Tracer verwendet werden, um die Ausbreitung des CO<sub>2</sub> im CO<sub>2</sub>-Kreislauf aber auch im Frac-Bereich zu untersuchen. Bei Dotierung des CO<sub>2</sub> durch künstliche gasförmige Tracer lässt sich ein potentieller diffusiver Austritt des CO<sub>2</sub> leichter erkennen als alleine durch die natürliche Isotopensignatur des CO<sub>2</sub> (siehe Kapitel 7.5). Prinzipiell ließen sich fast alle Edelgase einsetzen, sofern sie nicht mit dem scCO<sub>2</sub> reagieren. Andere, heute oftmals eingesetzte gasförmige Tracer sind Fluorkohlenwasserstoffe oder SF<sub>6</sub>, wobei eine Kombination unterschiedlicher Tracer anzustreben ist, um das austretende CO<sub>2</sub> deutlich gegenüber dem natürlichen unterscheiden zu können.

Welche Tracer sich gegenüber dem scCO<sub>2</sub> konservativ verhalten, müsste im Vorfeld getestet werden, da Erfahrungen bei den zu erwartenden Temperaturen und Drücken noch nicht vorliegen.

### **7.3.8 Drucküberwachung**

Die einfachste, zugleich effektivste Methode zur Überwachung des CO<sub>2</sub> im Umlaufkreislauf ist die Überwachung des Arbeitsdrucks in den Zu- und Ableitungen. Diese Drucksensoren sind problemlos bei den zu erwartenden Arbeitsdrücken und Temperaturen einsetzbar. Sie stellen Stand der Technik dar und können zusammen mit einem Monitoringnetzwerk verwendet werden, um zu erkennen, ob ein „Leakagesignal“ der Monitoringanlage tatsächlich auf austretendem CO<sub>2</sub> beruht oder andere Ursachen haben. In allen Anlagen, die heute mit CO<sub>2</sub> hantieren (Gasabfüllanlagen, Erdölindustrie, CO<sub>2</sub>-Sequestration) gehört die Druckmessung zum Standardmessprogramm und benötigt – soweit derzeit erkennbar – keinen weiteren Forschungsbedarf. Lediglich das Zusammenspiel dieser konservativen Messmethodik und der eher neueren Methoden im Bohrloch, im Untergrund oder der Fläche bedürfen weiterer Forschung und gegenseitiger Abstimmung.

### **7.3.9 Tiere und Pflanzen**

Neben zahlreichen anderen CO<sub>2</sub>-Detektionsmethoden erwähnen OLDENBURG *et al.* (2003) auch Tiere, die auf erhöhte CO<sub>2</sub>-Konzentrationen trainiert werden könnten, da manche Tiere, vor allem Insekten auf CO<sub>2</sub> sensibel reagieren. Sie führen jedoch auf, dass bislang kein Projekt bekannt sei, in dem Tiere als CO<sub>2</sub>-Detektoren eingesetzt wurden und erwähnen, dass die Kosten vergleichsweise hoch sein dürften. Gleichwohl sei die Selektivität möglicherweise sehr gut.

Über Pflanzen, die direkt abnormale CO<sub>2</sub>-Konzentrationen anzeigen, sind keine Forschungen bekannt. Gleichwohl zeigen ebenfalls die Untersuchungen von OLDENBURG *et al.* (2003) und

vor allem PICKLES & COVER (2004), dass Unterschiede im Pflanzenbewuchs zur CO<sub>2</sub>-Detektion herangezogen werden können. Wie aus der Arbeit von PICKLES & COVER (2004) hervorgeht, ist der apparative Aufwand jedoch sehr groß und die Kosten damit ebenfalls. Für ein kontinuierliches, flugzeuggestütztes Monitoring scheint die Methode derzeit ungeeignet. Ob es sich vom Boden einsetzen lässt um Störungszonen zu beobachten, entlang deren mit CO<sub>2</sub>-Austritten gerechnet werden könnte, müsste im Einzelfall geprüft werden.

## **7.4 Detektion von potentiellen Austrittsstellen vor der Inbetriebnahme**

### **7.4.1 Zweck des Umfeldmonitorings**

Sollte es während des Betriebs der HDR-Anlage mit scCO<sub>2</sub> zum punktuellen oder flächenhaften Austritt von CO<sub>2</sub> in die Anthroposphäre kommen, müssen die natürlichen CO<sub>2</sub>-Gehalte des Bodens, Grundwassers und der Umgebungsluft bekannt sein. Bei den geringen zu erwartenden Konzentrationen im Falle einer Leckage muss daher ausreichend lange vor der Inbetriebnahme der Anlage ein flächenhaftes Monitoring durchgeführt werden. Da sich die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in der Atmosphäre sehr schnell durch Wind und Niederschlag erniedrigen werden, muss besonders den CO<sub>2</sub>-Konzentrationen im Grundwasser und in der ungesättigten Bodenzone ein Schwerpunkt der Messungen darstellen. In der Regel kann ab einer Tiefe von 3—5 m davon ausgegangen werden das atmosphärische Einflüsse oder Einflüsse durch das Pflanzenwachstum vergleichsweise gering sind (SIERIG 2003). Daher müsste das Monitoring auf jeden Fall unterhalb dieser Tiefe ansetzen.

### **7.4.2 Umfeldmonitoring**

Vor der Inbetriebnahme der HDR-Anlage ist es notwendig, die natürliche Schwankungsbreite der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen im Boden, der Bodenluft, dem Grundwasser und der Bereiche oberhalb des Bodens zu erfassen. Dazu sind einerseits flächenhafte CO<sub>2</sub>-Messungen andererseits CO<sub>2</sub>-Messungen im Grundwasser durchzuführen, sowie die isotopische Zusammensetzung des natürlich vorkommenden CO<sub>2</sub> zu untersuchen. Diese Daten dienen dann dazu, mögliche diffuse CO<sub>2</sub>-Leckagen sowie CO<sub>2</sub>-Austritte über Störungen oder Bohrlöcher nachweisen zu können.

Da CO<sub>2</sub>-Diffusionen in das Grundwasser eine Erhöhung der Leitfähigkeit hervorrufen, sollte ein Monitoring der Leitfähigkeit mittels der üblichen Leitfähigkeitsmessungen einerseits und geophysikalischer Methoden andererseits durchgeführt werden. Bei der konventionellen Leitfähigkeitsmessung sollten in relativ flachen Beobachtungsebenen kontinuierlich aufzeichnende Leitfähigkeitssonden im An- und Abstrombereich der Injektions- und Entnahmebohrungen installiert werden. Im gleichen Bereich sollte auch ein geophysikalisches Messprogramm (dazu eignen sich die hochfrequente Radiotellurik sowie die Transiente Elektromagnetik, mit denen Leitfähigkeiten im Untergrund detektiert werden können) durchgeführt werden. Um die Kosten so gering wie möglich zu halten, ist es im Betriebszustand der Anlage nur noch notwendig, an einem oder mehreren ausgewählten Profilen die geophysikalischen Messungen durchzuführen.

### **7.4.3 (N)IR-Messsensoren**

IR (Infrarot) oder NIR (nahes Infrarot) Messsensoren sind die am häufigsten angewandten Sensoren zur Messung von CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in der Luft. Sie zeichnen sich durch eine hohe Selektivität gegenüber CO<sub>2</sub> und einer hohen spektralen Empfindlichkeit aus. Da sie in großen Mengen in unterschiedlichsten Bereichen (auch der Kfz-Industrie) eingesetzt werden, sind sie in der Anschaffung preiswert und lassen sich für die unterschiedlichsten Anwendungsumgebungen konfigurieren. Sie lassen sich sowohl für geringe CO<sub>2</sub>-Konzentrationen, wie sie in der Außenluft zu erwarten sind, als auch für höhere CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in Innenräumen kalibrieren.

Für die CO<sub>2</sub>-Messung im Boden können Druckgasdosen, Bodenmäuse oder Absorber eingesetzt werden, in denen sich das CO<sub>2</sub> ansammelt und dann kontinuierlich oder diskontinuierlich über CO<sub>2</sub>-Messsysteme überwacht wird. Da diese Methoden routinemäßig bei der Deponiegasüberwachung eingesetzt werden sind auch in diesem Bereich zahlreiche handelsübliche Systeme verfügbar.

#### 7.4.4 Eddy-Kovarianz (Eddy-Flux)

Mittels Eddy-Kovarianz lassen sich flächenhafte CO<sub>2</sub>-Unterschiede messen. Der Nachteil liegt darin, dass sich das Wetter und die Bodenoberfläche auf das Messergebnis auswirken. Erst über einen längeren Zeitraum hinweg lassen sich durch dieses System Änderungen im CO<sub>2</sub>-Fluss identifizieren, die auf eine CO<sub>2</sub>-Ausgasung durch die HDR-Anlage zurückzuführen sind. Moderne open-path IRGA Geräte können Änderungen des CO<sub>2</sub>-Flusses schnell erkennen und je nach Höhe des Turms auch über größere Flächen bis hin zu Quadratkilometern detektiert werden.

#### 7.4.5 Isotopenmessungen

Das Isotopenverhältnis von  $\delta^{13}\text{C}$  oder  $\delta^{14}\text{C}$  kann verwendet werden, um natürliches CO<sub>2</sub> von dem CO<sub>2</sub> zu unterscheiden, das aus der HDR-Anlage entweicht. Zunächst ist daher das natürliche Kohlenstoffisotopenverhältnis im Umfeld der Anlage zu bestimmen. Es wird durch unterschiedliche Quellen beeinflusst, die im Wesentlichen durch das CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre, Zersetzungsprozesse im Boden, die Respiration der Pflanzen und die Ausgasung aus dem Grundwasser bestimmt sind. Sofern sich das in der HDR-Anlage eingesetzte CO<sub>2</sub> isotopisch deutlich von dem im Umfeld vorkommenden CO<sub>2</sub> unterscheidet, besteht die Möglichkeit des isotopischen Monitoring potentieller CO<sub>2</sub>-Leckagen aus der HDR Anlage. Mittels innovativer NIR Meßmethoden ist es auch möglich, die Isotopenzusammensetzung zeitnah zur Messung zu bestimmen. Sollte es aus Kostengründen möglich sein, das Umlauf CO<sub>2</sub> mit einer Isotopensignatur als Tracer zu versehen, so könnte dieser Tracer idealerweise zum Monitoring von Leckagen verwendet werden.

**Tab. 10: Zusammenfassender Vergleich unterschiedlicher CO<sub>2</sub>-Messsysteme sowie deren mögliche Anwendungen, Vorteile und Nachteile im Hinblick auf die CO<sub>2</sub>-Sequestrierung (SHULER & TANG 2002).**

Measurement Type	Description, Application	Sensitivity/Cost for Ambient Air Sampling	Advantages	Disadvantages
Satellite	Remote sensing, Potential to cover 100's of square miles/survey. For infrequent large area sampling	Costs can be of the order of \$10 <sup>4</sup> to \$10 <sup>5</sup> per survey. NASA claims can resolve to 100 ft <sup>2</sup> . Hyperspectral survey can resolve to a few meters	Covers very large area. Technology development sponsored at least in part by the government	Only a "2-D view", not sample at ground level for direct CO <sub>2</sub> measurement. Available satellites might not cover project area
Airborne	Remote sensing, Potential to cover 10's to 100's of square miles. For infrequent sampling	Estimated at \$1,000's per survey. Single measurement to 3%+/-	Cover large area Fairly fast over 10's of square miles	Only practical for occasional "snapshot" surveys
Open Path Laser Spectrometer	Ground level, Potential to cover several square miles with 1 device. Can be main instrument for long-term monitoring.	Estimated \$1,000's per unit. Instrument needs development, but estimate can be 3%+/- or better	Potential for one fixed instrument to cover large area. Measurement could be automated, continuous	Technology for long, open light path detection is still under development.
Fixed point detectors	Ground level, Sample at single fixed points of high risk of leaks.	Fairly cheap, (circa \$1,000) Routinely better than 3%+/-. Less than 1%+/- available	Fairly cheap and proven technology. Best used at points of higher risk	Only measures CO <sub>2</sub> at the detector location Require multiple sensors to sample even a small area
Portable detectors	Personal protection and scan for equipment leaks	Very cheap; units can cost < \$500 Better than 5%+/-	Very cheap; Can move to suspect "hot spots"	Only suitable for spot checking CO <sub>2</sub> concentrations

Eine Methode, die zur Isotopenmessung angewandt werden kann ist die Laserspektroskopie, eine andere die Massenspektroskopie. Die Laserspektroskopie hat jedoch das Potential auch als Feldmethode eingesetzt zu werden, wohingegen die Massenspektroskopie vor allem eine Labormethode darstellt. Da der Aufwand zur Probenahme und Analytik bei einem Laborverfahren relativ hoch ist und für ein kontinuierliches Monitoring in einer HDR-Anlage wenig Sinn macht, müsste den innovativen Projekten in Richtung der Laserspektroskopie mehr Gewicht bei einem erfolgreichen scCO<sub>2</sub>-HDR-Projekt gegeben werden. Ein feldtaugliches Gerät wurde unter anderem von Aerodyne Inc (USA) vorgestellt und wird von der Arbeitsgruppe Löhmannsröben in Potsdam entwickelt (HÖRNER *et al.* 2004a, b).

#### **7.4.6 Ergebnisse aus dem Carbon Capture Projekte**

Im Rahmen des Carbon Capture Projekts führte die Firma CalTech im Jahr 2002 eine Literaturstudie zu potentiellen CO<sub>2</sub>-Meßmethoden zum atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Monitoring im Umfeld einer CO<sub>2</sub>-Sequestrierungsanlage durch (SHULER & TANG 2002). Die 17-seitige Studie wurde dem scCO<sub>2</sub>-Projekt erst gegen Ende der Berichtsperiode bekannt. Sie enthält im Wesentlichen die bereits oben vorgestellten Methoden, fügt jedoch eine große Zahl von Literaturzitatzen und Herstellern von unterschiedlichen Systemen zusammen. Aus dieser Studie sei die zusammenfassende Tabelle am Berichtsanfang hier eingefügt (Tab. 10):

### **7.5 Traceruntersuchungen zur Effizienz des Frac-Prozesses**

Tracertests sind ein unerlässliches Werkzeug um das Reservoir im Bereich des gefracchten Gesteinskörpers zu untersuchen. Damit lassen sich einerseits Kurzschlüsse aufdecken, andererseits die mittleren Aufenthaltszeiten des Fluids im Reservoir ermitteln, wodurch Aussagen zur Produktivität des HDR-Kraftwerks möglich sind. Zur Auswertung der Tracertests müssen die Erstankunft des Tracers, der Peak der Tracerkonzentration und das Ausklingen der Konzentration im Verlauf der Durchbruchkurve bekannt sein. Ferner kann mit Tracern, wenn Sorption ebenso wie eine Zersetzung des Tracers ausgeschlossen werden kann, der Nachweis geführt werden, dass ein geothermisches Reservoir dicht ist und nicht von Grundwasser durchströmt wird.

Darüber hinaus ist es möglich, Aussagen zur Größe des aktiven Reservoirs zu machen, womit sich ein Maß für die Effektivität des Frac-Prozesses ergibt. Unter aktivem Reservoir sind dabei die Klüfte gemeint, die miteinander verbunden sind und auf denen das Fluid zirkuliert; zum inaktiven Reservoir sind dead-end und Microporen zu rechnen, die zwar beim Fracen geöffnet werden, aber bei denen keine Konnektivität hergestellt werden konnte. Einige der potentiellen Tracer sind im Kapitel 7.3.7 geschildert. Bisher wurden erfolgreich Amino G, Rhodamin WT, Deuterium, Natriumfluorescein, Fluorescein (!), SF<sub>6</sub>, Edelgase, R-134a (Tetrafluorethan), Benzoesäure, Fluoroform, und Sulfonate eingesetzt. Daneben wurden verschiedene potentielle Tracer in Labortests untersucht, darunter verschiedene Fluoroalkohole (AQUILINA *et al.* 1998; KWAKWA 1989).

Wichtig für einen Tracertest in einem HDR Projekt ist seine thermische und chemische Stabilität, die von verschiedenen Autoren untersucht wurde (z.B. ADAMS 2001). In diesem Bereich sind jedoch noch nicht hinreichend viele Daten vorhanden, um eine größere Anzahl von Tracern verfügbar zu haben, mit denen auch Multitracerversuche durchgeführt werden könnten.

Wie die Untersuchungen von KWAKWA (1989) zeigen, ist es sinnvoll, Techniken zu entwickeln, mit denen es möglich ist, den Tracer nicht nur am Bohrlochkopf der Injektionsbohrung zu injizieren, und am Kopf der Entnahmebohrung zu analysieren. Um die einzelnen Fließwege innerhalb des Reservoirs besser orten zu können, sollte der Tracer in unterschiedlichen Teufen zugegeben und durch geeignete Analysenmethoden in unterschiedlichen Teufen wieder detektiert werden. Dies mag bei einem HDR-System, das mit heißem Wasser arbeitet noch relativ einfach sein, beim Einsatz von scCO<sub>2</sub> treten hingegen Schwierigkeiten auf, die laborativ zunächst erkundet werden müssten. Neben der thermischen Stabilität der Tracer muss folglich auch sicher gestellt sein, dass die Tracer in scCO<sub>2</sub> eingesetzt werden können.

Über Tracertests mit scCO<sub>2</sub> ließ sich in der ISI/Thomson Datenbank kein Eintrag finden. DOUGHTY *et al.* (2004) modellieren jedoch einen Tracertest für ein CO<sub>2</sub>-Sequestrationsprojekt. Sie injizieren zunächst den Tracer (Fluorescein; wobei erneut nicht klar ist, ob Fluorescein oder

Na-Fluorescein [Uranin] gemein ist) ohne das scCO<sub>2</sub> und in einem weiteren Schritt als Mehrphasenmodell scCO<sub>2</sub> und den Tracer. Wie bei den HDR-Projekten zeigt sich ein schneller Durchbruch des Tracers. Unklar bleibt, ob sich der Tracer im scCO<sub>2</sub> konservativ verhalten wird oder nicht. Bei niedrigen Temperaturen scheint sich Fluorescein konservativ zu verhalten, da scCO<sub>2</sub> als Extraktionsmittel für farbstoffhaltige Produkte verwendet werden kann (SCALIA & SIMEONI 2001).

Bisherige Tracertests in HDR Projekten haben nur relativ geringe „Wiederfindungsraten“ erbracht, die bei maximal um die 30 % liegen (z.B. AQUILINA *et al.* 2004), bei KWAKWA (1989) auch bis 80 %. Über die Gründe für diese relativ geringen Wiederfindungsraten gibt es bislang keine gesicherten Erkenntnisse. Sollte tatsächlich nur ein geringer Teil des eingebrachten Tracers wieder gefunden werden, so müsste dies bei der Berechnung des nötigen Frac-Volumens im Vorfeld berücksichtigt werden. Inwieweit es sich bei der Wiederfindungsrate um eine scheinbare Wiederfindungsrate handelt, die in erster Linie auf Abbauprozesse der Tracer zurückzuführen ist bedürfte ebenfalls noch der Prüfung. Gleichwohl ist dies nicht sehr wahrscheinlich, weil es fast alle bislang eingesetzten Tracer betrifft (bei Rhodamin WT in Soultz-Sous-Forêts betrug die Wiederfindungsrate nur 2 %; AQUILINA *et al.* 1998). Unklar bleibt, wie bei einem Kreislaufsystem die Wiederfindungsrate definiert ist, wenn andererseits die Verdünnung des Tracers zur Berechnung des Reservoirvolumens benutzt wird.

## 7.6 Schlussfolgerungen zum CO<sub>2</sub>-Monitoring

Wie gezeigt werden konnte, ist das Monitoring von diffusen CO<sub>2</sub>-Leckagen aus HDR-Anlagen mit scCO<sub>2</sub> problematisch, da die zu erwartenden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen möglicherweise durch die natürliche Schwankungsbreite der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen überlagert werden. Es ist daher gegebenenfalls notwendig, dem scCO<sub>2</sub>, das sich im Umlauf befindet, chemische oder radiologische Tracer beizufügen, die es ermöglichen, potentielle Leckagen kurzfristig aufzuspüren. Ob dies auch bei flächenhaft auftretenden geringen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen möglich ist, müsste experimentell geprüft werden.

Da die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in der Bodenluft stark vom Wetter und Kleinklima abhängen ist es notwendig, durch eine Klimastation kontinuierlich die wichtigsten klimatischen Parameter zu messen. Außerdem sollte das flächenhafte Umfeldmonitoring regelmäßig wiederholt werden um sicher zu stellen, dass die Datengrundlage auf der das Havarieszenario „Austritt von CO<sub>2</sub>“ beruht stets aktuell ist und keine falschen Leckagen detektiert werden.

Entwicklungsbedarf scheint besonders bei den Tracertechniken, bei der Unterscheidung von natürlichen Fluktuationen und CO<sub>2</sub>-Konzentrationen durch Leckagen und bei preiswerten flächenhaften CO<sub>2</sub>-Monitoringmethoden zu bestehen. Möglicherweise ist eine Kooperation mit einem CO<sub>2</sub>-Storage Projekt anzustreben, in dem ähnliche Monitoringmethoden verwendet werden müssten wie für ein HDR-Projekt mit scCO<sub>2</sub>.

Zweifellos muss die CO<sub>2</sub>-Detektion im Umfeld einer scCO<sub>2</sub>-Anlage aus einer Vielzahl von unterschiedlichen Messkomponenten bestehen, deren Zusammenspiel im Einzelnen zu testen ist. Bislang sind keine Erfahrungen bekannt, auf die zurückgegriffen werden könnte, wenn ein Monitoring im Vorfeld oder im Betrieb einer HDR-Anlage mit scCO<sub>2</sub> durchgeführt werden soll. Neben Sensoren oder Meßmethoden, die den Stand der Technik darstellen sind in folgenden Bereichen weitere Forschungen nötig:

- in den Bohrungen,
- kontinuierliches Monitoring in der Bodenluft,
- flächenhaftes Monitoring zur Leckdetektierung während des Betriebs
- Geophysikalische Methoden (Bohrloch as Elektrode)

Außerdem sind bislang noch nicht genügend Erfahrungen vorhanden, aus denen Airborne gewonnene CO<sub>2</sub>-Daten, geophysikalische Messungen und bodengestützte Sensoren zusammen arbeiten können um das CO<sub>2</sub> im Untergrund zuverlässig nachweisen zu können.

## 7.7 Oberflächenmonitoring

Aus verschiedensten Geothermieprojekten ist bekannt, dass durch die Injektion von Flüssigkeiten Vertikalbewegungen an der Oberfläche entstehen können. Dabei kann es sich sowohl um Senkungen als auch um Hebungen handeln. Größenordnungsmäßig sind in Abhängigkeit von der Tiefe des Reservoirs Vertikalbewegungen von wenigen Zentimetern bis Metern zu erwarten. In einem sehr gut untersuchten japanischen Projekt haben VASCO *et al.* (2002) Hebungen bis zu einem Maximalbetrag von 10 Zentimetern nachweisen können, wobei das HDR-Reservoir sich in einer Tiefe von 2200 Metern befunden hat. Aus den Literaturrecherchen der Autoren geht hervor, dass sich Bodenbewegungen im Bereich solcher HDR-Projekte auch über InSAR Beobachtungen aus dem All nachweisen lassen und dass praktisch in allen HDR-Projekten geringe Vertikalbewegungen zu erwarten sind. Weiterhin konnten die Autoren zeigen, dass sich die Maximalbeträge der Bodenbewegungen im Bereich von Störungen finden, die bis in das Reservoir hinab reichen. VASCO *et al.* (2002) empfehlen, wie schon oben angedeutet, Oberflächendeformationen auch durch Druckänderungen in den Grundwasserleitern und durch das Monitoring von mikroseismischen Aktivitäten zu unterstützen.

Solche Vertikalbewegungen, die durch die Volumenänderung des Reservoirs im Zuge der scCO<sub>2</sub>-Injektion bedingt sind, lassen sich durch unterschiedlichste Methoden nachweisen. Neben den bereits erwähnten Shuttle-Aufnahmen – die jedoch nicht kontinuierlich zur Verfügung stehen – bieten sich Radarbilder von Satelliten oder Flugzeugen (SAR) oder Airborne Laserscanning (JANY 2004) an. Für ein kontinuierliches Monitoring von Bodenhebungen an bestimmten Kontrollpunkten können Systeme wie GPS oder GALILEO eingesetzt werden. Durch differentielle Verfahren ist es dann möglich auch Bodenbewegungen von weniger als 1 cm Differenz zu erkennen.

In welcher Größenordnung sich Bodenbewegungen eines HDR-Projekts in Teufen von 3,500 bis 5,000 Metern bewegen, lässt sich nicht mit Sicherheit vorhersagen. Dies ist von der Gesteinsart und vom Frac-Prozess abhängig. Sollte der Frac-Prozess ein Reservoir mit einer vertikalen Ausdehnung von 500 m aufweiten und wird mit einer Volumenvergrößerung von 4 % gerechnet, so können Hebungen von einigen Dezimetern auftreten.

## 8 Geologische Verhältnisse

### 8.1 Geowissenschaftliche Arbeitsziele

Die geowissenschaftliche Standortanalyse für HDR Geothermie wird bezieht sich auf Festgesteine, die im Normalfall kein oder nur wenig Wasser führen. Aus diesem Grund muss ein zum Wärmetransport notwendiges Medium in künstlich zu schaffende Hohlräume verbracht werden. Diese Festgesteineinheiten finden sich vor allem in den südlichen Bundesländern.

### 8.2 Auswahlkriterien für potentielle Gesteinskomplexe

Die Standortanalyse für eine HDR-Pilotanlage (in diesem Fall speziell für Sachsen, methodisch jedoch übertragbar auf andere Grundgebirgseinheiten Deutschlands) unter Verwendung von superkritischem CO<sub>2</sub> erfolgte unter Berücksichtigung folgender geologischer Voraussetzungen:

- Wärmeleitfähigkeit: das Gestein soll eine relativ gute bis sehr gute Wärmeleitfähigkeit besitzen
- Wärmeproduktion: das Gestein soll eine möglichst hohe energetische Reproduktionsrate haben.
- Homogenität und räumliche Form der Gesteinskörper: die Ausdehnung und Teufenerstreckung muss den technischen Anforderungen einer HDR-Anlage entsprechen
- Tektonik: das Gestein soll möglichst geringe Beeinflussung durch Bruchtektonik aufweisen (aktive bzw. geöffnete Kluft- und Störungszonen), so dass ein geschlossenes Reservoir aufgebaut werden kann.

#### 8.2.1 Wärmeleitfähigkeit

Die im Inneren der Erde vorhandene Wärme stammt zu ca. 80 % aus dem Zerfall radioaktiver Elemente im Erdmantel und in der Erdkruste. Die verbleibenden 20 % der Erdwärme werden als gespeicherte Wärme aus der Frühzeit der Erde betrachtet. Der Wärmetransport in Gesteinen erfolgt durch Wärmeleitung, Wärmestrahlung, Konvektion und Diffusion.

Die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  (vgl. Kapitel 6.2.1) ist ein Maß für die Energiemenge, welche bei einer gegebenen Temperaturdifferenz durch ein Material hindurch transportiert wird. Die Wärmeleitfähigkeit ist unter anderem von der Temperatur und vom Druck abhängig. In festen Stoffen (Mineralen) beruht die Wärmeleitfähigkeit auf zwei Transportarten: Wärmetransport durch Elektronen (Elektronenleitung) und Wärmetransport durch Gitteratome (Photonen- oder Gitterleitung). Bei gesteinsbildenden Mineralen (Silikaten) überwiegt der Anteil der Gitterleitfähigkeit.

Innerhalb der gesteinsbildenden Minerale weisen Quarz und basische Minerale eine relativ hohe Wärmeleitfähigkeit auf; Feldspäte und Glimmer haben vergleichsweise niedrige Wärmeleitahlen (siehe Tab. 11). Diese Materialeigenschaft wird durch die Umgebungsbedingungen beeinflusst: Mit steigender Temperatur nimmt die Wärmeleitfähigkeit bei guten Wärmeleitern stärker, bei schlechten Leitern geringer oder gar nicht ab. Mit zunehmendem Druck kann die Wärmeleitfähigkeit auf das 1,3 bis 1,8fache ansteigen. Der Anteil der einzelnen Mineralkomponenten bestimmt den  $\lambda$ -Wert des Gesteins, dieser kann so in relativ weiten Grenzen schwanken (Tab. 12 und Tab. 13).

Der aus dem Anteil der Mineralphasen errechenbare Wert der theoretisch möglichen Wärmeleitfähigkeit wird durch Anisotropie-Effekte wie die Regelung von Mineralaggregaten beeinflusst. Bei wenig geschichteten oder geschiefertten Gesteinen reduziert sich die Wärmeleitfähigkeit um den Faktor 1,0...1,4; bei stark anisotropen Gesteinen beträgt dieser Faktor 1,5...2,0. Metamorphe Gesteine können im allgemeinen nicht als homogen und strukturell isotrop betrachtet werden. Die Wärmeleitfähigkeit nimmt bei magmatischen und metamorphen Gesteinen mit sinkendem Quarzgehalt und zunehmendem Feldspatanteil ab. Ausnahmen bilden ultrabasische Gesteine. Strukturelle Anisotropie (Schieferung) wirkt sich negativ auf die Wärmeleitfähigkeit aus., da sich der Einfluss von Umgebungsdruck und -temperatur wahrscheinlich aufheben. Nach diesen

**Tab. 11: Wärmeleitfähigkeiten ausgewählter gesteinsbildender Minerale (SUNDBERG 1988).**

Mineral	Wärmeleitfähigkeit [W/mK]
Quarz	7,7
Mikroklin	2,5
Plagioklas (Mittelwert – abhängig vom Anorthitanteil)	1,9
Biotit	2,0
Muskowit	2,3

**Tab. 12: Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Gesteinsdichte (KARL 1965). Umgerechnet von [cal/cm × s × °C] in [W/m × K].**

Gestein	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Wärmeleitfähigkeit [W/mK]
Granit	2,6	1,16
Gneis	2,65	0,84
Gabbro	2,87	0,76
Basalt	2,97	1,02
Dunit	3,26	1,68

**Tab. 13: Mittelwerte und Intervalle der Wärmeleitfähigkeit von kristallinen Gesteinen (SUNDBERG 1988).**

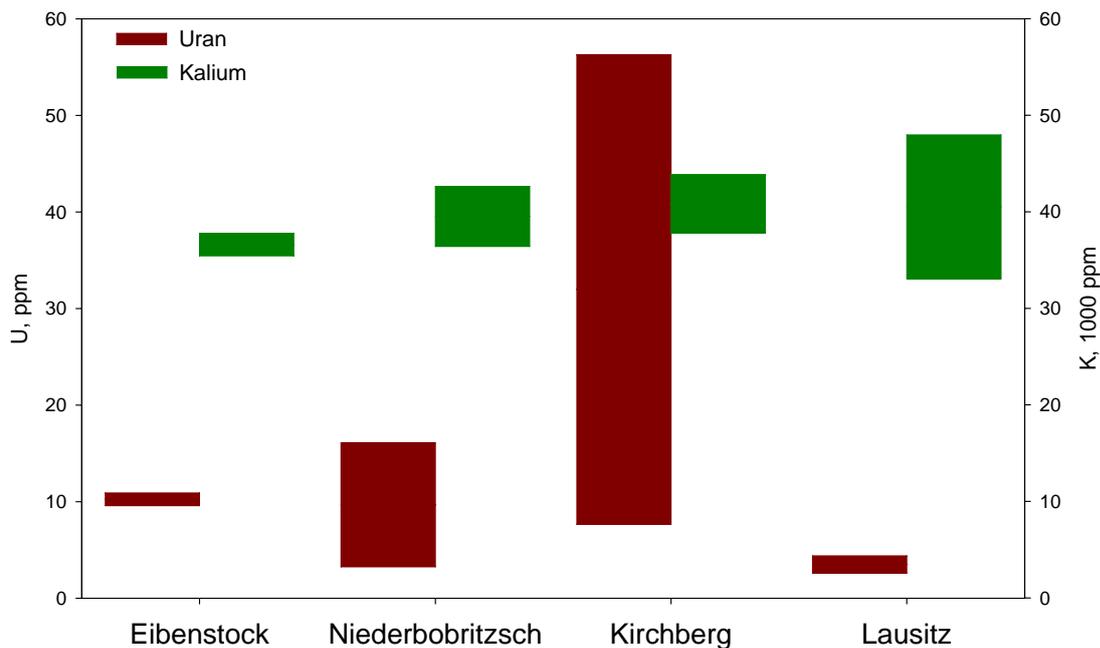
Gesteinstyp	90 % of the distribution with 95 % confidence is greater than	Wärmeleitfähigkeit [W/mK]
Granite	2,95	2,85...4,15
Granodiorite	2,95	2,85...3,85
Tonalite	2,80	2,70...3,65
Quarzdiorite	2,55	2,50...3,30
Syenite	2,25	2,15...3,25
Porphyry	2,75	2,65...4,50
Porphyrite	1,80	1,70...3,60
Rhyolite, dacite	2,80	2,70...4,20
Trachyte	2,35	2,25...3,55
Quarzite	5,50	5,35...8,10
Metam, Sedimente	2,65	2,45...4,90
Metam, Basite	2,15	2,05...3,15
Gneis, granodioritisch	2,85	2,70...4,40

Vorgaben sind magmatische Gesteine mit einem hohen Quarzanteil (Granit/Rhyolith) oder Ultrabasite am besten für ein Reservoir einer HDR Anlage geeignet.

### 8.2.2 Wärmeproduktion

Wie bereits eingangs ausgeführt und in Kapitel 6.2.2 angedeutet, hängt die Wärmeproduktion eines Gesteines in den oberen Krustenbereichen von dem Anteil radioaktiver Elemente ab. Als Indikatorelemente werden dabei besonders Uran, Thorium und Kalium berücksichtigt. Die geochemischen Daten der sächsischen Granite belegen, dass vor allem die Granite des Erzgebirges (Eibenstock, Kirchberg, Niederbobritzsch) als HHP (high-heat-potential)-Granite zu klassifizieren und im Verhältnis zu vielen anderen sauren Intrusiva im deutschen Variszikum überdurchschnittlich an Uran angereichert sind (FÖRSTER 1999).

Aus dem Diagramm in Abb. 47 ist deutlich abzulesen, dass die Granite des Kirchberger Granits die höchsten Urangelhalte zeigen, aber innerhalb des Komplexes große Schwankungen auftreten.



**Abb. 47: Geothermisch relevante geochemische Daten der sächsischen Granite. Es sind jeweils Minimal und Maximalwerte der Kalium- und Uran-Gehalte angegeben.**

Die Proben des Niederbobritzscher Granits haben wiederum höhere Werte als die Proben aus dem Eibenstocker Granit. Deutlich geringer sind die durchschnittlichen Uran-Gehalte der Lausitzer Granodiorite.

### 8.2.3 Homogenität und räumliche Erstreckung

Das Grundgebirge Sachsens besteht aus drei Einheiten, die potentiell als Standort von HDR-Anlagen in Frage kommen können. Diese Einheiten wurden in Bezug auf Homogenität und räumlicher Erstreckung von einzelnen Gesteinskomplexen getestet. Zwischen Dresden und Görlitz erstreckt sich das Lausitzer Granodioritmassiv. Dieses Massiv stellt eines der größten zusammenhängenden Granitareale Europas dar. Getrennt durch eine großregionale Störungszone schließen sich nach Westen die metamorphen Komplexe des Erzgebirges und Granulitgebirges an. Beide Komplexe werden von unterschiedlich großen postorogenen Granitintrusionen durchschlagen (siehe Abb. 52).

Der Erzgebirgskomplex besteht aus metamorphen Deckeneinheiten, die relativ flach nach Westen einfallen und eine jeweilige Mächtigkeit zwischen zwei und vier Kilometer. In den Deckeneinheiten sind Glimmerschiefer und massive Orthogneise zusammengefasst, sie sind lithologisch meist sehr heterogen. Der äußere Mantel wird von Schieferserien gebildet (Abb. 48). Einen ähnlichen Aufbau besitzt das Granulitgebirge. Der Granulitkern wird von Quarz-Feldspat-Granuliten gebildet. Des Weiteren treten metabasitische Einschaltungen von Granatserpentiniten und Granatpyroxeniten auf. Der Granitkern wird von hochmetamorphen Schiefen umgeben, die jedoch nur geringe räumliche Erstreckungen haben.

In beiden metamorphen Komplexen besitzen nur Teile des Granulitkerns und die unterste Decke des Erzgebirges (Freiberger Gneise) eine größere räumliche Erstreckung. Leider stehen nur wenige Daten über die Teufenerstreckung bis zu fünf Kilometer zur Verfügung. Die teilweise ausgeprägte Schieferung und mit der intensiven tektonischen Deformation verbundenen Inhomogenitäten lassen die beiden metamorphen Komplexe als weniger geeignet als Intrusivkörper erscheinen.

Die metamorphen Komplexe werden von einer Vielzahl von postorogenen Granitkörpern und Gängen durchschlagen. Im Granulitkern intrudierten lagenparallele Granite (Lagergranite und

Granite von Berbersdorf und Mittweida). Diese Granitkörper sind zum großen Teil erodiert und besitzen nur geringe räumliche Erstreckung.

Im Erzgebirgskomplex treten neben der Lausitz die größten postorogenen Granite auf. Die größten Massive befinden sich im Westen (Eibenstock, Kirchberg, Bergen), nach Osten werden die Granitkörper kleiner (Niederbobritzsch). Nach Modellierungen gravimetrischer Daten, die in einem sehr dichten Netz aus der Erkundung der früheren SDAG Wismut zur Verfügung stehen, kann für den Westteil des Erzgebirges ein Granitkörper modelliert werden (BROTTKA 2003), der bis in eine Teufe von etwa 8 km zu verfolgen ist. Bis in mehr als 1 km Tiefe ist der Granit durch Bohrungen nachgewiesen. Vor allem im Nord- und Südteil des Massivs können relativ homogene „Granitsäulen“ bis in die relevante Teufe von 5 km prognostiziert werden.

Der flächenmäßige Anschnitt im Niederbobritzscher Granit ist zwar wesentlich kleiner, aber auch dort kann auf Grund der benachbarten Calderenstruktur eine größere Teufenerstreckung erwartet werden.

Der flächenmäßig größte Anschnitt von granitoiden Gesteinen befindet sich in der Lausitz (Abb. 49). Das Lausitzer Granitoidmassiv ist aus sehr vielen groß- und kleinflächig ausstreichenden Granitoidtypen zusammengesetzt (SCHUST 2000). EIDAM (1988) unterscheiden Cadomische fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranodiorite, mittelkörnige muskovitführende Biotitgranodiorite und mittel- bis grobkörnige porphyrische Granodiorite sowie kleine varistische Monzogranite bzw. amphibolführende Granodiorite.

#### 8.2.4 Tektonische Verhältnisse

Auf die Auswirkungen der metamorphen Deformation auf die Anisotropie der Wärmeleitung wurde eingangs eingegangen. Alle metamorphen Einheiten weisen diesen metamorphen Lagerbau und die damit verbundenen Inhomogenitäten auf. Entscheidend für die Anlage und die Sicherheit des Reservoirs sind jedoch junge, spröde Störungen und Klüftzonen. Die im Gestein durch die jüngste Tektonik verursachte Vorspannung ist entscheidend für die geographische Ausrichtung des Crack-Versuches und die Lage der Bohransatzpunkte. Die gesteinsimmanente Spannung differiert sehr stark in den einzelnen Gesteinseinheiten und kann auf Grund der unzureichenden Datenlage für Gesamtsachsen noch nicht flächenhaft dargestellt werden. Die Messung der Paläospannung in ausgewählten Gebieten ist in der Tab. 14 dargestellt; die ostsächsischen Grundgebirgseinheiten sind bisher durch diese Untersuchungen noch nicht erfasst. Die

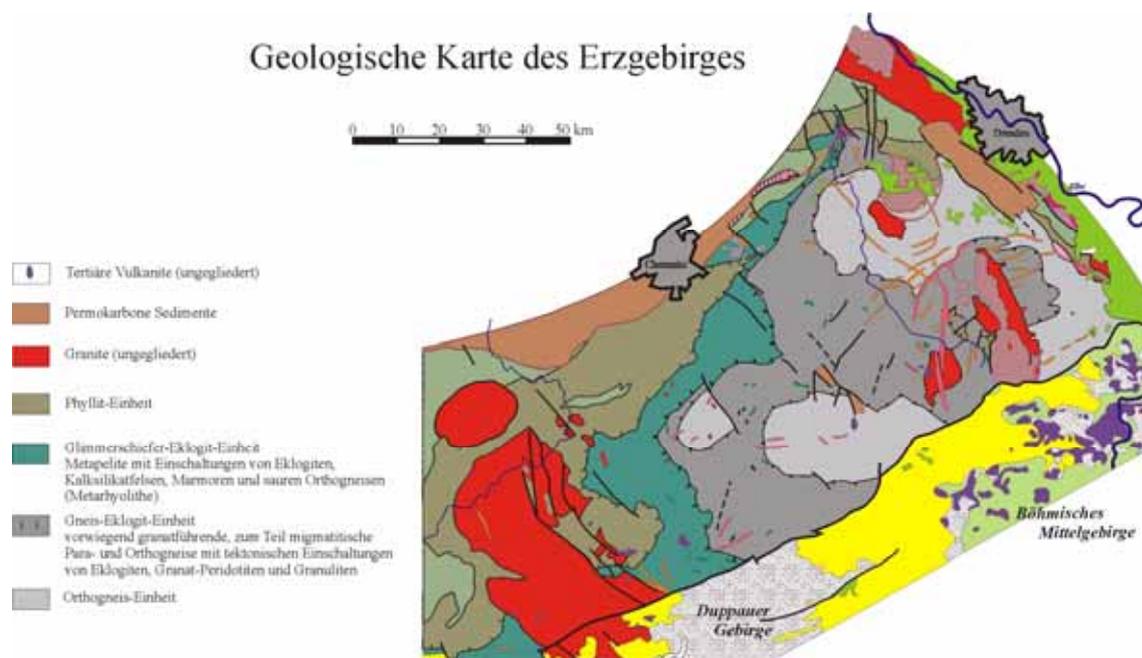


Abb. 48: Geologische Karte des Erzgebirges mit den Granitmassiven Eibenstock-Kirchberg, Granite der Caldera von Altenberg und Niederbobritzsch (von links nach rechts).

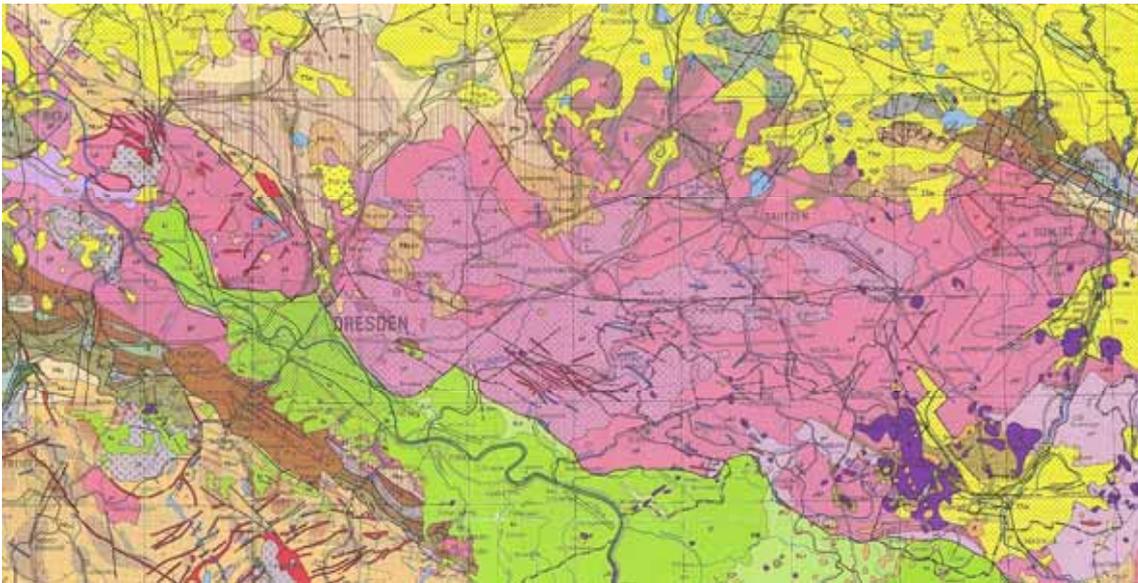


Abb. 49: Geologische Karte der Lausitzer Granodioritmassivs.

Tab. 14: Ergebnisse von Spannungsmessungen im Erzgebirge (MJAKISCHEW 1987; BANKWITZ et al. 1995<sup>†</sup>).

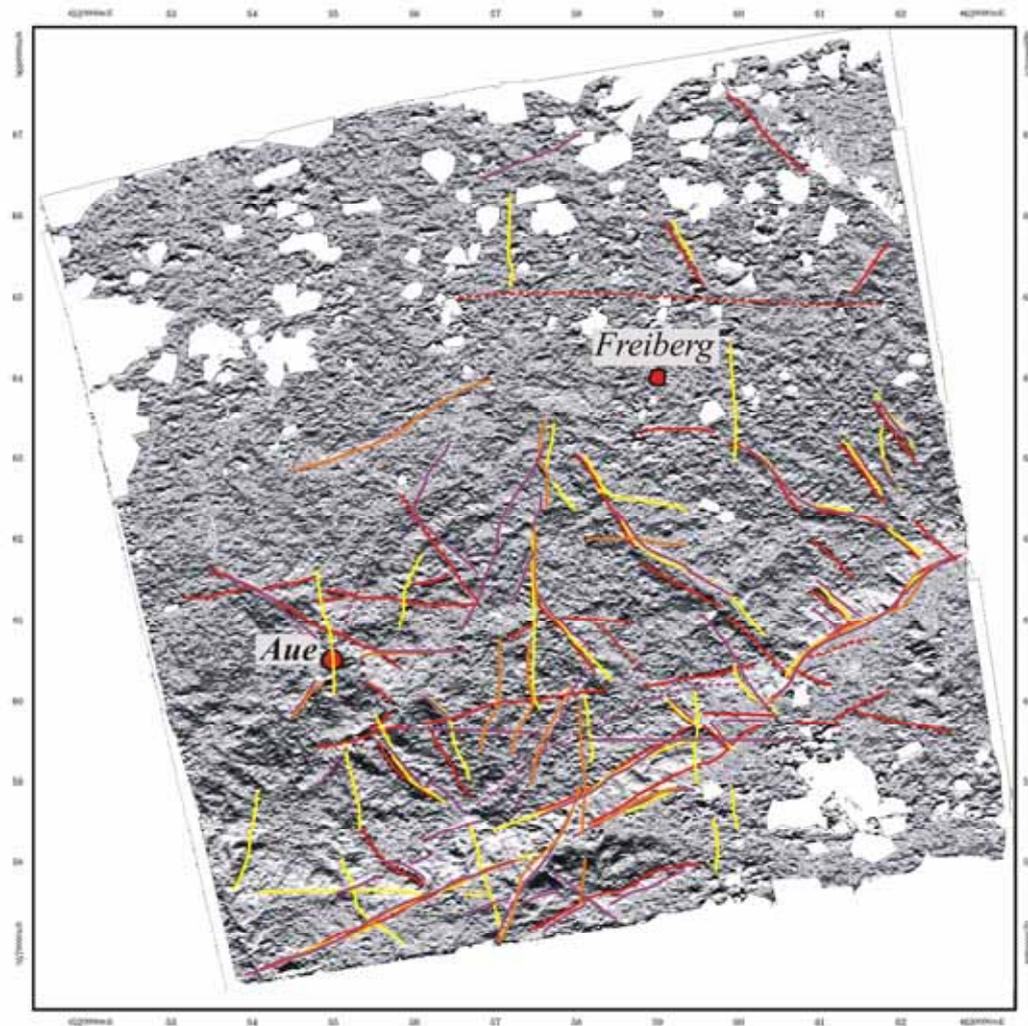
Ort	Teufe, m	Gestein	E – Modul, GPa	Querdehnungs- /Poissonzahl $\nu$	$\sigma_x : \sigma_y : \sigma_z$	Richtung $\sigma_x$	Betrag $\sigma_x$ , MPa
Reiche Zeche Freiberg	140	Gneis	50 ... 75	0,2 ... 0,23	1,25 : 0,83 : 1	347°	4,5
Tiefer Büнау-Stollen Zinnwald	80	Teplitzer Albitporphyr	15	0,28	2 : 1 : 1	339°	6,8
Grube Ehrenfriedersdorf	186	Gneis – Glimmerschiefer	15	0,25	1,21 : 0,93 : 1	315°	5,8
Zschorlau <sup>†</sup>	0	Granit	–	–	13 : 1 : –	316°	13,0
Aue <sup>†</sup>	0	Granit	–	–	2,3 : 1 : –	343°	7,0

Messung der konkreten Spannungsverhältnisse an der Lokalität einer Pilotanlage müssen deshalb in der nächsten Projektphase vorgenommen werden.

Die Sicherheit eines Reservoirs wird durch die Bruchtektonik bestimmt. Um vorläufige Aussagen zur jungen Tektonik im betrachteten Gebiet zu erlangen, wurden digitale Geländemodelle (DGM) analysiert. In diesen Bildern treten Störungen als deutliche Geländekanten oder als Flussläufe hervor. In seltenen Fällen kann man relative Altersbeziehungen ableiten und einen Bewegungssinn feststellen. Die in den DGMs in unterschiedlichen Farben dargestellten Linien repräsentieren die Lage der Störung bei unterschiedlicher Sonneneinstrahlung (90°, 180°, 270° und 360°). In diesen unterschiedlichen Beleuchtungswinkeln können Störungen bzgl. ihres Einfallwinkels und Bewegungssinn nachgewiesen werden.

Für das Erzgebirge zeigt sich ein sehr komplexes Störungssystem (Abb. 50). Es sind nur wenige Gebiete auszuhalten, die keinerlei Störungen aufweisen, so z. B. das Gneisgebiet westlich und östlich von Freiberg oder der Bereich westlich von Aue, in dem sich auch der Eibenstocker Granit befindet. Im Süden wird das Erzgebirge vom Egertalgraben begrenzt.

Im DGM der Lausitz fällt auf (Abb. 51), dass die Störungen nur auf den zentralen Teil konzentriert sind. Das resultiert aber aus der quartären Bedeckung im Norden und Nordwesten. Der Egertalgraben begrenzt die Lausitz im Südosten mit seinen NE–Sickerwässer-streichenden Störungen. Der Zentrale Teil der Lausitz wird von W–E-streichenden Störungen dominiert, deren dextraler Bewegungssinn aus Riedelstörungen (NW–SE-verlaufend nördlich davon, bezie-



**Abb. 50:** Digitales grenzübergreifendes Geländemodell des Erzgebirges aus Radardaten. Die langgestreckte NE-verlaufende Störungszone repräsentiert den Nordrand des Egergrabens (Tschechische Republik).

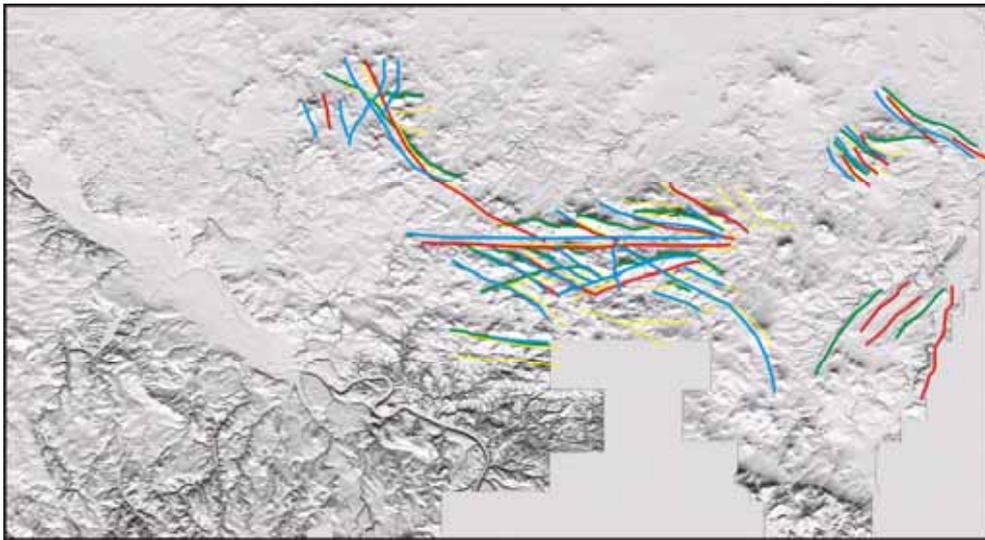
hungsweise NW–SE-verlaufend südlich) abzuleiten ist. Im Nordosten sind vor allem NW–SE-streichende Störungen zu beobachten, die parallel zum Lausitzer Hauptabbruch verlaufen. Relativ ungestört erscheinen die Gebiete um Bautzen-Löbau und östlich des Elbsandsteingebirges.

### 8.3 Potentielle Standorte für HDR-Projekte mit scCO<sub>2</sub>

#### 8.3.1 Sachsen

Berücksichtigt man die eingangs im Kapitel 8.2 genannten Kriterien für die Auswahl von Ansatzpunkten von HDR-Anlagen, so kann man für die Grundgebirgseinheiten des südlichen Sachsens vier Regionen aushalten, die sich aus geologischen Gesichtspunkten für eine solche Anlage anbieten. Dieselben Kriterien kann man in anderen Grundgebirgsregionen Süddeutschlands zur Auswahl eines entsprechenden Testgebietes anwenden. Die zur Auswahl empfohlenen Gebiete sind in Abb. 52 dargestellt.

Das Gebiet des Kirchberger Granitmassivs zeichnet sich durch einen relativ homogenen Gesteinskörper, eine sehr hohe radioaktive Wärmeproduktion auf Grund der hohen Gehalte an Uran und Kalium und eine geringe Störungsdichte aus. Die Datendichte ist in diesem Gebiet auf Grund der existierenden Kartierungsdaten relativ gut. Der südlich anschließende Bereich des Eibenstocker Granites wurde vorläufig nicht in die Betrachtungen einbezogen, da dieser Bereich durch eine überregionale Störungszone markiert wird.



**Abb. 51: DGM der Lausitz. Die unterschiedlichen Farben der Störungen repräsentieren die Analysen der DGM's mit unterschiedlichen Beleuchtungswinkeln.**

Als zweite Lokalität wurde der Niederbobritzcher Granitkörper ausgehalten. Ähnlich wie der Kirchberger Granit liegt die radioaktive Wärmeproduktion relativ hoch. Die Teufenerstreckung kann als relativ hoch abgeschätzt werden, da der Granitkörper zu einem Ringgangsystem der benachbarten Caldera gehört. Der Granit wird zwar randlich von dem Freiburger Gangsystem und zugehörigen Störungen geschnitten, gilt aber als relativ ungestört.

Als dritte und vierte Lokalität wurden Gebiete im Lausitzer Granodioritmassiv ausgewählt. Die Gehalte radioaktiver Elemente und damit verbundene Wärmeproduktion sind wesentlich geringer als die der Granite im Erzgebirge. Nach geophysikalischen Modellierungen kann eine Mindestmächtigkeit der Granodiorite von 1,5 km angenommen werden. Die Datenlage ist aber im Vergleich zu den Gebieten im Erzgebirge sehr lückenhaft. Die Gebiete westlich von Bautzen und westlich von Görlitz wurden vor allem auf Grund ihrer geringen tektonischen Deformation ausgewählt.

### **8.3.2 Deutschland**

Sachsen gehört nicht zu den deutschen Regionen, die sich durch einen erhöhten Wärmefluss im Untergrund auszeichnen und daher – im Vergleich zum Rheintalgraben – sind auch keine erhöhten Temperaturen in 3000...5000 m Teufe zu erwarten (Abb. 54). Wie die obigen Ausführungen zur Thermodynamik und Kraftwerkstechnik zeigen, sind jedoch durchaus nicht Temperaturen wie im Rheintalgraben nötig, um ein HDR-Kraftwerk mit scCO<sub>2</sub> wirtschaftlich betreiben zu können. Zahlreiche andere Regionen Deutschlands besitzen im Untergrund Kristallingesteine, die sich ähnlich wie die in Sachsen oder Baden-Württemberg für ein HDR-Projekt mit scCO<sub>2</sub> eignen würden. Dazu zählen – prinzipiell – alle tiefen Kristallingebiete in Deutschland nördlich der Linie Füssen—München—Deggendorf und südlich Saarbrücken—Frankfurt—Dessau—Görlitz. Diese weisen ein grundsätzliches Potential für tiefe HDR-Geothermie mit scCO<sub>2</sub> auf.

Innerhalb dieses oben genannten Bereichs, der sich aus der Verschneidung der Abb. 53 mit der Abb. 54 ergibt, liegt einerseits das hier untersuchte, derzeit ruhende Projekt Bad Urach als auch die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Standorte Eibenstocker Granit, Niederbobritzcher Granit und des Lausitzer Granodioritmassivs. Weiterhin liegen in diesem Gebiet zahlreiche Großstädte, sodass der HDR-Technologie zur Stromerzeugung auch ein entsprechender Markt gegenübersteht, dessen räumliche Nähe zum HDR-Projekt jedoch nicht so von Bedeutung ist wie bei thermischen Geothermieprojekten.

Eine nähere Untersuchung potentieller weiterer Standorte in Deutschland war mangels Datenlage (z.B. fehlende Spannungsmessungen, Untergundaufschlüsse) zunächst nicht möglich. Dies soll in einem weiteren Projektabschnitt detaillierter erfolgen.

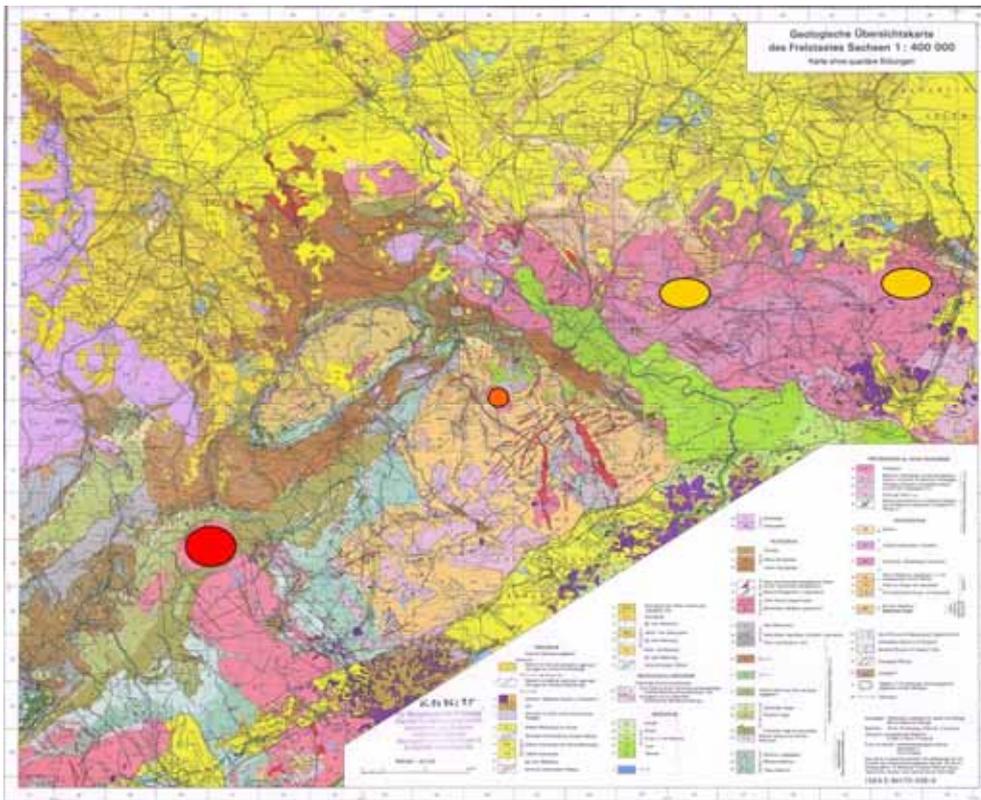


Abb. 52: Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsens 1:400 000 mit den möglichen Standorten Eibenstocker Granit (Kirchberger Massiv: rot), Niederbobritzcher Granit (orange) und den Granodioriten des Lausitzer Granodioritmattiv (gelb; von links nach rechts).

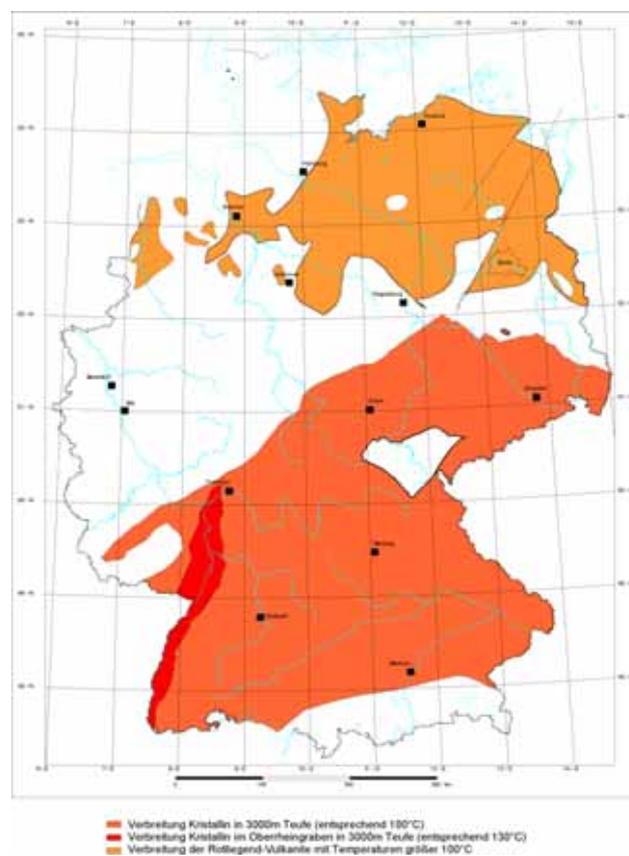


Abb. 53: Deutschlandweite Verbreitung von Kristallingestein die potentiell für die geothermische Stromerzeugung geeignet sind (aus PASCHEN *et al.* 2003).

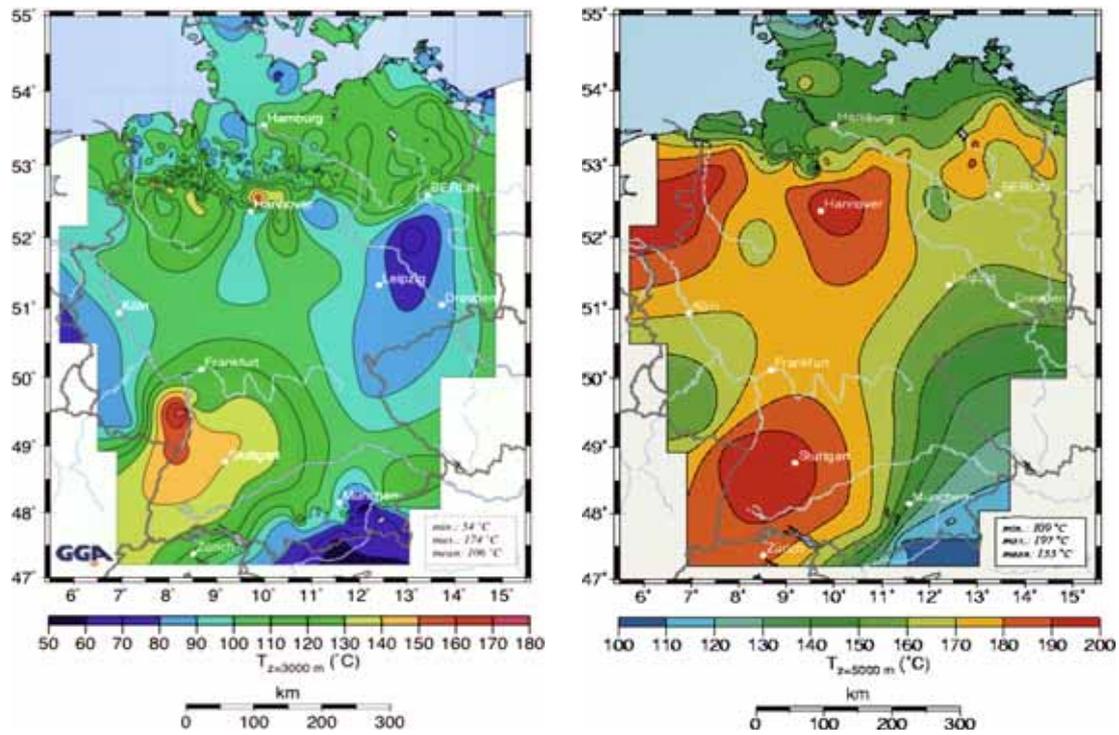


Abb. 54: Temperaturverteilung im Untergrund in Deutschland (links: ca. 3000 m; rechts ca. 5000 m; aus PASCHEN *et al.* 2003, basierend auf Daten des GAA – Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover).

## 9 Weiteres Vorgehen / Empfehlungen

Die vorliegende Studie zeigt, dass der Betrieb eines HDR-Systems mit scCO<sub>2</sub> nicht nur machbar ist sondern auch Vorteile gegenüber dem eines mit Wasser betriebenen Systems hat und quasi nebenbei zur CO<sub>2</sub>-Sequestration dient, da ein bestimmter Anteil an CO<sub>2</sub> über Diffusion vom umliegenden Gestein aufgenommen wird. Diese Ergebnisse decken sich weitgehend mit denen der Studie, die im Auftrag des DOE in den USA durchgeführt wurde (PRUESS & AZAROUAL 2006). Dennoch ergab eine im Zuge der vorliegenden Studien durchgeführte Defizitanalyse Fragestellungen, die einer weiteren Abklärung bedürfen. Diese zu klärenden Fragen werden im Folgenden kurz angesprochen. Weitere Details zu offenen Fragen finden sich am Ende der jeweiligen Kapitel.

### Bohrtechnik

Die Bedeutung der Bohrtechnik für die Wirtschaftlichkeit einer HDR-Anlage wurde in Kapitel 4 angesprochen und es wurden generell die Entwicklungen, insbesondere in der Erdölindustrie, aufgezeigt. Inwieweit diese Techniken aus der Erdölindustrie (dort: überwiegend Sandsteine) für Geothermiebohrungen (hier: Granite und Gneise, höhere Temperaturen) übertragen werden können, muss in größerer Detailliertheit ermittelt und mit Kosten hinterlegt werden. Da in Geothermiebohrungen höhere Temperaturen als im Erdölbereich zu erwarten sind, kommt der Frage der Funktionsfähigkeit der Elektronik in modernen Bohrverfahren eine besondere Bedeutung zu. Hier sind gegebenenfalls weitere Entwicklungen und möglicherweise andere Strategien notwendig.

### Frac-Prozess

Das große Spektrum an Erfahrungen hinsichtlich Fracen in der Erdölindustrie kann nur begrenzt oder gar nicht übertragen werden, das sich spröde Gesteine wie Granit deutlich anders verhalten als Sandsteine und typische Erdölspeichergesteine. Zudem liegen keine Erfahrungen über das Fracen mit überkritischem CO<sub>2</sub> vor. In diesem Bereich müssen vertiefende Recherchen und Versuche durchgeführt werden, um zu prüfen, welche Unterschiede sich im Vergleich von Fracen mit Wasser und Fracen mit CO<sub>2</sub> ergeben. Es ist zu erwarten, dass sich auf Grund der um fast eine Größenordnung geringeren Viskosität von scCO<sub>2</sub> ein deutlich anderes Bild ergibt. Fracen mit CO<sub>2</sub> wird in jedem Fall der Vorzug zu geben sein, weil das Wasser beim Fracen mit Wasser erst wieder aus dem HDR-Reservoir entfernt werden muss. Idealerweise würde beim Fracen mit CO<sub>2</sub> gleichzeitig das im Gestein immer in bestimmten (wenn auch kleinen) Mengen vorhandene Wasser verdrängt und aus dem Reservoir entfernt.

### Thermodynamischen Daten

Die thermodynamischen Daten für H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> beziehen sich immer auf die reine Phase. Lediglich für den Bereich niedriger Drücke sind zuverlässige thermodynamische Daten und chemisch-thermodynamische Daten für das System H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> verfügbar. Somit besteht ein Bedarf, experimentell zu ermitteln, wie sich scCO<sub>2</sub> verhält, wenn definierte Mengen an Wasser im scCO<sub>2</sub> gelöst sind, denn dies wird zumindest in der Anfangsphase nicht zu vermeiden oder auszuschließen sein. Ein Vorteil von scCO<sub>2</sub> als Arbeitmedium ist die Tatsache, dass sich in scCO<sub>2</sub> deutlich weniger mineralische Bestandteile lösen als im Vergleich zu Wasser. Allerdings kann nicht generell davon ausgegangen werden, dass sich überhaupt keine Minerale bzw. anorganische Elemente in scCO<sub>2</sub> lösen. Aus diesem Grund müssen Laborversuche mit typischen Gesteinen (z.B. Granite, Gneise) unter überkritischen Bedingungen möglichst bei verschiedenen Temperaturen und Drücken mit reinem CO<sub>2</sub> und in mit Wasser verunreinigtem CO<sub>2</sub> durchgeführt werden, um zu klären inwieweit es zur Lösung von Mineralen kommt. Ist dies der Fall, dann muss dies quantifiziert werden. Sollte das scCO<sub>2</sub> zu einer nennenswerten Korrosion auf die Reservoirgesteine führen, wird dies Änderungen der Mikrostruktur von Gesteinsoberflächen durch den Kontakt mit scCO<sub>2</sub> im Kurzzeit- und Langzeitverhalten bewirken. Auch in diesem Fall ist der Reinheitsgrad des scCO<sub>2</sub> ein zu variierender Parameter. Solche Untersuchungen können erfolgen durch vorher-nachher Vergleiche mit Hilfe der Rasterelektronenmikroskopie REM bzw. Electron-Scanning Mikroskopie (ESEM).

Demgegenüber ist scCO<sub>2</sub> ein exzellentes Lösungsmittel für organische Substanzen; deshalb müssen potentielle Standorte dahingehend untersucht werden, ob sie organische Bestandteile enthalten und wie schnell diese mit scCO<sub>2</sub> aus dem Gesteinsverband herausgelöst werden und welche Konsequenzen dies für das unterirdische Reservoir und die Energiegewinnung im Kraftwerk hat. Somit ist auch zu prüfen, wie sich anorganische und organische Bestandteile aus dem Kreislauf des scCO<sub>2</sub> kostengünstig entfernen lassen.

### **Viskosität von scCO<sub>2</sub>**

Auch die verfügbaren Daten zur Viskosität von scCO<sub>2</sub> haben zunächst nur Gültigkeit für reines CO<sub>2</sub>. Daher muss durch Experimente geklärt werden, wie sich die Viskosität unter definierten Temperaturen und Drücken ändert, wenn zudem bestimmte Mengen an Wasser im scCO<sub>2</sub> gelöst sind. Dies kann in Laborversuchen geklärt werden; darüber hinaus sind aber auch halbtechnische Versuche angeraten, um dieser Frage im Zusammenhang mit dem Fracn mit scCO<sub>2</sub> nachzugehen, weil in dieser Phase der Anteil an Wasser im scCO<sub>2</sub> am höchsten sein wird.

Basierend auf den zusätzlich gewonnenen Erkenntnis aus Laborversuchen zur Thermodynamik, Viskosität und chemischen Thermodynamik müssen dann Simulationen der Strömungsvorgänge in den Injektions- und Produktionsbohrungen durchgeführt werden, die neben der Strömung des scCO<sub>2</sub> die Aufnahme von Wasser und Fremdstoffen berücksichtigen, den Einfluss auf die Viskosität, das gesteinsmechanische Verhalten, den Wärmeübergang und den Wärmetransport. Das Modell muss in der Lage sein, auch unterschiedliche Injektionsdrücke beliebig zu simulieren, um das Optimum an Energieausbeute zu erreichen. Dazu kann es notwendig sein „Benchmark“-Tests mit verschiedenen gekoppelten Softwaresystemen durchzuführen.

### **Monitoring**

Ausgehend von einem geschlossenen Kreislauf in einer HDR-Anlage, die mit scCO<sub>2</sub> betrieben wird, muss eine permanente Überwachung des Mediums CO<sub>2</sub> erfolgen. Dies erfolgt primär über das injizierte Volumen und den Druck im System. Verluste des Arbeitsmedium CO<sub>2</sub> müssen durch erneute Zugabe von CO<sub>2</sub> ausgeglichen werden, um einen ordnungsgemäßen Betrieb zu gewährleisten. In diesem Fall muss aber der Nachweis geführt werden, wo das CO<sub>2</sub> verblieben ist. Generell sind da drei Möglichkeiten gegeben: Übertägige Austritte im Kraftwerk, Entweichen über präferentielle Klüfte aus dem HDR-Reservoir ins umgebende Gestein mit der Gefahr des Aufstiegs in Richtung Erdoberfläche und drittens diffusive Verluste ins Gestein. CO<sub>2</sub>-Austritte an der übertägigen Anlage können mit konventionellen Messgeräten überwacht werden. CO<sub>2</sub>, das über Klüfte aufsteigt und dabei auf Grundwasserleiter trifft, wird sich im Grundwasser lösen und zu einer Erniedrigung der pH-Werte führen, wenn das Grundwasser nicht gut gepuffert ist. Hier gilt es ein Überwachungsprogramm für pH-Werte im Grundwasser mittels Modellrechnungen kostengünstig zu entwerfen. Ist in dem Gebiet des scCO<sub>2</sub>-HDR-Systems kein Grundwasser vorhanden, ist die Situation schwieriger zu überwachen. Hier muss in offensichtlichen Schwächezonen und Störungszonen ein kontinuierliches CO<sub>2</sub>-Monitoring erfolgen, dies kann möglicherweise mit einem membranbasierten Verfahren erfolgen, das am UFZ Leipzig-Halle bis zu einer gewissen Grad entwickelt wurde. Es würde sich somit anbieten, dies Verfahren so weit zu ertüchtigen, dass es für einen praktischen Einsatz im Bereich der Langzeit-CO<sub>2</sub>-Überwachung geeignet ist.

### **Grundlagen für Modellierungen und geophysikalische Erkundungen**

Durch Untersuchungen der Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen unter Berücksichtigung der Anisotropie der Gesteine (insbesondere Gneise) müssen Daten gewonnen werden, um die Modellierung zu verbessern und damit eine bessere Prognose zu gewährleisten. Um die Überwachung und Kontrolle des Fracens mit geoelektrischen Methoden in Ergänzung zur Seismik durchführen zu können, muss die Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit von scCO<sub>2</sub> in Abhängigkeit von Druck und Temperatur ermittelt werden, da diesbezüglich keine Erkenntnisse vorliegen. Kommerzielle Verfahren lassen eine Charakterisierung der Formation hinsichtlich aktiver Kluftsysteme zu, jedoch soll eine Optimierung der Bildbearbeitung an Imagelogs erreicht werden. Bislang lassen sich die Geometrie und Dimension hydraulischer Fracs nur numerisch simulieren, wobei ein optimales Frac-Design die Kenntnis der lokalen Spannungsfelder voraussetzt.

Folglich ist eine Anwendung und Weiterentwicklung der Verfahren zur kontinuierlichen Spannungsanalyse aus Logs im Rahmen des hier vorgestellten Projekts sinnvoll.

Neben strukturellen und stratigraphischen Informationen ist die Klüfterkennung eine wichtige Interpretationsgröße die aus borehole images gewonnen werden kann. Gerade für geothermale Anwendungen ist eine genaue Kenntnis über Anzahl und Geometrie von Klüften, als Hauptwärmetauscher, unerlässlich. Bisher sind jedoch automatische bzw. semiautomatische Detektionsmethoden noch wenig bzw. unzureichend entwickelt. Größere und tiefere Frakturen könnten mit speziellen Messsonden, wie einem Multiple-Induction-Tool untersucht werden. Ähnliche Ansätze werden schon verfolgt, müssten aber auf ihre Anwendbarkeit auf klassische elektrische Sonden mit unterschiedlichen Eindringtiefen und kleineren Klüften untersucht werden.

### **Gebirgsspannungen**

Spannungsanisotropien erzeugen charakteristische Verteilungen der Scherwellengeschwindigkeiten um das Bohrloch, welche durch Scherwellensplitting noch verstärkt werden. Quantitative Information zur *in-situ*-Spannungsanisotropie werden aus Vergleichen mit einer Modellierung der Scherwellengeschwindigkeitsverteilung bei vorgegebener Spannungsanisotropie abgeleitet. Dazu sind Kenntnisse von Koppelkoeffizienten zwischen Spannung und Scherwellengeschwindigkeit der jeweiligen Gesteinsformation erforderlich, welche experimentell mittels Druckversuchen bestimmt werden müssen. Erfahrungen zur Bestimmung der Spannungsanisotropie im schallharten Festgestein mit geringer Porosität liegen noch nicht vor. Scherwellensplitting ist in Graniten jedoch beobachtet worden. Bei Anwendungen im Festgestein dürfte sich – bedingt durch noch kleinere Unterschiede der radialen Scherwellengeschwindigkeiten – die Streubreite vergrößern, was für die Anwendung in geothermischen Reservoiren eine anspruchsvolle Optimierung der Dekomposition erforderlich macht.

### **Kraftwerkstechnik**

Im Hinblick auf die Stromerzeugung ist ein kritischer Punkt die direkte Verwendung des scCO<sub>2</sub>, wenn sich darin Verunreinigungen wie z.B. Wasser befinden. Daher sollen unter Anderem folgende Punkte untersucht werden: Berechnungen von stationären, vom Auslegungspunkt abweichenden Betriebszuständen des Kraftwerksprozesses im Hinblick auf Jahresnutzungsgrad (und Auswirkungen auf Wirtschaftlichkeit). Dazu kommen Berechnungen zum stationären Strömungsverhalten ohne Kondensationsbetrieb bei erhöhten Außentemperaturen und Berechnungen zum stationären Strömungsverhalten in den Bohrungen auf den zu erwartenden Druckverlust. Ebenso müssen Konzepte zur Bereitstellung der für die Erstbefüllung und den kontinuierlichen Betrieb erforderlichen CO<sub>2</sub>-Mengen in Hinblick auf Verfügbarkeit, Reinheit und Kosten erarbeitet werden.

## 10 Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

### 10.1 Abbildungen

Abb. 1:	Abschätzungen der Unsicherheiten für die Dichte in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (SPAN 1993).....	11
Abb. 2:	Abschätzungen der Unsicherheiten für die isobare Wärmekapazität (SPAN 1993).....	12
Abb. 3:	Isobare Wärmekapazität – Druck – Abhängigkeit.....	12
Abb. 4:	Typische Beziehung zwischen Stress und Strain in einem spröden Festgestein (aus LAU & CHANDLER 2004).....	14
Abb. 5:	Bohrdurchmesser verschiedener Techniken (nach Albright 2003).....	19
Abb. 6:	Schematischer Aufbau einer HDR-Anlage mit scCO <sub>2</sub> entsprechend des Patents US 6668554 (BROWN 2003).....	20
Abb. 7:	Verhältnis von eingepresstem Fluid zum Gesamtreservoir entsprechend des Patents US 6668554 (BROWN 2003).....	21
Abb. 8:	Wärmeabgabe auf der kalten Seite.....	23
Abb. 9:	Temperatur- und Druckabhängigkeit der Viskosität von scCO <sub>2</sub> (errechnet mit EOS-SCx Ver.0.2w [OHMORI 2002] auf Grundlage der EOS von SPAN [1993]).....	24
Abb. 10:	Wärmetransport.....	25
Abb. 11:	Tiefenverlauf, isotherm 4000m, 100 bar, 130 °C.....	30
Abb. 12:	Tiefenverlauf, isentrop 4000 m, 100 bar, 130 °C.....	32
Abb. 13:	Temperatur- und Druck-Tiefenverlauf in einem 4000 m tiefen Bohrloch modelliert mit dem FORTRAN-Programm „Thermodynamische Berechnungen für Gasbohrungen“ bei unterschiedlichen Produktionszeiten (frdl. Prof. E. Köckritz).....	31
Abb. 14:	Tiefenverlauf, isentrop 4400m, 100 bar, 150 °C.....	32
Abb. 15:	p-V-Diagramm für 400 bar Druck am Bohrlochfuß.....	33
Abb. 16:	Tiefenverlauf isentrop 4400, 223 bar 150 °C.....	34
Abb. 17:	Tiefenverlauf isentrop 4000 m, 255 bar, 130 °C.....	35
Abb. 18:	p-V-Diagramm für 650 bar Druck am Bohrlochfuß.....	35
Abb. 19:	Modell des Standortes Sachsen.....	40
Abb. 20:	Modell des Standortes Bad Urach.....	41
Abb. 21:	Spezifische Widerstände von Gesteinen.....	46
Abb. 22:	Kluftkörpermodell mit zwei parallel verlaufenden elektrisch leitfähigen Platten, die in schlecht leitendem Material eingebettet sind (a). Es ergibt sich eine Porosität, die dem Volumenanteil der Klüfte entspricht(b).....	46
Abb. 23:	Kluftkörpermodell mit in drei Raumrichtungen angeordneten parallel verlaufenden Klüften (a)und auf Volumenanteile reduziertes Leitfähigkeitsmodell (b).....	47
Abb. 24:	Skalenlängenabhängige Betrachtung der elektrischen Eigenschaften.....	48
Abb. 25:	Schräg einfallendes Kluftsystem mit Matrixleitfähigkeit $\sigma_F$ und Kluftleitfähigkeit $\sigma_w$ .....	50
Abb. 26:	Vertikalkomponente der elektrischen Stromdichte in A/m <sup>2</sup> für ein elektrisches Feld von $E = (0, 0, 1)$ V/m.....	51
Abb. 27:	Simulation der Stromdichteverteilung in einer vertikalen Kluft.....	51
Abb. 28:	Positionen der Stromelektroden (A,B) und Potentialsonden (M,N) für verwendete tensorgeoelektrische Messanordnungen. Die oberen Indizes beziehen sich jeweils auf die Nummer der Stromspeisung.....	52
Abb. 29:	Modell des HDR-Kluftsystems mit Frac- und Kontrollbohrungen. Das durch Hydrofrac entstandene System wird als Ellipsoid angenommen.....	54

Abb. 30: Tensorauswertung: Ellipsen des scheinbaren anisotropen spezifischen Widerstandes mit den Hauptachsen $\rho_{min}$ und $\rho_{max}$ für verschiedene Stromsysteme und Potentialelektrodenabstände von 10 m (grüne Linie) und 200 m (orange Linie) in der Ebene $z = 4800$ m.....	54
Abb. 31: 3D-Modell des Kluftsystems mit möglichen Positionen von Stromelektroden (blauer Kreis) und Potentialsonden (roter Kreis).....	55
Abb. 32: Rekonstruktion der spezifischen Widerstände aus simulierten Daten. ....	56
Abb. 33: Tiefenscheiben der spezifischen Widerstände aus simulierten Daten.....	56
Abb. 34: Prinzipskizze der magnetotellurischen Methode. ....	57
Abb. 35: Kluftmodell MT: Die Oberkante einer anisotropen halburendlichen Platte wird schrittweise in größere Tiefen verschoben. An den mit 0 und 1 markierten Punkten werden Messungen simuliert. ....	58
Abb. 36: $\rho_a$ in $\Omega$ -m und Phase in Grad für $x = 0$ km, E-Pol.....	58
Abb. 37: $\rho_a$ und Phase für $x = 1$ km, E-Pol. ....	58
Abb. 38: $\rho_a$ und Phase für $x = 0$ km, H-Pol.....	58
Abb. 39: $\rho_a$ und Phase für $x = 1$ km, H-Pol.....	59
Abb. 40: Verteilung der radiogenen Wärmeproduktion in den Graniten des Erzgebirges (FÖRSTER & FÖRSTER 2000).....	61
Abb. 41: Auswahl von Klufttypen (von oben links, nach unten rechts): ebene Klüfte, durch Lösungsvorgänge erweiterte Klüfte, durch Sedimentationsdrücke verursachte Klüfte, stark hydraulisch leitfähige Zonen, Klüfte in Brekzie, spannungsinduzierte Klüfte (aus SCHWAB 2005). ....	63
Abb. 42: Kluftdetektion (weiß gestrichelt) mittels FMI und Bildprocessing: normierte (einheitslose) Widerstandsverteilung 0-360° (links) und daraus berechnete Entropie (rechts). Daten: Baker Inteq StarTrak-MWD Imager, Teufenintervall 0...300 mm (JETSCHNY 2005). ....	64
Abb. 43: FMI-, ARI- und UBI-Images. Verschiedene Kluftattribute lassen eine Unterscheidung in offene und geschlossene, tiefe und flache sowie in natürliche und hydraulisch induzierte Klüfte zu (SCHLUMBERGER 2002a).....	64
Abb. 44: Kluftweitenbestimmung aus Stoneley-Wellen-Reflektivität (SCHWAB 2005). ....	65
Abb. 45: Kluftöffnungsweiten aus FMI Image und elektrischer Widerstandsmessung (SCHWAB 2005).....	66
Abb. 46: In situ Spannungsanisotropie einer Rotliegendbohrung: 1) Vergleich ALFORD-Rotation (Winkel zwischen Sonde und minimaler bzw. maximaler Scherwellen-geschwindigkeit) mit Sonden-Azimut, 2) Gamma-Log, 3) Differential-Kaliber-Log, 4) Verhältnis zwischen minimaler $Sh$ und maximaler Spannung $SH$ in der Formation.....	67
Abb. 47: Geothermisch relevante geochemische Daten der sächsischen Granite. Es sind jeweils Minimal und Maximalwerte der Kalium- und Uran-Gehalte angegeben. ....	83
Abb. 48: Geologische Karte des Erzgebirges mit den Granitmassiven Eibenstock-Kirchberg, Granite der Caldera von Altenberg und Niederbobritzsch (von links nach rechts). ....	84
Abb. 49: Geologische Karte der Lausitzer Granodioritmassivs.....	85
Abb. 50: Digitales grenzübergreifendes Geländemodell des Erzgebirges aus Radardaten. Die langgestreckte NE-verlaufende Störungszone repräsentiert den Nordrand des Egergrabens (Tschechische Republik).....	86
Abb. 51: DGM der Lausitz. Die unterschiedlichen Farben der Störungen repräsentieren die Analysen der DGM's mit unterschiedlichen Beleuchtungswinkeln. ....	87
Abb. 52: Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsens 1:400 000 mit den möglichen Standorten Eibenstocker Granit (Kirchberger Massiv: rot), Niederbobritzcher Granit (orange) und den Granodioriten des Lausitzer Granodioritmassiv (gelb; von links nach rechts). ....	88

Abb. 53: Deutschlandweite Verbreitung von Kristallingestein die potentiell für die geothermische Stromerzeugung geeignet sind (aus PASCHEN *et al.* 2003)..... 88

Abb. 54: Temperaturverteilung im Untergrund in Deutschland (links: ca. 3000 m; rechts ca. 5000 m; aus PASCHEN *et al.* 2003, basierend auf Daten des GAA – Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover)..... 89

## 10.2 Tabellen

Tab. 1: Geothermiepotentiale und Gesamtenergiegehalte für verschiedene Energieformen (MOCK *et al.* 1997)..... 10

Tab. 2: CO<sub>2</sub>-Gehalte im Kalisalz im Sürdthüringer Revier (DUCHROW 2001)..... 26

Tab. 3: Leistungen bei einem Druck von 650 bar im Gestein..... 34

Tab. 4: Standortspezifische Annahmen..... 36

Tab. 5: Verwendete scCO<sub>2</sub>-Parameter für die Standorte Sachsen und Bad Urach..... 37

Tab. 6: Ergebnisse der Druckverlustberechnung..... 37

Tab. 7: Erreichbare Kondensatordrücke..... 38

Tab. 8: Ergebnisse der Modellierung..... 39

Tab. 9: Anwendungen für geophysikalische Bohrlochmessungen..... 59

Tab. 10: Zusammenfassender Vergleich unterschiedlicher CO<sub>2</sub>-Messsysteme sowie deren mögliche Anwendungen, Vorteile und Nachteile im Hinblick auf die CO<sub>2</sub>-Sequestrierung (SHULER & TANG 2002)..... 77

Tab. 11: Wärmeleitfähigkeiten ausgewählter gesteinsbildender Minerale (SUNDBERG 1988)..... 82

Tab. 12: Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Gesteinsdichte (KARL 1965). Umgerechnet von [cal/cm × s × °C] in [W/m × K]..... 82

Tab. 13: Mittelwerte und Intervalle der Wärmeleitfähigkeit von kristallinen Gesteinen (SUNDBERG 1988)..... 82

Tab. 14: Ergebnisse von Spannungsmessungen im Erzgebirge (MJAKISCHEW 1987; BANKWITZ *et al.* 1995<sup>†</sup>)..... 85

Tab. 15: Fundamentalgleichung..... 103

Tab. 16: Koeffizienten Idealteil..... 103

Tab. 17: Koeffizienten residueller Teil..... 104

Tab. 18: Beziehungen zwischen den thermodynamischen Zustandsgrößen und der freien Energie..... 105

Tab. 19: Charakteristische, für HDR relevante Parameter von Gesteinen..... 106

## 11 Literatur

- ADAMS, M. C. (2001): Tracing Geothermal Fluids: Two-Phase Tracer Development: Geothermal Technologies Program Geoscience and Supporting Technologies: 2001 University Research Summaries DOE/ID-11004. – S. 94-100, 11 Abb.; 1 Tab. (U.S. DOE Office of Wind and Geothermal Technologies).
- ADAMS, M., BEDFORD, J., FULLER, J. & ROESTENBURG, J. (1994): Beating the Exploration Schedule with Integrated Data Interpretation: Cam's Oil Experience. – *Oilfield Review*, 6 (3): 10-22.
- AGHA, K. R., BELHAJ, H. A., MUSTAFIZ, S., BJORNDALLEN, N. & ISLAM, M. R. (2004): Numerical investigation of the prospects of high energy laser in drilling oil and gas wells. – *Petroleum Science and Technology*, 22 (9-10): 1173; London.
- AL-ARAIMI, N. M., GEDGE, B., BURNS, K. & MAHAJAN, M. (2006): Unconventional coiled tubing operation restores a Brunei offshore well. – *World Oil*, 227 (1): 45; Houston.
- ALBRIGHT, J., DREESEN, D., ANDERSON, D., BLACIC, J., THOMSON, J. & FAIRBANKS, T. (2003): Road Map for a 5000-ft Microborehole. – 38 S., 14 Abb., 13 Tab.; Los Alamos (unpublished Report National Energy Technology Laboratory).
- AL-BUSAIDI, A., HAZZARD, J. F. & YOUNG, R. P. (2005): Distinct element modeling of hydraulically fractured Lac du Bonnet granite. – *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 110 (6): 1; Washington.
- ANONYMUS (2004): Proceedings of the SPE/ICoTA coiled tubing roundtable conference. – Proceedings of the SPE/ICoTA Coiled Tubing Roundtable Conference, 2004: 440; Richardson.
- AQUILINA, L., DE DREUZY, J.-R., BOUR, O. & DAVY, P. (2004): Porosity and fluid velocities in the upper continental crust (2 to 4 km) inferred from injection tests at the Soultz-sous-Forêts geothermal site. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (11): 2405; Amsterdam.
- AQUILINA, L., ROSE, P., VAUTE, L., BRACH, M., GENTIER, S., JEANNOT, R., JACQUOT, E., AUDIGANE, P., TRAN-VIET, T., JUNG, R., BAUMGÄRTNER, J., BARIA, R. & GÉRARD, A. (1998): A Tracer Test at the Soultz-Sous-Forêts Hot Dry Rock Geothermal Site. – Proceedings, 23<sup>rd</sup> Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, SGP-TR-158: 1-8, 3 Abb.; Stanford.
- ARTS, R., CHADWICK, A. & EIKEN, O. (2004): Recent Time-Lapse Seismic Data show no indication of Leakage at the Sleipner CO<sub>2</sub>-Injection Site. – S. 1-8, 8 Abb.; Vancouver (Proceedings, 7th International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies).
- BATARSEH, S. I., GAHAN, B. C., SHARMA, B. C. & GOWELLY, S. I. (2004): Deep hole penetration of rock for oil production using Ytterbium fiber laser. – Proceedings of SPIE, The International Society for Optical Engineering, 5448 (2): 818-826; Bellingham.
- BAUMGÄRTNER, U. (2005): Erfahrungen der Geothermie im Oberrheingraben: Vortrag zum Workshop Hot Dry Rock mit superkritischem CO<sub>2</sub>, 07.10.2005. – Freiberg (TU Bergakademie Freiberg).
- BEATON, T. & SEALE, R. (2004): The use of turbodrills in coiled tubing applications. – Proceedings of the SPE/ICoTA Coiled Tubing Roundtable Conference, 2004: 67-75; Dallas.
- BILLAUX, D. & KONIETZKY, H. (2005): Key issues in discontinuum modelling of flow in fractures media. – In: BARLA & BARLA: Proceedings, 11<sup>th</sup> IACMAG-Conference; June 19-24 2005. – S. 361-371; Turin (Patron Editore).
- BOUR, O. & DAVY, P. (1998): On the connectivity of three-dimensional fault networks. – *Water Resources Research*, 34 (10): 2611-2622; Washington.
- BOUR, O., DAVY, P., DARCEL, C. & ODLING, N. (2002): A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway). – *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 107 (6): 4-1; Washington.
- BRAUN, R. (2003): In situ stress and parameter determination using core samples: Vortrag zum 7. Workshop Bohrlochgeophysik und Gesteinsphysik. – Hannover (GGA-Institut).
- BROTTKA, K. (2003): Entwicklung numerischer Modellierungs- und Inversionsalgorithmen für die Gravimetrie. – 38 S.; Freiberg (Unveröffent. Diplomarbeit am Institut für Geophysik, TU Bergakademie Freiberg).
- BROWN, D. W. (2000): A Hot Dry Rock Geothermal Energy Concept Utilizing Supercritical CO<sub>2</sub> Instead of Water. – S. 1-2; Stanford (Proceedings, 25<sup>th</sup> Stanford Geothermal Workshop).

- BROWN, D. W. (2003): Geothermische Energieproduktion mit überkritischen Flüssigkeiten. – (US-Patent 6.668.554).
- BÜCKER, C. & RYBACH, L. (1996): A simple method to determine heat production from gamma-ray logs. – *Marine Geology*, 13: 373-377.
- BURKHARDT, H., ERBAS, K. & HONARMAND, H. (1988): Bohrlochsonde zur In-situ Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit in größeren Tiefen: KTB Report 88 (11). – S. 305-341; Hannover.
- BURKHARDT, H., PRIBNOW, H., ERBAS, K. & HONARMAND, H. (1993): Weiterentwicklung einer Bohrlochsonde zur in situ Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit für größere Tiefen. – Hannover (Bundesministerium für Forschung und Technologie).
- CERMAK, V. & RYBACH, L. (1991): Terrestrial heat flow and the lithosphere structure. – 507 S., 218 illus.; Heidelberg (Springer).
- DE BORST, R. (2002): Fracture in quasi-brittle materials: a review of continuum damage-based approaches. – *Engineering Fracture Mechanics*, 69 (2): 95-112; Amsterdam.
- DELLINGER, J. A., NOLTE, B. & ETGEN, J. T. (2001): Alford rotation, ray theory, and crossed dipole geometry. – *Geophysics*, 66: 637-647.
- DENNEY, D. (2006): Technology applications: Coiled-tubing drilling. – *JPT, Journal of Petroleum Technology*, 58 (1): 16; Richardson.
- DIETRICH, J. (2005): Filterung von Stoneley-Wellen zur Kluffbestimmung im Festgestein. – 61 S.; Freiberg (unveröff. Studienarbeit TU Bergakademie Freiberg).
- DOUGHTY, C., PRUESS, K., BENSON, S. M., FREIFELD, B. M. & GUNTER, W. D. (2004): Hydrological and geochemical monitoring for a CO<sub>2</sub> sequestration pilot in a brine formation LBNL-55104. – S. 1-15, 14 Abb.; Alexandria (Proceedings, 3rd National Conference on Carbon Sequestration).
- DUCHROW, G. (2001): Kali und Kohlensäure in einem – ein Kapitel südhüringische Kalibergbaugeschichte Heft 1. – 64 S.; Sondershausen (Sondershäuser Hefte zur Geschichte der deutschen Kali-Industrie).
- DUFRESNE, T., MCCLATCHIE, D. & LESHCHYSHYN, T. (2006): Coiled tubing, horizontal underbalanced drilling has advantages in British Columbia. – *World Oil*, 227 (1): 51-52; London.
- EIDAM, J. (1988): Zur analytischen und magmatischen Entwicklung der granitoiden Gesteine der Lausitzer Antiklinalzone. – *Zt. Geol. Wissenschaften*, 16 (5): 393-405; Berlin.
- FECKER, E. & REIK, G. (1996): Baugeologie. – 2. Aufl., 429 S., 491 Abb., 69 Tab.; Stuttgart (Enke).
- FERRAZZINI, V., CHOUET, B., FEHLER, M. & AKI, K. (1990): Quantitative analysis of long-period events recorded during hydrofracture experiments at Fenton Hill, New Mexico. – *Journal of Geophysical Research*, 95 (B13): 21871-21884; Washington.
- FÖRSTER, A. & FÖRSTER, H.-J. (2000): Crustal composition and mantle heat flow: Implications from surface heat flow and radiogenic heat production in the Variscan Erzgebirge (Germany) . – *J. Geophys. Res.*, 105 (B12, 27): 917-938; American Geophysical Union (AGU), Washington, DC.
- FÖRSTER, H.-J. (1999): Die variszischen Granite des Erzgebirges und ihre akzessorischen Minerale. – 293 S.; Freiberg (Habilitationsschrift, TU Bergakademie Freiberg).
- FOUILLAC, C., SANJUAN, B., GENTIER S. & CZERNICHOWSKI-LAURIOL, I. (2004): Could Sequestration of CO<sub>2</sub> be Combined with the Development of Enhanced Geothermal Systems? – Alexandria (Proceedings, Third Annual Conference on Carbon Capture and Sequestration).
- FOUILLAC, C., SANJUAN, B., GENTIER S. & CZERNICHOWSKI-LAURIOL, I. (2004): Could Sequestration of CO<sub>2</sub> be Combined with the Development of Enhanced Geothermal Systems? [Poster presentation] – ; Alexandria (Proceedings, Third Annual Conference on Carbon Capture and Sequestration).
- FRANKE, A., BÖRNER, R. U. & SPITZER, K. (2004): 2D Finite Element modelling of plane-wave diffusive time-harmonic electromagnetic fields using adaptive unstructured grids. – Proceedings, IAGA WG 1.2 Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, 2-O.01: 1-6; Hyderabad.
- GAHAN, B. C., BATARSEH, S., SHARMA, B. & GOWELLY, S. (2004): Analysis of efficient high-power fiber lasers for well perforation. – Proceedings, SPE Annual Technical Conference and Exhibition: 3477-3485; Houston.

- GAJEWSKI, D., PATZIG, R. & SOMMER, K. (2004): Localisation of induced microseismicity in anisotropic media. – In: Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas & Kohle e.V.: DGMK-Research Report 593-3. – 52 S., 35 Abb.; Hamburg (DGMK-Verlag).
- GEISTLINGER, H., LAZIK, D., BECKMANN, A. & KRAUSS, G. (2004): Interpretation von Gas-Tracer-Versuchen zur Abschätzung des Sättigungszustandes von in-situ Gaswänden. – Wissenschaftliche Mitteilungen, 25: 85-92, 6 Abb., 3 Tab.; Freiberg.
- GEO-SEQ PROJECT TEAM (2004): GEO-SEQ Best Practices Manual Geologic Carbon Dioxide Sequestration - Site Evaluation to Implementation LBNL-56623. – S. 1-40, 6 Abb., 3 Tab.; Berkeley (Report, Ernest Orlando Lawrence Berkeley National Laboratory).
- GIGGENBACH, W. F. (1988): Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. – Geochim. Cosmochim. Acta, **52** (12): 2749-2765; Oxford.
- GOSAVI, S. & SWENSON, D. (2006): Implementation and Verification of the fully coupled T-H-M Code, T2str, for Multiphase Flow in Porous Media. – Proceedings, Thirty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 30-February 1, 2006 SGP-TR-179: Stanford.
- HÄFNER, F., BEHR, A., VOIGT, H.-D., PUSCH, G., REITENBACH, V., CINAR, Y., KRETZSCHMAR, H.-J., KLAFKI, M., SEELIGER, A., BANNACH, A., WILSNACK, T., FRIEDEL, T., MOULKAMANOV, A. & MICHEDLISHVILI, G. (2004): Simulation des Produktionsverhaltens geofracter Bohrungen in geringpermeablen Gaslagerstätten. – In: Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas & Kohle e.V.: DGMK-Forschungsbericht 593-9/1. – 123 S., 64 Abb., 8 Tab; Hamburg (DGMK-Verlag).
- HENKE, C., PATZIG, R., KRAJEWSKI, P. & GAJEWSKI, D. (2003): Seismoakustisches Fracmonitoring in Tight Gas Arealen: DGMK-Frühjahrstagung Celle. – S. 57-66; Celle (DGMK-Verlag).
- HOCK, E. & BIENIAWSKI, Z. T. (1984): Brittle Fracture Propagation in Rock Under Compression. – International Journal of Fracture, 26 (4): 276-294; Springer Netherlands.
- HOEK, E. & BROWN, E. T. (1997): Practical estimates of rock mass strength. – International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 34 (8): 1165-1186; Amsterdam.
- HOLMES, G. M., CRAMPIN, S. & YOUNG, R. P. (1993): Preliminary Analysis of Shear -Wave Splitting in Granite at the Underground Research Laboratory, Manitoba. – Canadian Journal of Exploration Geophysicists, 29: 140-152.
- HOLUPIREK, J. (2005): Vergleich integraler und spektraler Gammastrahlungsmessung zur Abschätzung der radiogenen Wärmeproduktion im Erzgebirge. – 78 S.; Freiberg (unveröff. Diplomarbeit, TU Bergakademie Freiberg).
- HORNBY, B. E., JOHNSON, D. L., WINKLER, K. W. & PLUMB R.A. (1989): Fracture evaluation using reflected Stoneley-wave arrivals. – Geophysics, 54: 1274-1288.
- HORNE, R. L. (1990): Modern well test analysis: A computer-aided approach. – 185 S.; Palo Alto, CA (Petroway, Inc.).
- HÖRNER, G., LAU, S. & LÖHMANNSRÖBEN, H.-G. (2004a): NIR-Diode Laser Spectroscopy for Isotope-Selective Sensing of Soil-Respired Carbon Dioxide. – Proceedings, SPIE Conference, 5544: 47-54, 5 Abb.; Bellingham.
- HÖRNER, G., LAU, S., KANTOR, Z. & LÖHMANNSRÖBEN, H.-G. (2004b): Isotope selective analysis of CO<sub>2</sub> with tunable diode laser (TDL) spectroscopy in the NIR. – Analyst, 129: 772-778, 10 Abb., 2 Tab.; Cambridge.
- HOSNI, A. et al. (2004): 3D-hydromechanical modeling of hydraulic stimulation of deep geothermal wells in Hot Fractured Rock at Soultz-sous-Forets. – In: KONIETZKY, H.: Numerical modeling in discrete materials in geotechnical engineering, civil engineering, and earth sciences: proceedings, 1<sup>st</sup> International UDEC/3DEC Symposium, Bochum, Germany 29-1 October 2004. – S. 139-144, 297; Rotterdam (Balkema).
- Hoversten, G. M. & Gasperikova, E. (2003): Investigation of novel Geophysical Techniques for Monitoring CO<sub>2</sub> Movement during Sequestration. – 94 S., 53 Abb., 5 Tab.; Berkeley (Lawrence Berkeley National Laboratory).
- HUENGES, E. & WOLFGGRAMM, M. (2004): Sandsteine im In-situ-Geothermielabor Groß Schönebeck : Reservoircharakterisierung, Stimulation, Hydraulik und Nutzungskonzepte: Geothermie Report 04-1. – 209 S.; Potsdam (GeoForschungsZentrum Potsdam).

- HURTER, S. & HOLL, H.-G. (2002): Charakterisierung geothermischer Speichergesteine und deren Nutzung für die Stromerzeugung in Deutschland: VDI-Berichte 1703, Tagung Potsdam, 17./18. Okt., 2002. – S. 13-21; Düsseldorf (VDI-Verlag).
- HURTIG, E. & OELSNER, C. (1979): The Heat Flow Field on the Territory of the German Democratic Republic. – In: ČERMÁK, V. & RYBACH, L.: Terrestrial heat flow in Europe. – S. 186-190, 3 Abb.; Berlin (Springer).
- IUAPC (1976): International Thermodynamic Tables of the Fluid State – 3 – carbon dioxide. – In: AGNUS, S., ARMSTRONG, B. & DE REUCK, K. M.. – 1. Aufl., 385 S., zahlr. Abb., zahlr. Tab.; Oxford New York (Pergamon Press Ltd.).
- JANY, S. (2004): Basisgrundlage für Desastermanagement – Digitale Höhenmodelle generiert mit Airborne Laser Scanning – Anwendungen aus Projekten. – Wissenschaftliche Mitteilungen, **25**: 33-38, 8 Abb.; Freiberg.
- JETSCHNY, S. (2005): Automatic extraction of geologic features from image logs. – 171 S.; Freiberg (unveröff. Diplomarbeit, TU Bergakademie Freiberg).
- KARL, R. (1965): Gesteinsphysikalische Parameter – Schallgeschwindigkeit, Wärmeleitfähigkeit. – Freiburger Forschungshefte, C (197): 120; Freiberg.
- KOLDITZ, O. (1999): Hydroinformatics Concepts in Subsurface Modeling – Object-Oriented Methods. – S. 11-25; Okayama (Proceedings, International Conference on Water in the Environment).
- KRETZSCHMAR, H.-J., STÖCKER, I., JÄHNE, I. & HASCH, S. (2005): Stoffdaten-Unterprogramm-Bibliothek für Arbeitsfluide der Energietechnik zur Verwendung in MS-EXCEL 97 oder höher. – Zittau (Hochschule Zittau/Görlitz FH).
- KUKKONEN, I. T., JOKINEN, J. & SEIPOLD, U. (1999): Temperature and pressure dependencies of thermal transport properties of rocks: Implications for uncertainties in thermal lithosphere models and new laboratory measurements of high-grade rocks in the central Fennoscandian Shield. – Surveys in Geophysics, **20** (1): 33-59; Dordrecht.
- KWAKWA, K. A. (1989): Tracer results. – In: PARKER, R. H.: Hot dry rock geothermal energy; Phase 2B final report of the Camborne School of Mines Project (7). – S. 1037-1099, 18 Abb., 3 Tab.; Oxford (Pergamon Press).
- LAU, J. S. O. & CHANDLER, N. A. (2004): Innovative laboratory testing. – International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **41** (8): 1427-1445; Amsterdam.
- LAZIK, D. & GEISTLINGER, H. (2005): A new method for membrane-based gas measurements. – Sensors and Actuators A: Physical, **117** (2): 241-251, 10 Abb., 3 Tab., 1 Anh.; Amsterdam.
- LI, Y. & SPITZER, K. (2005): Finite element resistivity modelling for three-dimensional structures with arbitrary anisotropy. – Phys. Earth Planet, **150** (1-3): 15-27, 11 Abb.; Amsterdam.
- MAJI, A. K. & WANG, J. L. (1992): Experimental study of fracture processes in rock. – Rock Mechanics and Rock Engineering, **25** (1): 25-47; Wien.
- MANDAL, B. (1999): Shear Wave Anisotropy from a single Dipol Source. – SEG Expanded Abstracts, **18** (37): 37-40.
- MAO, H. (1987): Shear-wave transducers for stress measurements in boreholes. (U.S. 4.641.520).
- MJAKISCHEW, V. (1987): Untersuchung des Gebirgsspannungszustandes im Südostteil der DDR. – Freiburger Forsch.-H., A 740: 7-47, 8 Abb., 4 Tab.; Freiberg.
- MOCK, J. E., TESTER, J. W. & WRIGHT, P. M. (1997): Geothermal Energy from the Earth: Its Potential Impact as an Environmentally Sustainable Resource. – Annu. Rev. Energy Environ., **22**: 305–356; Harvard University.
- MYER, L. R. (2000): A Strategy for Monitoring of Geologic Sequestration of CO<sub>2</sub>: ENERGEX' 2000. – S. 1226-1231; Las Vegas (Proceedings, 8th International Energy Forum).
- NORDBOTTEN, J. M., CELIA, M. A., BACHU, S. & DAHLE, H. K. (2005): Semianalytical Solution for CO<sub>2</sub> Leakage through an Abandoned Well. – Environ. Sci. Technol., **39** (2): 602-611, 6 Abb., 1 Tab.; Washington.
- OHMORI, T. (2002): EOS-SCx Ver.0.2w – The Program Calculating Density and Thermodynamic Properties by the Equations-of-State for Water, Methanol, and Carbon Dioxide. – (<http://hp.vector.co.jp/authors/VA030090/>).

- OLDENBURG, C. M. & LEWICKI, J. L. (2004): Leakage and seepage in the near-surface environment - an integrated approach to monitoring and detection LBNL-54283. – S. 1-6, 3 Abb., 1 Tab.; Vancouver (Proceedings, 7<sup>th</sup> International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies).
- OLDENBURG, C. M. & UNGER, A. J. A. (2004): Coupled Vadose Zone and Atmospheric Surface-Layer Transport of Carbon Dioxide from Geologic Carbon Sequestration Sites. – *Vadose Zone Journal*, 3: 848-857, 10 Abb., 1 Tab.; Madison.
- OLDENBURG, C. M., LEWICKI, J. L. & HEPPLER, R. P. (2003): Near-Surface Monitoring Strategies for Geologic Carbon Dioxide Storage Verification. – 54 S., 14 Abb., 3 Tab.; Berkeley (Ernest Orlando Lawrence Berkeley National Laboratory).
- ONSTOTT, T. C., MOSER, D. P., PFIFFNER, S. M., FREDRICKSON, J. K., BROCKMAN, F. J., PHELPS, T. J., WHITE, D. C., PEACOCK, A., BALKWILL, D., HOOVER, R., KRUMHOLZ, L. R., BORSCHIK, M., KIEFT, T. L. & WILSON, R. (2003): Indigenous and contaminant microbes in ultradeep mines. – *Environ. Microbiol.*, 5 (11): 1168-1191, 8 Abb., 5 Tab.; Oxford.
- PASCHEN, H., OERTEL, D. & GRÜNWARD, R. (2003): Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland – Sachstandsbericht: TAB Arbeitsbericht **84**. – 124 S., 27 Abb., 13 Tab.; Berlin (Büro für Technikfolgen-Abschätzung beim Deutschen Bundestag).
- PESKA, P. & ZOBACK, M. D. (1995): Compressive and tensile failure of inclined wellbores and determination of in situ stress and rock strength. – *J. Geophys. Res.*, 100: 12791-12811.
- PFENNER, I. (2005): Ansätze zur Modellierung der Temperaturverteilung im Hot Dry Rock-System am Beispiel des Eibenstocker Granits mit der Software ANSYS-FLOTTRAN. – 64 S.; Freiberg (Unveröff. Diplomarbeit, TU Bergakademie Freiberg).
- PICKLES, W. L. & COVER, W. A. (2004): Hyperspectral Geobotanical Remote Sensing for CO<sub>2</sub> Storage Monitoring UCRL-JRNL-204165. – 44 S., 27 Abb.; Livermore (Lawrence Livermore National Laboratory).
- PINE, R. J., LEDINGHAM, P. & MERRIFIELD, C. M. (1983): In-situ stress measurement in the Carnmenellis granite - II. Hydrofracture tests at Rosemanowes Quarry to depths of 2000m (Cornwall, UK). – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 20 (2): 63-72; Amsterdam.
- PRETZSCHNER, C. & LINDNER, H. (2004): In situ estimation of formation stress for Frac-strategy using sonic logging methods. – 47 S., 27 fig., 6 tab.; Hamburg (DGMMK-Verlag).
- PRUESS, K. & NARASIMHAN, T. N. (1985): A Practical Method for Modeling Fluid and Heat Flow in Fractured Porous Media. – *SPE Journal*, 25 (1): 14-26; Richardson.
- PRUESS, K. (2003): Numerical Simulation of Leakage from a Geologic Disposal Reservoir for CO<sub>2</sub>, with Transitions between Super- and Sub-Critical Conditions. – S. 1-8, 14 Abb.; Berkeley (PROCEEDINGS, TOUGH Symposium 2003).
- PRUESS, K. (2005): Numerical Simulations Show Potential for Strong Nonisothermal Effects During Fluid Leakage from a Geologic Disposal Reservoir for CO<sub>2</sub>. – In: FAYBISHENKO, B., WITHERSPOON, P. A. & GALE, J.: Dynamics of fluids and transport in fractured rock. – S. 81-89, 9 Abb.; Washington (American Geophysical Union).
- PRUESS, K. & AZAROUAL, M. (2006): On the Feasibility of Using Supercritical CO<sub>2</sub> as Heat Transmission Fluid in an Engineered Hot Dry Rock Geothermal System **SGP-TR-179**. – S. 1-8, 9 Abb., 2 Tab.; Stanford (Proceedings, 31<sup>st</sup> Workshop on Geothermal Reservoir Engineering).
- PRUESS, K., FINSTERLE, S., MORIDIS, G., OLDENBURG, C. & WU, Y.-S. (1997): General-purpose reservoir simulators: The TOUGH2 family. – *Bulletin. Geothermal Resources Council*, 26 (2): 53-57; Davis.
- PRUESS, K., GARCIA, J., KOVSCEK, T., OLDENBURG, C., RUTQVIST, J., STEEFEL, C. & XU, T. (2002): Intercomparison of numerical simulation codes for geologic disposal of CO<sub>2</sub> LBNL-51813. – 104 S.; Berkeley (Lawrence Berkeley National Laboratory).
- RAMIREZ, A. L., NEWMARK, R. L. & DAILY, W. D. (2003): Monitoring Carbon Dioxide Floods Using Electrical Resistance Tomography (ERT): Sensitivity Studies. – *J. Environmental and Engineering Geophysics*, 8 (3): 187-208, 18 Abb., 1 Tab.; Denver.
- RESOURCES ENGINEERING SYSTEMS INC (2000): FRACPRO - Hydraulic Fracture Treatment, Design and Analysis 8.1. User' Manual. – Cambridge (Resources Engineering Systems, Inc. (RES)).

- ROFF, A., PHILLIPS, W. S. & BROWN, D. W. (1996): Joint structures determined by clustering microearthquakes using waveform amplitude ratios. – International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts, 33 (6): 627-639; Amsterdam.
- RUTQVIST, J., BIRKHOLZER, J. & TSANG, C.-F. (2006): Modeling of Geomechanical Processes during Injection in a Multilayered Reservoir-Caprock System and Implications on site Characterization. – Proceedings, CO<sub>2</sub>SC Symposium Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California, March 20-22, 2006; Berkeley.
- SCALIA, S. & SIMEONI, S. (2001): Assay of xanthene dyes in lipsticks by inverse supercritical fluid extraction and HPLC. – Chromatographia, 53 (9-10): 490-494; Wiesbaden.
- SCHLUMBERGER (1993): Azimuthal Resistivity Imager. Client Book. – 28 S.; Houston (Schlumberger Wireline & Testing).
- SCHLUMBERGER (2002a): Ultrasonic Borehole Imager. Brochure. – 12 S.; Houston (Schlumberger Wireline & Testing).
- SCHLUMBERGER (2002b): Fullbore Formation MicroImager. – 12 S.; Houston (Schlumberger Wireline & Testing).
- SCHLUMBERGER (2002c): ECLIPSE NearWellbore Modeling. Product Sheet. – ; Houston (Schlumberger Wireline & Testing).
- SCHLUMBERGER (2005a): Drill Stem Testing. – Houston (Schlumberger Wireline & Testing).
- SCHLUMBERGER (2005b): BorView. – Houston (Schlumberger Wireline & Testing).
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik - Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S.; Berlin (Akademie Verlag).
- SCHUST, F. (2000): Zum magmogeologischen Bau und der Altersdatierung des Lausitzer pravariszidischen Granitoidkomplexes. – Zt. Geol. Wissenschaften, 28 (1/2): 111-132; Berlin.
- SCHWAB, K. (2005): Bohrlochmessungen in der Geothermie: FKPE ARGE Bohrlochgeophysik und Gesteinsphysik, Hamburg, 20.10.-21.10. 2005. – Hamburg.
- SHULER, P. J. & TANG, Y. (2002): Atmospheric CO<sub>2</sub> Monitoring Systems - A Critical Review of Available Techniques and Technology Gaps (Report for SMV Group; CO<sub>2</sub> Capture Project). – 17 S., 5 Abb., 1 Tab., 2 Anh.; Rowland Heights (Tang Associates).
- SIERIG, J. (2003): GIS-Modellierung pedogener CO<sub>2</sub>-Vorkommen als Ansatz zur Salzexploration am Beispiel des Mittleren Muschelkalkes. – 113 S., 33 Abb., 9 Tab., 5 Anl.; Tübingen (Diss Universität Tübingen).
- SINHA, B. K., KANE, M. R. & FRIGNET, B. (2000): Dipole dispersion crossover and sonic logs in a limestone reservoir. – Geophysics, 65: 390-407.
- SOFBID (2005): SOFBID Epsilon Professional 5.0. – D - 64673 Zwingenberg (Sofbid GmbH).
- SPAN, R. (1993): Eine neue Fundamentalgleichung für das fluide Zustandsgebiet von Kohlendioxid bei Temperaturen bis zu 1100 K und Drücken bis zu 800 MPa: VDI Fortschr.-Ber. Reihe 6 285. – 219 S.; Düsseldorf (VDI-Verl.).
- SPAN, R. & WAGNER, W. (1996): A New Equation of State for Carbon Dioxide Covering the Fluid Region from the Triple-Point Temperature to 1100 K at Pressures up to 800 MPa. – J. Phys. Chem. Ref. Data, 25 (6): 1509-1596, 39 Abb., 35 Tab.; Melville.
- SPANN, H. (1984): Theoretische Untersuchung zur Erzeugung und Ortung von Wärmeaustauschflächen für die Gewinnung geothermischer Energie. – 65 S.; Freiberg (Unveröff. Diplomarbeit TU Bergakademie Freiberg).
- STEPPE III, R. J., CLARK, L. & JOHNS, R. (2005): Casing drilling vs. Liner drilling: Critical analysis of an operation in the Gulf of Mexico. – Proceeding, SPE Annual Technical Conference and Exhibition: 3327-3336; Dallas.
- SUNDBERG, J. (1988): Thermal Properties of Soils and Rocks: Publ. A 57. – 310 S.; Göteborg (Thesis Chalmers University of Technology and University of Göteborg).
- TAKAI, K., MOSER, D. P., ONSTOTT, T. C., SPOELSTRA, N., PFIFFNER, S. M., DOHNALKOVA, A. & FREDRICKSON, J. K. (2001): *Alkaliphilus transvaalensis* gen. nov., sp nov., an extremely alkaliphilic bacterium isolated from a deep South African gold mine. – Int. J. Syst. Evol. Microbiol., 51: 1245-1256, 4 Abb., 3 Tab.; Reading.

- TANG, X. M., CHENG, N. Y. & CHENG, A. C. (1999a): Formation stress determination from borehole acoustic logging: A theoretical foundation. – SEG Expanded Abstracts, 18: 57-60.
- TANG, X. M., CHENG, N. Y. & CHENG, A. C. (1999b): Identifying and estimating formation stress from borehole monopole and cross-dipole acoustic measurements. – SPWLA 40<sup>th</sup> Annual Logging Symposium, Expanded Abstracts: 4.
- THATCHER, K. E., MACKAY, R. & PRIESTLEY, A. (2006): Modelling unsaturated flow through heterogeneous drift using ECLIPSE. – Geophysical Research Abstracts, 8; Katlenburg-Lindau.
- TIXIER, M. P., LOVELESS, G. W. & ANDERSON, R. A. (1973): Estimation of formation strength from the mechanical properties log. – Journal of Petroleum Technology, 27: 283-293.
- VASCO, D. W., KARASAKIA, K. & NAKAGOME, O. (2002): Monitoring production using surface deformation: the Hijiori test site and the Okuaizu geothermal field, Japan. – Geothermics, 31 (3): 303-342; Amsterdam.
- VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE (VDI) (1995): VDI-Wärmeatlas – Recherchieren, Berechnen, Konstruieren – Wärmeübergang und Strömung in Verfahrenstechnik und Chemie. – In: VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE & VDI-GESELLSCHAFT VERFAHRENSTECHNIK UND CHEMIEINGENIEURWESEN. – 7. Aufl., 1 CD-ROM; Begleith.; Düsseldorf (VDI-Verlag).
- VIKTORIN, R. A., MCDERMOTT, J. R., RUSH JR, R. E. & SCHAMP, J. H. (2006): The next generation of sakhalin extended-reach drilling. – SPE/IADC Drilling Conference, Proceedings: 1007-1015; Miami Beach.
- WAGNER, S. & PRETZSCHNER, C. (2005): Bohrlochgeophysik und Frac-Geometrie: Vortrag zum FKPE ARGE Bohrlochgeophysik und Gesteinsphysik, Hamburg, 20.10.-21.10. 2005.
- WARREN, J. E. & ROOT, P. J. (1963): The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs. – SPE Journal, 228: 245-255; Richardson.
- WINKLER, K. W. (2005): Borehole damage indicator from stress-induced velocity variations. – Geophysics, 70: 11-16.
- XU, Z., REED, C. B., KONERCKI, G., PARKER, R. A., GAHAN, B. C., BATARSEH, S., GRAVES, R. M., FIGUEROA, H. & SKINNER, N. (2003): Specific energy for pulsed laser rock drilling. – Journal of Laser Applications, 15 (1): 25-30; Orlando.
- XU, Z., YAMASHITA, Y. & REED, C. B. (2005): Modeling of laser spallation drilling of rocks for gas- and oilwell drilling. – Proceedings, SPE Annual Technical Conference and Exhibition: 1369-1374; Dallas.
- XUE, W.-D., ZHU, Z.-H., ZOU, L.-X. & ZHANG, G.-F. (2004): Theoretic calculation on thermodynamic character for SCF CO<sub>2</sub>. – Chinese Journal of Atomic and Molecular Physics, 21 (2): 295-300, 5 Abb., 4 Tab.; Chengdu.
- ZOBACK, M. D. & HAIMSON, B. C. (1982): Status of the hydraulic fracturing method for in-situ stress measurements. – In: GOODMAN, R. E. & HEUZE, F. E.: 23<sup>rd</sup> U.S. Symposium on Rock Mechanics. – S. 143-156.
- ZOBACK, M. D., HICKMAN, H. S. & ELLSWORTH, W. L. (1998): Scientific Drilling into the San Andreas Fault at Parkfield, CA: Project Overview and Operational Plan.

## 12 Anhang

**Tab. 15: Fundamentalgleichung.**

$$\Phi(\delta, \tau) = \Phi_0(\delta, \tau) + \Phi_r(\delta, \tau)$$

**Idealteil**

$$\Phi_0(\delta, \tau) = \ln(\delta) + a_{01} + a_{02} + a_{03} \times \ln(\tau) + a_{04} \times \ln(1 - \exp(-\tau \times \Theta_{04})) + a_{05} \times \ln(1 - \exp(-\tau \times \Theta_{05})) + a_{06} \times \ln(1 - \exp(-\tau \times \Theta_{06})) + a_{07} \times \ln(1 - \exp(-\tau \times \Theta_{07})) + a_{08} \times \ln(1 - \exp(-\tau \times \Theta_{08}))$$

**residueller Teil**

$$\begin{aligned} \Phi_r(\delta, \tau) = & n_1 \times \delta^{d_1} \times \tau^{t_1} + n_8 \times \delta^{d_8} \times \tau^{t_8} \times \exp(-\delta^{c_8}) \\ & + n_2 \times \delta^{d_2} \times \tau^{t_2} + n_9 \times \delta^{d_9} \times \tau^{t_9} \times \exp(-\delta^{c_9}) \\ & + n_3 \times \delta^{d_3} \times \tau^{t_3} + n_{10} \times \delta^{d_{10}} \times \tau^{t_{10}} \times \exp(-\delta^{c_{10}}) \\ & + n_4 \times \delta^{d_4} \times \tau^{t_4} + n_{11} \times \delta^{d_{11}} \times \tau^{t_{11}} \times \exp(-\delta^{c_{11}}) \\ & + n_5 \times \delta^{d_5} \times \tau^{t_5} + n_{12} \times \delta^{d_{12}} \times \tau^{t_{12}} \times \exp(-\delta^{c_{12}}) \\ & + n_6 \times \delta^{d_6} \times \tau^{t_6} + n_{13} \times \delta^{d_{13}} \times \tau^{t_{13}} \times \exp(-\delta^{c_{13}}) \\ & + n_7 \times \delta^{d_7} \times \tau^{t_7} + n_{14} \times \delta^{d_{14}} \times \tau^{t_{14}} \times \exp(-\delta^{c_{14}}) \\ & + n_{15} \times \delta^{d_{15}} \times \tau^{t_{15}} \times \exp(-\delta^{c_{15}}) \\ & + n_{16} \times \delta^{d_{16}} \times \tau^{t_{16}} \times \exp(-\delta^{c_{16}}) \\ & + n_{17} \times \delta^{d_{17}} \times \tau^{t_{17}} \times \exp(-\delta^{c_{17}}) \\ & + n_{18} \times \delta^{d_{18}} \times \tau^{t_{18}} \times \exp(-\delta^{c_{18}}) \\ & + n_{19} \times \delta^{d_{19}} \times \tau^{t_{19}} \times \exp(-\delta^{c_{19}}) \\ & + n_{20} \times \delta^{d_{20}} \times \tau^{t_{20}} \times \exp(-\delta^{c_{20}}) \\ & + n_{21} \times \delta^{d_{21}} \times \tau^{t_{21}} \times \exp(-\delta^{c_{21}}) \\ & + n_{22} \times \delta^{d_{22}} \times \tau^{t_{22}} \times \exp(-\delta^{c_{22}}) \\ & + n_{23} \times \delta^{d_{23}} \times \tau^{t_{23}} \times \exp(-\delta^{c_{23}}) \\ & + n_{24} \times \delta^{d_{24}} \times \tau^{t_{24}} \times \exp(-\delta^{c_{24}}) \\ & + n_{25} \times \delta^{d_{25}} \times \tau^{t_{25}} \times \exp(-\delta^{c_{25}}) \\ & + n_{26} \times \delta^{d_{26}} \times \tau^{t_{26}} \times \exp(-\delta^{c_{26}}) \\ & + n_{27} \times \delta^{d_{27}} \times \tau^{t_{27}} \times \exp(-\delta^{c_{27}}) \\ & + n_{28} \times \delta^{d_{28}} \times \tau^{t_{28}} \times \exp(-\delta^{c_{28}}) \\ & + n_{29} \times \delta^{d_{29}} \times \tau^{t_{29}} \times \exp(-\delta^{c_{29}}) \\ & + n_{30} \times \delta^{d_{30}} \times \tau^{t_{30}} \times \exp(-\delta^{c_{30}}) \\ & + n_{31} \times \delta^{d_{31}} \times \tau^{t_{31}} \times \exp(-\delta^{c_{31}}) \\ & + n_{32} \times \delta^{d_{32}} \times \tau^{t_{32}} \times \exp(-\delta^{c_{32}}) \\ & + n_{33} \times \delta^{d_{33}} \times \tau^{t_{33}} \times \exp(-\delta^{c_{33}}) \\ & + n_{34} \times \delta^{d_{34}} \times \tau^{t_{34}} \times \exp(-\delta^{c_{34}}) \\ & + n_{35} \times \delta^{d_{35}} \times \tau^{t_{35}} \times \exp(-\delta^{c_{35}}) \\ & + n_{36} \times \delta^{d_{36}} \times \tau^{t_{36}} \times \exp(-a_{36} \times (\delta - \varepsilon_{36})^2 - \beta_{36} \times (\tau - \gamma_{36})^2) \\ & + n_{37} \times \delta^{d_{37}} \times \tau^{t_{37}} \times \exp(-a_{37} \times (\delta - \varepsilon_{37})^2 - \beta_{37} \times (\tau - \gamma_{37})^2) \\ & + n_{38} \times \delta^{d_{38}} \times \tau^{t_{38}} \times \exp(-a_{38} \times (\delta - \varepsilon_{38})^2 - \beta_{38} \times (\tau - \gamma_{38})^2) \\ & + n_{39} \times \delta^{d_{39}} \times \tau^{t_{39}} \times \exp(-a_{39} \times (\delta - \varepsilon_{39})^2 - \beta_{39} \times (\tau - \gamma_{39})^2) \\ & + n_{40} \times \delta^{d_{40}} \times \tau^{t_{40}} \times \exp(-a_{40} \times (\delta - \varepsilon_{40})^2 - \beta_{40} \times (\tau - \gamma_{40})^2) \\ & + n_{41} \times (((1-\tau)+A_{41}) \times ((\delta-1)^2)^{1/(2+b_{41})}) \delta^{d_{41}} \times \tau^{t_{41}} \times \exp(-a_{41} \times (\delta - \varepsilon_{41})^2 - \beta_{41} \times (\tau - \gamma_{41})^2) \\ & + n_{42} \times (((1-\tau)+A_{42}) \times ((\delta-1)^2)^{1/(2+b_{42})}) \delta^{d_{42}} \times \tau^{t_{42}} \times \exp(-a_{42} \times (\delta - \varepsilon_{42})^2 - \beta_{42} \times (\tau - \gamma_{42})^2) \end{aligned}$$

**Tab. 16: Koeffizienten Idealteil.**

i	a <sub>0i</sub>	Θ <sub>0i</sub>	i	a <sub>0i</sub>	Θ <sub>0i</sub>
1	8,3730405	0	1	0,6210525	6,1119
2	-3,704546	0	2	0,4119529	6,77708
3	2,5	0	3	1,4028992	11,32384
4	1,9942704	3,15163	4	0,8327678	27,8792

**Tab. 17: Koeffizienten residueller Teil.**

i	ci	ni	di	ti					
1	0	0,311889248	1	0					
2	0	0,957928723	1	0,5					
3	0	-2,103681525	1	1					
4	0	-0,083756971	1	4,5					
5	0	-0,062191187	2	4,25					
6	0	-0,012805873	2	5					
7	1	0,004912939	4	0,25					
8	1	-0,120431036	1	1,5					
9	1	-0,105856407	3	0					
10	1	0,448136191	3	0,5					
11	1	-0,718596292	3	1					
12	1	0,111938416	5	0					
13	1	-0,043548251	6	0					
14	1	0,042543315	6	0,5					
15	1	-0,030664147	7	1,5					
16	1	0,009733773	8	1					
17	2	-0,249031009	1	3					
18	2	0,221368223	2	3					
19	2	-0,130450985	2	5					
20	2	-0,07558257	4	5					
21	2	-0,044892529	4	7					
22	2	0,045092452	6	1					
23	2	-0,021475594	7	0					
24	2	$1,41403 \cdot 10^{-05}$	12	8					
25	3	0,038345105	1	1					
26	3	-0,01356864	3	16					
27	3	-0,008196746	5	0					
28	3	0,155598389	5	5					
29	3	-0,306280179	5	7					
30	3	0,186057331	5	9					
31	3	-0,011180645	6	13					
32	4	-0,001304978	8	28					
33	5	0,01432386	4	20					
34	5	-0,016854006	4	24					
35	6	$3,40631 \cdot 10^{-05}$	12	10					
		<b>ni</b>	<b>di</b>	<b>ti</b>	<b>α i</b>	<b>β i</b>	<b>γ i</b>	<b>ε i</b>	
36		1733,619407	1	0	20	300	1,19	1	
37		-1753,516379	1	1	20	300	1,19	1	
38		-798,9033077	2	2	17,5	300	1,19	1	
39		841,9233117	2	3	17,5	300	1,19	1	
40		-19,13878658	3	0	15	300	1,19	1	
		<b>ni</b>	<b>ai</b>	<b>bi</b>	<b>Bi</b>	<b>Ci</b>	<b>Ai</b>	<b>β i</b>	<b>η i</b>
41		0,930539627	3,5	0,85	2	18	0,156	0,342	$2,7 \cdot 10^{-10}$
42		-0,061627141	4	0,75	4	18	0,156	0,342	$2,7 \cdot 10^{-10}$

**Tab. 18: Beziehungen zwischen den thermodynamischen Zustandsgrößen und der freien Energie.**

Zustandsgröße	Beziehung zu $\Phi$
Druck	$p(T, \rho) = -\left(\frac{\partial f}{\partial v}\right)_T$
	$\frac{p(\delta, \tau)}{\rho \cdot R \cdot T} = 1 + \delta \cdot \Phi_\delta^r$
Entropie	$s(T, \rho) = -\left(\frac{\partial f}{\partial T}\right)_v$
	$\frac{s(\delta, \tau)}{R} = \tau \cdot (\Phi_\tau^0 + \Phi_\tau^r) - \Phi^0 - \Phi^r$
Innere Energie	$u(T, \rho) = f - T \cdot \left(\frac{\partial f}{\partial T}\right)_v$
	$\frac{u(\delta, \tau)}{R \cdot T} = \tau \cdot (\Phi_\tau^0 + \Phi_\tau^r)$
Isochore Wärmekapazität	$c_v(T, \rho) = \left(\frac{\partial u}{\partial T}\right)_v$
	$\frac{c_v(\delta, \tau)}{R} = -\tau^2 \cdot (\Phi_{\tau\tau}^0 + \Phi_{\tau\tau}^r)$
Enthalpie	$h(T, \rho) = f - T \cdot \left(\frac{\partial f}{\partial T}\right)_v - v \cdot \left(\frac{\partial f}{\partial v}\right)_T$
	$\frac{h(\delta, \tau)}{R \cdot T} = 1 + (\Phi_\tau^0 + \Phi_\tau^r) + \delta \cdot \Phi_\delta^r$
Isobare Wärmekapazität	$c_p(T, \rho) = \left(\frac{\partial h}{\partial T}\right)_p$
	$\frac{c_p(\delta, \tau)}{R} = -\tau^2 \cdot (\Phi_{\tau\tau}^0 + \Phi_{\tau\tau}^r) + \frac{(1 + \delta \cdot \Phi_\delta^r - \delta \cdot \tau \cdot \Phi_{\tau\tau}^r)^2}{(1 + 2 \cdot \delta \cdot \Phi_\delta^r + \delta^2 \Phi_{\delta\delta}^r)}$
Isentrope Schallgeschwindigkeit	$w(T, \rho) = \left(\frac{\partial T}{\partial \rho}\right)_s^{\frac{1}{2}}$
	$\frac{w^2(\delta, \tau)}{R \cdot T} = 1 + 2 \cdot \delta \cdot \Phi_\delta^r + \delta^2 \Phi_{\delta\delta}^r - \frac{(1 + \Phi_\delta^r - \delta \cdot \tau \cdot \Phi_{\delta\tau}^r)^2}{\tau^2 \cdot (\Phi_{\tau\tau}^0 + \Phi_{\tau\tau}^r)}$
Joule-Thomson-Koeffizient	$\mu(T, \rho) = \left(\frac{\partial T}{\partial p}\right)_h$
	$\mu \cdot R \cdot \rho = \frac{-(\delta \cdot \Phi_\delta^r + \delta^2 \cdot \Phi_{\delta\delta}^r - \delta \cdot \tau \cdot \Phi_{\delta\tau}^r)}{(1 + \delta \Phi_\delta^r - \delta \tau \Phi_{\delta\tau}^r)^2 - \tau^2 (\Phi_{\tau\tau}^0 + \Phi_{\tau\tau}^r) \cdot (1 + 2 \delta \Phi_\delta^r + \delta^2 \Phi_{\delta\delta}^r)}$

Gesteinstyp	thermal conductivity $\lambda$ [W/m <sup>2</sup> K]	heat flow [mW/m <sup>2</sup> ]	heat production [ $\mu$ W/m <sup>3</sup> ]	Anteil <sup>238</sup> U [ppm]	Anteil <sup>232</sup> Th [ppm]	Anteil <sup>40</sup> K [%]	Referenz	Kommentar
Granit B.S. (*)			2,38	4,6	13,1	3,40	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Granit W.G. (*)			1,93	3,2	11,8	3,40	[1]	W.G. = major rock type of the Wadi El-Gema
Granit W.U. (*)			8,24	24,9	23,0	3,60	[1]	W.U. = major rock type of the Wadi Um Hac
Granit G.E. (*)			9,53	30,5	21,1	3,60	[1]	G.E. = major rock type of the Gebal El-Erediyi
Granit G.M. (*)			7,75	24,1	19,9	3,20	[1]	G.M. = major rock type of the Gebal Elmesska
Granite W.K. (*)			9,34	29,7	21,6	3,50	[1]	G.E. = major rock type of the Gebal El-Erediyi
Granit South Africa			3,51	6,5	21,6	4,15	aus [1] nach [2]	W.K. = major rock type of the Wadi Karir
Granite			3,40	5,4	24,6	3,73	aus [1] nach [3]	
Quartz diorite B.S. (*)			1,76	3,0	8,8	3,00	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Quartz diorite S.Nevada, California			0,40	0,7	1,8	0,80	aus [1] nach [2]	
Quartz diorite			1,46	2,6	9,2	1,83	aus [1] nach [3]	
Ganodiorite B.S. (*)			1,98	3,7	10,3	3,60	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Granodiorite			1,31	2,1	8,3	2,30	aus [1] nach [4]	
Granodiorite			2,82	6,0	16,0	2,25	aus [1] nach [5]	
Granodiorite			1,85	3,1	12,4	2,34	aus [1] nach [3]	
Acidic dykes B.S. (*)			1,66	2,9	7,0	2,90	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Acidic dykes W.G. (*)			2,00	4,0	5,8	4,00	[1]	W.G. = major rock type of the Wadi El-Gema
Acidic rocks			2,38	3,5	18,0	0,00	aus [1] nach [6]	
Acidic dykes			2,45	4,0	14,4	1,90	aus [1] nach [7]	
Acidic rocks			2,84	4,35	15,2	4,10	aus [1] nach [4]	
Lamprophyre B.S. (*)			1,74	3,0	9,6	2,00	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Lamprophyre			2,10	4,4	11,9	—	aus [1] nach [5]	
Swiss Alps			1,12	1,2	5,5	4,10	aus [1] nach [2]	
Lamprophyre			0,58	1,33	2,93	—	aus [1] nach [8]	
Diorite B.S. (*)			0,53	1,0	2,0	1,30	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Diorite			1,09	1,8	6,0	1,80	aus [1] nach [4]	
Diorite			1,25	2,0	8,5	1,10	aus [1] nach [4]	
Dolerit B.S. (*)			0,55	1,2	2,2	0,70	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Dolerit			0,11	0,4	—	—	aus [1] nach [8]	
Basalt B.S. (*)			0,11	0,3	0,4	0,10	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Basalt Japan			0,80	1,01	5,13	1,38	aus [1] nach [2]	
Basalt Former USSR			0,39	0,49	1,28	1,62	aus [1] nach [2]	
Amphibolite W.G. (*)			0,40	0,8	1,2	0,60	[1]	W.G. = major rock type of the Wadi El-Gema
Amphibolite			0,40	0,7	1,8	0,60	aus [1] nach [4]	
Amphibolite			0,83	1,7	3,0	1,23	aus [1] nach [4]	
Amphibolite Swiss Alps			0,83	1,65	3,0	1,23	aus [1] nach [2]	
Amphibolite			0,60	1,2	2,3	0,78	aus [1] nach [3]	
Ivrea Zone, Italy			0,38	0,53	1,57	1,03	aus [1] nach [2]	
Metagabroo B.S. (*)			0,91	1,6	3,3	1,96	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Metagabroo W.G. (*)			0,40	0,8	1,4	0,80	[1]	W.G. = major rock type of the Wadi El-Gema
Metagabroo Southern California			0,37	0,64	1,85	0,46	aus [1] nach [2]	
Metagabroo, Minnesota			1,45	2,4	7,9	1,56	aus [1] nach [2]	
Menalge W.G. (*)			0,55	0,9	2,2	1,20	[1]	W.G. = major rock type of the Wadi El-Gema
Serpentine B.S. (*)			0,97	1,8	4,2	1,60	[1]	B.S. = major rock type of the Bir El-Sic
Serpentine W.G. (*)			0,28	0,5	1,5	0,30	[1]	W.G. = major rock type of the Wadi El-Gema
Serpentine Swiss Alps			0,01	0,03	0,067	0,005	aus [1] nach [2]	
mid-ocean ridges							[9]	<sup>4</sup> He/heat flux ratio
low mantle							[9]	<sup>4</sup> He/heat flux ratio
reservoir rock of the Queen City	3,50		1,05	2,08	6,9	1,865	[9]	<sup>4</sup> He/heat flux ratio
Recklaw Formation	1,20		1,04	2,89	9,425	0,03	[9]	<sup>4</sup> He/heat flux ratio
Carrizo Aquifer	3,50		1,95	7,5	2,9	0,01	[9]	<sup>4</sup> He/heat flux ratio
Upper crust			1,66	2,8	10,7	2,80	aus [9] nach [10]	<sup>4</sup> He/heat flux ratio
Lower crust			0,21	0,28	1,06	0,28	aus [9] nach [10]	<sup>4</sup> He/heat flux ratio
Oceanic crust			0,058	0,1	0,22	0,12	aus [9] nach [10]	<sup>4</sup> He/heat flux ratio
Carlindi (2,93 Ga)*			1,39	1,00	1,03	1,36	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Corunna Downs (3,31 Ga)*			1,54	0,92	1,05	1,64	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (2,85 Ga)*			4,18	1,11	1,27	1,72	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (3,31 Ga)*			1,47	0,64	1,35	1,32	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (3,46 Ga)*			1,27	0,47	1,48	1,16	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Muccan (3,31 Ga)*			1,65	1,06	2,09	1,59	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Shaw (2,85 Ga)*			6,15	1,76	1,25	1,59	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Shaw (3,46 Ga)*			2,22	0,80	1,87	1,65	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Strelley (3,24 Ga)*			2,96	1,02	1,01	1,65	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Warrawagine (3,31 Ga)*			1,47	0,81	1,59	1,78	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Yule (2,85 Ga)*			4,20	1,00	1,00	1,40	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Yule (2,93 Ga)*			2,47	0,99	1,24	1,61	[11]	Ratio $\xi$ /Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Carlindi (2,93 Ga)*			1,36	2,97	7,79	1,54	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Corunna Downs (3,31 Ga)*			1,46	2,78	10,20	2,12	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (2,85 Ga)*			3,72	7,46	23,99	2,47	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (3,31 Ga)*			1,19	2,42	7,57	1,72	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (3,46 Ga)*			1,19	2,60	6,97	1,52	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Muccan (3,31 Ga)*			1,10	2,40	6,47	1,49	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Shaw (2,85 Ga)*			3,91	6,98	27,44	2,81	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Shaw (3,46 Ga)*			1,57	3,18	9,84	2,23	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Strelley (3,24 Ga)*			2,80	4,88	20,80	4,88	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Warrawagine (3,31 Ga)*			1,26	2,62	7,87	1,47	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Yule (2,85 Ga)*			3,78	6,51	28,35	2,92	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Yule (2,93 Ga)*			1,85	3,49	12,20	2,35	[11]	Radiometric data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
Carlindi (2,93 Ga)*			3,16	4,20	12,70	2,77	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Corunna Downs (3,31 Ga)*			1,72	2,05	11,55	3,75	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (2,85 Ga)*			6,43	11,00	34,00	4,72	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (3,31 Ga)*			1,60	1,00	10,00	2,40	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Mount Edgar (3,46 Ga)*			1,39	1,00	13,00	1,96	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Muccan (3,31 Ga)*			2,03	2,50	15,80	2,78	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Shaw (2,85 Ga)*			8,64	19,00	45,00	4,65	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Shaw (3,46 Ga)*			2,33	2,50	21,40	3,94	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Strelley (3,24 Ga)*			3,85	6,10	24,45	4,29	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Warrawagine (3,31 Ga)*			1,88	2,40	13,15	3,63	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Yule (2,85 Ga)*			3,44	4,45	29,45	3,95	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
Yule (2,93 Ga)*			2,91	3,95	21,60	3,92	[11]	Geochemical data / Granitoid complex (Archean northern Pilbara Craton, Western Australia)
intrusive igneous (Nr. 06-02)*			1,15	1,06	8,75	2,65	aus [12] nach [13], [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 06-04)*			1,15	0,74	9,04	3,30	[12]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 05-07)*			2,16	3,69	12,23	3,40	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 05-02)*			1,39	2,19	9,68	1,41	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
metasediment (Nr. 06-03)*			1,98	3,52	9,51	4,05	aus [12] nach [13], [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 05-09)*			3,65	5,18	28,79	2,67	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 07-02A)*			1,41	2,30	7,30	3,10	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 08-02)*			1,26	1,71	5,03	4,83	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 05-06)*			2,24	3,37	14,61	3,37	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 08-01)*			1,91	2,48	5,24	2,82	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 07-02B)*			1,29	1,98	8,47	1,85	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr.07-03)*			1,85	4,42	4,48	3,98	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 06-01A)*			0,85	2,05	2,38	1,53	[12]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 06-01B)*			1,44	1,20	13,28	1,99	[12]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 05-10)*			0,47	0,79	1,91	1,33	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
metasediment (Nr. 05-03)*			0,94	1,62	2,23	3,73	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 03-04)*			1,10	1,28	7,76	2,30	[12]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 05-05)*			2,58	2,85	21,64	3,14	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr.05-01)*			2,14	4,35	9,77	3,20	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 05-08)*			0,91	1,41	4,97	2,00	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 03-02)*			0,43	0,63	1,83	1,40	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 03-03)*			0,78	1,23	5,27	0,90	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 07-01)*			3,37	5,82	21,65	3,30	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 05-04)*			1,55	2,52	8,64	2,90	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 03-07)*			0,31	0,87	0,50	0,50	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 03-06)*			2,72	4,46	18,41	2,60	aus [12] nach [14]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 709.2)*			0,50	1,00	1,60	1,30	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 730.3)*			0,07	0,00	0,00	0,70	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 802.6)*			0,13	0,00	0,60	0,92	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 813.2)*			0,19	0,00	1,10	1,14	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 813.1)*			0,21	0,00	0,60	1,80	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 814.2)*			0,08	0,00	0,60	0,43	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 814.9)*			0,03	0,00	0,00	0,37	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 817.1)*			0,07	0,00	0,00	0,76	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 812.1)*			0,03	0,00	0,00	0,36	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. 814.12)*			0,04	0,00	0,00	0,41	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
intrusive igneous (Nr. 718.3)*			0,22	0,00	2,00	0,88	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
metasediment (Nr. 711.3)*			0,81	0,80	8,20	0,24	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
metasediment (Nr. 815.3B)*			0,65	0,00	6,00	2,42	aus [12] nach [15]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
metasediment (Nr. TC-8)*			1,79	3,20	9,90	3,07	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. CM-9)*			0,26	0,29	0,63	1,54	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-17)*			0,12	0,14	0,00	0,94	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. PC-175)*			0,01	0,02	0,00	0,04	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. PRC42)*			0,35	0,80	0,52	1,12	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC-9)*			0,02	0,02	0,00	0,14	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC-19)*			0,01	0,02	0,00	0,09	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC42)*			0,14	0,14	0,00	1,07	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC45b)*			0,10	0,11	0,00	0,75	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC-47)*			0,01	0,02	0,00	0,04	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC49b)*			0,03	0,02	0,08	0,16	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC-83)*			0,02	0,02	0,00	0,18	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-1)*			0,38	0,22	3,00	1,25	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-14)*			0,86	0,12	11,00	0,75	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-23)*			0,13	0,16	0,00	0,97	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-33)*			0,20	0,23	0,07	1,44	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-43)*			0,86	0,30	7,50	2,78	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-50)*			0,18	0,19	0,00	1,36	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-55)*			0,25	0,20	1,30	1,11	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. GC-60)*			0,04	0,03	0,00	0,36	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. PC35P)*			1,05	1,00	5,90	4,16	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC-6)*			1,18	0,25	12,00	3,12	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC12b)*			0,14	0,17	0,00	1,07	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (Nr. TC-34)*			0,24	0,50	0,00	1,16	aus [12] nach [16]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
eclogite (Nr. Bc218)*			0,05	0,05	0,00	0,25	aus [12] nach [17]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
granulite (Nr. B75)*			0,09	0,18	0,19	0,17	aus [12] nach [17]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
eclogite (Nr. F34)*			0,02	0,03	0,02	0,11	aus [12] nach [17]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
eclogite (Nr. Bc207)*			0,09	0,12	0,19	0,29	aus [12] nach [17]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
granulite (Nr. G39)*			0,11	0,22	0,11	0,24	aus [12] nach [17]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
eclogite (Nr. G36)*			0,06	0,10	0,07	0,19	aus [12] nach [17]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
volcanic (MCI)*			1,96	3,93	13,21	3,46	aus [12] nach [18], [19]	61 samples of Minarets Complex Ignimbrite / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (PPLP)*			2,99	4,00	22,50	3,71	aus [12] nach [19], [20]	2 samples of Post Peak Leucogranite Porphyry / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (RPLP)*			2,15	2,50	16,00	3,78	aus [12] nach [19], [20]	2 samples of Red Peak Leucogranite Porphyry / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (PPL)*			3,07	4,00	23,00	4,12	aus [12] nach [19], [20]	4 samples of Post Peak Leucogranite / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (RPL)*			3,36	5,50	22,00	3,82	aus [12] nach [19], [20]	2 samples of Red Peak Leucogranite / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (NCL)*			5,91	9,00	44,33	4,29	aus [12] nach [19], [20]	3 samples of Norris Creek Leucogranite / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (SLG)*			3,47	5,39	23,56	4,11	aus [12] nach [19], [20]	18 samples of Shellenbarger Lake Granites / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
volcanic (MPM)*			2,57	4,27	16,33	3,10	aus [12] nach [19], [20]	33 samples of Merced Peak Metavolcanics / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (JLG)*			1,96	3,55	10,91	2,67	aus [12] nach [19], [20]	11 samples of Jackass Lakes Granodiorite / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (TKL)*			3,42	6,50	19,17	3,72	aus [12] nach [19], [20]	6 samples of Timber Knob Leucogranite / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (PPME)*			1,78	3,67	8,67	2,10	aus [12] nach [19], [20]	3 samples of the Post Peak mafic enclave / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
intrusive igneous (RMV)*			3,93	6,78	24,44	4,43	aus [12] nach [19], [20]	9 samples of re-melted Merced Peak Metavolcanics / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
peridotite (Nr. CP71)*			0,56	1,40	0,20	0,80	aus [12] nach [21]	Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K

Gesteinstyp	thermal conductivity $\lambda$ [W/m <sup>2</sup> K]	heat flow [mW/m <sup>2</sup> ]	heat production [ $\mu$ W/m <sup>3</sup> ]	Anteil <sup>238</sup> U [ppm]	Anteil <sup>232</sup> Th [ppm]	Anteil <sup>40</sup> K [%]	Referenz	Kommentar
eclogite (Nr. BC216)*			0,092	0,122	0,201	0,31	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
gar-websterite (Nr. BC221)*			0,077	0,108	0,212	0,21	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
eclogite (Nr. BC218)*			0,025	0,051	0,005	0,07	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
gar-websterite (Nr. 96F34)*			0,025	0,036	0,017	0,11	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
carbonate eclogite (Nr. BC207)*			0,252	0,724	0,189	0,04	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
eclogite (Nr. 96G39)*			0,101	0,221	0,113	0,18	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
eclogite (Nr. 96G36)*			0,061	0,103	0,069	0,19	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
wehrlite (Nr. BC30)*			0,069	0,013	0,081	0,50	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
clinopyroxenite (Nr. BC200)*			0,040	0,039	0,220	0,07	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
peridotite (Nr. BC220)*			0,066	0,091	0,201	0,17	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
lherzolithe (Nr. CP87)*			0,466	0,80	1,40	0,77	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
lherzolithe (Nr. CP71)*			0,119	0,30	0,00	0,20	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
websterite (Nr. CP150)*			0,069	0,20	0,06	0,00	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
websterite (Nr. CP28)*			0,039	0,08	0,16	0,00	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
harzburgite (Nr. CP69)*			0,131	0,30	0,17	0,17	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
websterit (Nr. CP96)*			0,144	0,30	0,56	0,00	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
clinopyroxenite (Nr. CP36)*			0,144	0,30	0,56	0,00	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
clinopyroxenite (Nr. CP161)*			0,032	0,10	0,00	0,00	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
orthopyroxenite (Nr. CP179)*			0,040	0,07	0,20	0,00	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
clinopyroxenite (Nr. CP166)*			0,069	0,11	0,23	0,12	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
orthopyroxenite (Nr. CP92)*			0,233	0,70	0,08	0,03	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
websterite (Nr. CP119)*			0,824	2,50	0,30	0,00	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
websterite (Nr. CP50)*			0,000	0,00	0,00	0,00	aus [12] nach [22]	Sierran xenolith / hier <sup>39</sup> K anstelle <sup>40</sup> K
granite *				36,74	40,51	4,10	aus [23] nach [24]	Lambapur area, Dharwar craton, south India
granite *				19,82	84,33	4,95	[23]	Hyderabad City, Dharwar craton, south India
granite *				10,17	26,58	4,23	aus [23] nach [25]	Yadgir, Shahpur, Lingsugur, Dharwar craton, south India
granite *				22,47	40,59	4,71	[23]	Madakasira, Dharwar craton, south India
greywackes *		1,13					aus [23] nach [26]	greenschist-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
mafic volcanic rocks *		0,09					aus [23] nach [27], [28]	greenschist-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
felsic volcanic rocks *		1,34					aus [23] nach [28]	greenschist-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
mafic volcanic rocks *		0,19					aus [23] nach [29], [30]	amphibolite-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
felsic volcanic rocks *		1,51					[23]	amphibolite-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
mafic volcanic rocks *		0,09					[23]	amphibolite-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
felsic volcanic rocks *		2,24					[23]	amphibolite-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
TTG-gneisses*		1,01					[23]	greenschist-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
mafic volcanic rocks *		0,19					[23]	greenschist-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
felsic volcanic rocks *		1,51					[23]	greenschist-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
TTG-gneisses*		2,40					[23]	greenschist-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
granitoids*		4,19					[23]	amphibolite-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
TTG-gneisses*		2,36					[23]	amphibolite-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
TTG-gneisses*		1,13					[23]	amphibolite-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
enderbites*		0,65					[23]	metasomatized-granulite-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
enderbites*		0,35					[23]	metasomatized-granulite-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
enderbites*		0,34					[23]	depleted-granulite-facies, supracrustal belt of the Western Dharwar craton, south India
enderbites*		0,16					[23]	depleted-granulite-facies, supracrustal belt of the Eastern Dharwar craton, south India
basalt		0,63	0,9*	2,1*	0,93*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basaltic andesite		1,13	1,3*	2,8*	1,37*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
andesite		1,29	2,2*	4,6*	1,59*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
andesite		1,29	1,7*	4,5*	1,74*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basaltic andesite		1,13	1,6*	4,7*	1,20*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
andesite		1,29	1,9*	4,5*	1,69*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basalt		0,63	1,1*	4,4*	1,16*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basaltic andesite		1,13	2,3*	8,7*	2,68*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basaltic andesite		1,13	2,0*	4,9*	1,64*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basaltic andesite		1,13	3,9*	11,9*	3,17*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basaltic andesite		1,13	2,0*	6,8*	1,49*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
andesite		1,29	4,2*	14,3*	2,85*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
andesite		1,29	3,6*	12,8*	2,96*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
andesite		1,29	3,5*	13,4*	2,35		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
rhyolite		6,61	11,0*	36,6*	4,07*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
rhyolite		6,61	12,8*	45,0*	4,19*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
rhyolite (obsidian)		6,61	15,5*	54,7*	4,46*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
rhyolite (obsidian)		6,61	14,1*	48,2*	4,34*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
rhyolite (obsidian)		6,61	14,8*	49,0*	4,23*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
rhyolite		6,61	15,7*	55,3*	4,28*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basaltic trachyandesite		4,25	7,1*	23,5*	4,06*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basaltic trachyandesite		4,25	9,3*	31,7*	3,83*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
trachyte		7,11	14,4*	49,8*	4,21*		[31]	Messung mit Gamma-Ray Spektromete
basalt		0,63	0,9*	2,3*	1,21*		[31]	Messung mit ICP-MS
basaltic andesite		1,13	1,2*	3,4*	1,26*		[31]	Messung mit ICP-MS
andesite		1,29	2,0*	5,7*	1,76*		[31]	Messung mit ICP-MS
andesite		1,29	1,9*	5,1*	1,85*		[31]	Messung mit ICP-MS
basaltic andesite		1,13	1,6*	4,9*	1,46*		[31]	Messung mit ICP-MS
andesite		1,29	1,9*	4,8*	1,80*		[31]	Messung mit ICP-MS
basalt		0,63	1,3*	4,3*	1,38*		[31]	Messung mit ICP-MS
basaltic andesite		1,13	2,8*	9,2*	2,76*		[31]	Messung mit ICP-MS
basaltic andesite		1,13	1,5*	4,8*	1,50*		[31]	Messung mit ICP-MS
basaltic andesite		1,13	3,5*	11,6*	3,04*		[31]	Messung mit ICP-MS
basaltic andesite		1,13	1,9*	5,9*	1,32*		[31]	Messung mit ICP-MS
andesite		1,29	4,3*	13,3*	2,65*		[31]	Messung mit ICP-MS
andesite		1,29	3,7*	11,8*	2,66*		[31]	Messung mit ICP-MS

Gesteinstyp	thermal conductivity $\lambda$ [W/m <sup>2</sup> K]	heat flow [mW/m <sup>2</sup> ]	heat production [ $\mu$ W/m <sup>3</sup> ]	Anteil <sup>238</sup> U [ppm]	Anteil <sup>232</sup> Th [ppm]	Anteil <sup>40</sup> K [%]	Referenz	Kommentar
andesite			1,29	3,4*	12,1*	2,47*	[31]	Messung mit ICP-MS
rhyolite			6,61	12,0*	33,8*	4,10*	[31]	Messung mit ICP-MS
rhyolite			6,61	14,5*	44,6*	4,14*	[31]	Messung mit ICP-MS
rhyolite (obsidian)			6,61	17,5*	55,7*	4,34*	[31]	Messung mit ICP-MS
rhyolite (obsidian)			6,61	15,9*	50,1*	4,13*	[31]	Messung mit ICP-MS
rhyolite (obsidian)			6,61	14,2*	46,1*	4,13*	[31]	Messung mit ICP-MS
rhyolite			6,61	15,8*	52,0*	4,50*	[31]	Messung mit ICP-MS
basaltic trachyandesite			4,25	7,4*	22,9*	3,97*	[31]	Messung mit ICP-MS
basaltic trachyandesite			4,25	8,6*	29,8*	3,93*	[31]	Messung mit ICP-MS
trachyte			7,11	15,2*	50,5*	4,53*	[31]	Messung mit ICP-MS
upper crust*	2,70		0,53				[32]	Ossa-Morena Zone, southern Portuga
middle crust*	2,50		0,34				[32]	Ossa-Morena Zone, southern Portuga
lower crust*	2,10		0,12				[32]	Ossa-Morena Zone, southern Portuga
upper crust*	2,70		0,53				[32]	South Portuguese Zone, southern Portuga
middle crust*	2,50		0,43				[32]	South Portuguese Zone, southern Portuga
lower crust*	2,10		0,08				[32]	South Portuguese Zone, southern Portuga
granite*			2,88				[32]	southern Portugal
diorite*			1,55				[32]	southern Portugal
microdiorite*			0,80				[32]	southern Portugal
gabbro*			0,20				[32]	southern Portugal
mudstone*			1,55				[33]	Akiyoshi belt (Permian), southwest Japar
mudstone*			1,75				[33]	Akiyoshi belt (Permian), southwest Japar
mudstone*			1,95				[33]	Akiyoshi belt (Permian), southwest Japar
chert*			0,40				[33]	Akiyoshi belt (Permian), southwest Japar
mudstone*			1,75				[33]	Tanba belt (Jurassic), southwest Japar
sandstone*			1,30				[33]	Tanba belt (Jurassic), southwest Japar
chert*			0,35				[33]	Tanba belt (Jurassic), southwest Japar
chert*			0,05				[33]	Tanba belt (Jurassic), southwest Japar
mudstone*			2,20				[33]	lower Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
melange*			1,80				[33]	lower Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
mudstone*			1,25				[33]	lower Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
sandstone*			1,05				[33]	lower Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
sandstone*			0,80				[33]	lower Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
mudstone*			1,90				[33]	upper Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
mudstone*			1,70				[33]	upper Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
sandstone*			1,55				[33]	upper Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
sandstone*			1,40				[33]	upper Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
sandstone*			1,30				[33]	upper Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
melange*			1,25				[33]	upper Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
sandstone*			1,15				[33]	upper Shimanto belt (Cretaceous), southwest Japar
andesite-diorite*	2,35		0,70	1,2	4,5	1,10	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈125km
granodiorite*	2,65		1,70	2,2	14,5	1,80	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈200km
granodiorite*	2,65		0,55	0,8	3,5	0,90	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈310km
andesite-diorite*	2,60		0,35	0,7	2,0	0,50	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈420km
andesite-diorite*	2,55		0,60	0,8	4,5	1,00	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈430km
granodiorite*	2,40		0,70	0,9	5,0	1,00	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈525km
granodiorite*	2,10		0,45	0,6	3,0	1,20	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈530km
granit*	3,15		1,45	1,9	11,0	2,60	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈780km
granit*	3,10		1,75	2,0	16,0	2,40	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈790km
granit*	2,80		1,10	2,1	10,0	2,20	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈900km
granit*	3,10		1,80	2,1	14,5	3,60	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈910km
granit*	3,30		1,60	2,1	12,0	2,90	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1000km
granit*	3,40		1,40	2,4	12,5	3,40	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1050km
granit*	3,05		1,70	2,2	13,0	2,70	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1250km
granit*	3,20		1,80	2,4	14,0	2,70	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1300km
granit*	2,95		1,80	2,3	13,5	3,10	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1350km
granit*	3,10		1,70	2,1	13,0	2,90	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1400km
granit*	3,40		1,45	1,9	11,0	2,80	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1450km
granit*	2,95		1,50	2,0	14,5	2,85	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1475km
granit*	3,00		1,65	1,7	13,0	3,30	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1550km
granit*	3,05		1,50	1,8	11,5	3,10	[33]	Ogura hole (1800m), southwest Japar, depth≈1650km
calc-alkaline granite*			4,20	9,5	20,0	5,20	[34]	central-southern Corsica
post-tectonic leucogranite*			2,70	5,0	15,0	4,90	[34]	southern Corsica
gabbro*			0,30	0,5	0,5	0,60	[34]	central-southern Corsica
diorite*			0,40	1,0	0,5	1,00	[34]	central-southern Corsica
granodiorite*			2,70	4,0	19,0	3,80	[34]	southwestern Corsica
basalt*			0,20	0,5	1,0	0,80	[34]	southern Corsica
calc-alkaline granite*			1,80	1,9	13,5	4,00	aus [34] nach [35]	central-southern Corsica
post-tectonic leucogranite*			4,40	10,4	20,2	4,00	aus [34] nach [35]	southern Corsica
potassic granite*			4,90	7,6	38,0	4,20	aus [34] nach [35]	northwestern Corsica
Anorogenic Permian granite*			3,00	5,7	18,4	4,00	aus [34] nach [35]	central-southern Corsica
Anorogenic Permian granite*			5,30	9,1	40,0	3,70	aus [34] nach [35]	northwestern Corsica
anatexite*			2,00				[34]	Maures-Esterel Massif, Central Massif
schist*			1,90				[34]	Maures-Esterel Massif, Central Massif
paragneiss*			2,10				[34]	Maures-Esterel Massif, Central Massif
orthogneiss*			2,30				[34]	Maures-Esterel Massif, Central Massif
granite, leucogranite*			3,10				[34]	Maures-Esterel Massif, Central Massif
granodiorite, quartz monzonite*			4,30				[34]	Central Massif
rhyolite*			3,30				[34]	Maures-Esterel Massif
diorite*			0,90				[34]	Maures-Esterel Massif, Corsica
alkaline-potassic granite, leucogranite*			4,50				[34]	Corsica
calc-alkaline granite, granodiorite*			2,20				[34]	Corsica
gabbro*			0,30				[34]	Corsica
basalt*			0,20				[34]	Corsica
amphibolite*			0,40				aus [34] nach [36]	lower crust
amphibolite*			0,70				aus [34] nach [37]	lower crust
amphibolite*			0,40				aus [34] nach [38]	lower crust
mafic granulite*			0,1...0,5				aus [34] nach [39], [40]	lower crust
mafic granulite*			0,20				aus [34] nach [37]	lower crust
mafic granulite*			0,60				aus [34] nach [37]	lower crust
mafic granulite*			0,10				aus [34] nach [39], [40]	lower crust
mafic granulite*			0,20				aus [34] nach [36]	lower crust
mafic granulite*			0,30				aus [34] nach [41]	lower crust
mafic granulite*			0,10				aus [34] nach [42]	lower crust
hornblende schist*		40					aus [43] nach [44]	Kolar gold fields, Archaean Dharwar craton, southern India
schist*		29					aus [43] nach [45]	Gadag, Archaean Dharwar craton, southern India
schist*		30					aus [43] nach [45]	Kalyadi, Archaean Dharwar craton, southern India
metavolcanics*		30					aus [43] nach [46]	Ingaldhal, Archaean Dharwar craton, southern India
granite-gneiss*		40					aus [43] nach [47]	Hyderabad, Archaean Dharwar craton, southern India
granite-gneiss*		43					aus [43] nach [46]	Patitkonda-Adoni Area, Archaean Dharwar craton, southern India
granite-gneiss*		40					aus [43] nach [45]	Dharmavaram area, Archaean Dharwar craton, southern India

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
granite-gneiss*		51					aus [43] nach [46]	Tummalapalli, Archaean Dharwar craton , southern India
granite-gneiss*		30					aus [43] nach [46]	Bangalore area, Archaean Dharwar craton , southern India
granite-gneiss*		25					aus [43] nach [46]	Attibele, Archaean Dharwar craton , southern India
tonalite*			1,50				aus [43] nach [48]	Kolar area, Archaean Dharwar craton , southern India
tonalite*			1,70				[43]	Dharmavaram area, Archaean Dharwar craton , southern India
grey granite*			8,20				[43]	Hyderabad, Archaean Dharwar craton , southern India
pinkgranite*			4,20				[43]	Hyderabad, Archaean Dharwar craton , southern India
granite-gneiss*			7,60				[43]	Pattikonda-Adoni Area, Archaean Dharwar craton , southern India
granite-gneiss*			4,10				[43]	Pattikonda-Adoni Area, Archaean Dharwar craton , southern India
hornblende schist*			0,25				aus [43] nach [48]	Kolar schist belt, Archaean Dharwar craton , southern India
metavolcanics*			0,15				aus [43] nach [45]	Chitradurga schist belt, Archaean Dharwar craton , southern India
metasediment*			0,85				aus [43] nach [45]	Chitradurga schist belt, Archaean Dharwar craton , southern India
gneis*			0,40				[43]	Attibele, Archaean Dharwar craton , southern India
granulite*			0,20				aus [43] nach [49]	Archaean Dharwar craton , southern India
siltstone*			2,05	2,59	13,5	4,69	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			1,89	2,68	14,7	2,27	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			2,05	3,01	11,8	4,49	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			1,91	2,36	12,2	4,64	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			0,84	0,80	7,0	1,86	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
arkosean siltstone*			2,79	3,41	20,2	5,08	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
arkosean siltstone*			1,81	2,23	11,6	4,19	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
arkosean siltstone*			1,94	2,32	13,1	4,08	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
arkosean siltstone*			1,83	2,12	12,4	4,20	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
arkosean siltstone*			2,25	2,42	15,9	5,81	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
arkosean siltstone*			2,02	2,83	13,9	3,68	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
arkosean siltstone*			1,57	2,11	9,4	3,79	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
arkosean siltstone*			1,46	2,06	9,9	2,75	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
argillite*			1,75	1,89	15,0	2,89	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
argillite*			2,02	2,58	13,1	5,18	[50]	Três Marias formation, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			1,50	1,90	10,3	3,34	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			0,49	0,57	3,1	1,47	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			1,43	1,88	9,2	3,65	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			0,92	1,13	6,7	2,45	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			0,90	2,47	< 1,0	0,18	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			0,32	1,14	< 1,0	0,23	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
siltstone*			0,13	0,68	< 1,0	< 0,06	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
chemical-dentritic*			1,41	1,91	7,6	4,03	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
chemical-dentritic*			1,48	1,96	8,2	3,96	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
chemical-dentritic*			1,36	2,06	7,0	3,35	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
chemical-dentritic*			1,29	2,03	6,4	3,15	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
chemical-dentritic*			0,55	< 0,5	3,7	2,11	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
chemical-dentritic*			0,25	< 0,5	1,4	0,89	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
chemical-dentritic*			2,05	1,70	17,6	4,50	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
chemical-dentritic*			2,25	3,81	9,7	6,45	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
tectonized siltstone*			1,99	2,77	12,3	4,67	[50]	Paraopeba, São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil
marl*			1,30	3,0	5,7	1,57	[51]	Lavagna Nappe, Alps - Apennines boundary zone
shale*	2,40		2,52	4,6	15,5	3,03	[51]	Lavagna Nappe, Alps - Apennines boundary zone
limestone*	2,40		1,05	2,6	6,6	1,50	[51]	Lavagna Nappe, Alps - Apennines boundary zone
metabasalt*			0,24	0,4	0,2	0,69	[51]	Lavagna Nappe, Alps - Apennines boundary zone
serpentinite*			0,04	0,1	< 0,2	0,12	[51]	Lavagna Nappe, Alps - Apennines boundary zone
limestone*	3,10		1,05	2,0	4,3	1,50	[51]	Sestri-Voltaggio Zone, Alps - Apennines boundary zone
dolomite*			1,84	6,6	0,5	0,21	[51]	Sestri-Voltaggio Zone, Alps - Apennines boundary zone
radiolarite*			2,39	3,7	15,5	4,91	[51]	Sestri-Voltaggio Zone, Alps - Apennines boundary zone
metabasalt*	3,10		0,24	0,5	0,5	0,42	[51]	Sestri-Voltaggio Zone, Alps - Apennines boundary zone
metagabbro*			0,11	0,2	0,3	0,45	[51]	Sestri-Voltaggio Zone, Alps - Apennines boundary zone
serpentinite*	3,10		0,04	0,3	0,2	0,12	[51]	Sestri-Voltaggio Zone, Alps - Apennines boundary zone
calc-schist*	2,10		2,27	3,6	15,4	2,94	[51]	Voltri - Massiv, Alps - Apennines boundary zone
quartz-schist*			0,95	1,4	7,1	1,83	[51]	Voltri - Massiv, Alps - Apennines boundary zone
metabasite*	2,10		0,20	0,5	0,2	0,45	[51]	Voltri - Massiv, Alps - Apennines boundary zone
metagabbro*			0,11	0,3	< 0,2	0,12	[51]	Voltri - Massiv, Alps - Apennines boundary zone

Gesteinstyp	thermal conductivity $\lambda$ [W/m <sup>2</sup> K]	heat flow [mW/m <sup>2</sup> ]	heat production [ $\mu$ W/m <sup>3</sup> ]	Anteil <sup>238</sup> U [ppm]	Anteil <sup>232</sup> Th [ppm]	Anteil <sup>40</sup> K [%]	Referenz	Kommentar
serpentine*	2,50		0,04	< 0,1	< 0,2	0,05	[51]	Voltri - Massiv, Alps - Apennines boundary zon
phylite*			2,53	4,1	16,4	3,47	[51]	Savona Unit, Alps - Apennines boundary zon
orthogneiss*	3,00		2,92	5,1	17,3	4,41	[51]	Savona Unit, Alps - Apennines boundary zon
amphibolite*			0,27	0,5	1,0	0,72	[51]	Savona Unit, Alps - Apennines boundary zon
apatite*	23,20		0,331	60,0	200,0	0,00	[52]	metasomatic mantle mineral:
amphibole*	2,60		0,037	0,5	1,5	1,00	[52]	metasomatic mantle mineral:
mica*	0,80		0,011	< 0,5	< 0,5	10,00	[52]	metasomatic mantle mineral:
clinopyroxene*	1,00		0,014	0,2	1,0	0,00	[52]	metasomatic mantle mineral:
clinopyroxene*	2,00		0,028	0,4	2,0	0,00	[52]	metasomatic mantle mineral:
Hutchison Group*			3,9	7,0	25,0	1,78	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Donington Suite*			3,7	5,0	27,0	4,48	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Myola Volcanics*			4,0	6,0	26,0	5,23	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Moonta Porphyry*			6,2	11,0	39,0	5,02	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
McGregor Volcanics*			5,8	9,0	42,0	3,49	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Wandearah Metasilstone*			3,4	7,0	17,0	3,92	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Middlecamp Granite*			7,6	10,0	61,0	5,16	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Moody Suite*			4,8	10,0	22,0	4,83	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Burkit Granite*			17,0	37,0	93,0	5,85	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Carapsee Granite*			6,1	9,0	46,0	5,38	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Hiltaba Suite-Coulta/Cleve*			6,0	10,0	41,0	5,32	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Hiltaba Suite-Lincoln*			11,1	17,0	85,0	5,47	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Hiltaba Suite-Moonta*			9,4	17,0	61,0	4,47	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Hiltaba Suite-Stuart Shelf*			8,3	14,0	55,0	5,64	[53]	eastern Gawler Craton, south Australia
Iron Knob*	109,00		7,5				aus [53] nach [54]	eastern Gawler Craton, south Australia
Whyalla*	91,00		8,4				aus [53] nach [54]	eastern Gawler Craton, south Australia
Kadina*	101,00						aus [53] nach [54]	eastern Gawler Craton, south Australia
Bute*	88,00						aus [53] nach [54]	eastern Gawler Craton, south Australia
Bute*	87,00						aus [53] nach [54]	eastern Gawler Craton, south Australia
Wokurna*	91,00						aus [53] nach [54]	eastern Gawler Craton, south Australia
Basal Metasediments*			5,3	14,0	18,0	3,85	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Freeling Heights Quartzite*			1,2	2,0	7,0	1,97	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Mount Neill Granite, Pegegoona porphyry*			11,3	21,0	74,0	3,57	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Hot Springs Gneiss*			41,0	75,0	288,0	4,17	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Box Bore Granite, microgranites*			21,6	44,0	131,0	6,37	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Yerla Granite*			61,6	116,0	423,0	5,66	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Wattlewie Granite*			4,5	6,0	33,0	5,78	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Terrapinna Granite*			7,2	10,0	58,0	5,24	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Petermorra Volcanics*			6,7	13,0	35,0	6,50	[53]	Mount Painter Province, south Australia
Parabarana Hill*	126,0		7,9				aus [53] nach [54]	Mount Painter Province, south Australia
Tarcoola*	49,0		2,7				aus [53] nach [54]	western Gawler Craton, south Australia
Wudinna*	58,0		4,9				aus [53] nach [54]	western Gawler Craton, south Australia
Maralinga*	54,0						aus [53] nach [54]	western Gawler Craton, south Australia
Ediacara*	96,0						aus [53] nach [54]	Adelaide Fold Belt, south Australia
Mount McTagga*	101,0						aus [53] nach [54]	Adelaide Fold Belt, south Australia
Carrianton*	92,0						aus [53] nach [54]	Adelaide Fold Belt, south Australia
Stockyard*	88,0						aus [53] nach [54]	Adelaide Fold Belt, south Australia
Kanmantoo*	88,0						aus [53] nach [54]	Adelaide Fold Belt, south Australia
Bendigo St*	64,0		3,8				aus [53] nach [54]	Adelaide Fold Belt, south Australia
Mootooroo*	68,0		3,1				aus [53] nach [54]	Willyama Inliers
Radium Hill*	75,0		3,8				aus [53] nach [55]	Willyama Inliers
Broken Hill*	80,0		4,6				aus [53] nach [56]	Willyama Inliers
Mount Gambier*	92,0						aus [53] nach [54]	south-east South Australia
sediments	2,2		0,4				[57]	
granite	3,0		6,0				[57]	
metabasite	2,6		0,6				[57]	
gneiss	3,3						[57]	
gneiss and graphitic	4,5		1,5				[57]	
amphibolit facies*	3,61		5,88				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
amphibolit facies*	2,60		1,17				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
amphibolit facies*	3,22		2,07				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
amphibolit facies*	3,73		2,37				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
amphibolit facies*	3,28		2,62				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
amphibolit facies*	3,41		5,25				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies & retrograde overprint in amphibolite facies conditions'	2,91		3,07				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies & retrograde overprint in amphibolite facies conditions'	2,78		1,25				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies & retrograde overprint in amphibolite facies conditions'	3,33		2,08				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies & retrograde overprint in amphibolite facies conditions'	2,95		1,94				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*			0,83				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*	3,52		2,67				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*	2,93		0,88				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*			1,19				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*	3,26		0,71				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*	2,86		0,92				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*	2,57		1,84				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*	2,45		0,44				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulite facies*	2,98		1,83				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granulites*	3,0		1,0				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
metasediments and amphibolites'	3,2		1,9				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
metasediments*	3,2		1,7				aus [58] nach [59]	central Baltic Shield and ist southern slope
Wiborg rapakivi granite*	3,5		3,6				aus [58] nach [60]	central Baltic Shield and ist southern slope
Suomenniemi rapakivi batholite'	3,5		4,0				aus [58] nach [60]	central Baltic Shield and ist southern slope
migmatite*	3,2		1,7				aus [58] nach [61]	central Baltic Shield and ist southern slope
Sulkava high metam. Area, migmatite	3,5		3,0				aus [58] nach [62]	central Baltic Shield and ist southern slope
migmatite*	3,2		1,7				aus [58] nach [61]	central Baltic Shield and ist southern slope
Haukivesi mafic intrusion'	2,5		0,2				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
migmatite & granitoid'	3,2		1,4				aus [58] nach [59]	central Baltic Shield and ist southern slope
Savo metasediments'	3,2		1,0				aus [58] nach [63]	central Baltic Shield and ist southern slope
Outokumpu assoc. mainly metasediments*	3,0		2,7				aus [58] nach [59]	central Baltic Shield and ist southern slope
Archean granite gneiss*	3,0		0,7				aus [58] nach [63]	central Baltic Shield and ist southern slope
Jatulian quartzite*	6,0		1,0				aus [58] nach [63]	central Baltic Shield and ist southern slope
gabbro, anorthosite*	2,5		0,5				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
granodiorite, fels. amph. fac. gneiss, granite qt-mi schist, fels. granulite'	3,0		0,8				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
amphibolite, metapelitic granulite'	3,0		0,8				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
felsic amph. gneiss, felsic/int. granul.'	3,0		0,4				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
anorthosite, mafic granulite, amphibolite*	2,5		0,2				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
amphibolite, metapelitic granulite'	2,5		0,2				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope
amphibolite, metapelitic granulite'	2,5		0,1				[58]	central Baltic Shield and ist southern slope

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>*K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
ultramafic*	4,2		0,002				aus [58] nach [64]	central Baltic Shield and ist southern slope
sediment*	2,00		2,04*				[65]	lithosphere under foreland basin and mountain belt of Taiwan
basement*	2,50		2,04*				[65]	lithosphere under foreland basin and mountain belt of Taiwan
thrust*	3,35		2,45*				[65]	lithosphere under foreland basin and mountain belt of Taiwan
upper crust*	3,15		1,35*				[65]	lithosphere under foreland basin and mountain belt of Taiwan
lower crust*	2,50		0,39*				[65]	lithosphere under foreland basin and mountain belt of Taiwan
lithospheric mantle*	3,40		0,02*				[65]	lithosphere under foreland basin and mountain belt of Taiwan
mudstone*	0,87...2,66		1,60				[66]	Junggar basin, northwest china
mudstone (late tertiary)*	1,72...1,87						[66]	Junggar basin, northwest china
mudstone (early tertiary)*	0,87...1,35						[66]	Junggar basin, northwest china
mudstone (cretaceous)*	1,76...2,00						[66]	Junggar basin, northwest china
mudstone (jurassic)*	1,15...2,38						[66]	Junggar basin, northwest china
mudstone (triassic)*	1,28...2,66						[66]	Junggar basin, northwest china
mudstone (permian)*	1,25...2,34						[66]	Junggar basin, northwest china
mudstone (carboniferous)*	1,85...2,23						[66]	Junggar basin, northwest china
siltstone*	1,23...2,89		0,50				[66]	Junggar basin, northwest china
siltstone (late tertiary)*	1,84						[66]	Junggar basin, northwest china
siltstone (early tertiary)*	1,23						[66]	Junggar basin, northwest china
siltstone (cretaceous)*	1,30...1,57						[66]	Junggar basin, northwest china
siltstone (jurassic)*	1,37...2,89						[66]	Junggar basin, northwest china
siltstone (permian)*	2,11...2,41						[66]	Junggar basin, northwest china
sandstone*	0,69...3,27		0,80				[66]	Junggar basin, northwest china
sandstone (late tertiary)*	0,86						[66]	Junggar basin, northwest china
sandstone (early tertiary)*	0,80...1,91						[66]	Junggar basin, northwest china
sandstone (cretaceous)*	1,11...1,19						[66]	Junggar basin, northwest china
sandstone (jurassic)*	0,97...3,27						[66]	Junggar basin, northwest china
sandstone (triassic)*	2,81...2,91						[66]	Junggar basin, northwest china
sandstone (permian)*	0,69...2,84						[66]	Junggar basin, northwest china
conglomerate*	2,06...3,35						[66]	Junggar basin, northwest china
conglomerate (jurassic)*	2,35						[66]	Junggar basin, northwest china
conglomerate (triassic)*	2,61						[66]	Junggar basin, northwest china
conglomerate (permian)*	2,06...3,35						[66]	Junggar basin, northwest china
volcanic*	1,67...2,56						[66]	Junggar basin, northwest china
volcanic (jurassic)*	1,67...2,07						[66]	Junggar basin, northwest china
volcanic (triassic)*	2,05...2,18						[66]	Junggar basin, northwest china
volcanic (permian)*	1,69...2,33						[66]	Junggar basin, northwest china
volcanic (carboniferous)*	1,29...2,56						[66]	Junggar basin, northwest china
coal (jurassic)*	0,17						[66]	Junggar basin, northwest china
limestone (carboniferous)*	1,85						[66]	Junggar basin, northwest china
dolomite (permian)*	3,64		0,60				[66]	Junggar basin, northwest china
basalt*	2,10		0,21				[66]	Junggar basin, northwest china
sandy-clayey limestone*	0,8		3,1				[67]	Molasse (sediment cover European plate)
limy sandstone*	0,6		3,9				[67]	Molasse (sediment cover European plate)
fine grained dolomite*	1,2		5,5				[67]	Northern calcareous Alps (cover Adriatic plate)
dolomitic limestone*	0,1		3,4				[67]	Northern calcareous Alps (cover Adriatic plate)
muscovite-chlorite-schist*	1,4		3,6				[67]	Basement Adriatic plate
muscovite-chlorite-carbonate-quartz-phyllite*	1,7		3,7				[67]	Basement Adriatic plate
impure limestone*	0,1		2,8				[67]	Tauern window (basement European plate)
microcline-plagioclase-quartz-biotite-muscovite-ortho-gneiss*	4,4		3,1				[67]	Tauern window (basement European plate)
garnet-bearing ortho-amphibolite*	0,4		2,7				[67]	Tauern window (basement European plate)
garnet-bearing (ortho?)-amphibolite*	0,2		2,7				[67]	Tauern window (basement European plate)
muscovite-biotite-garnet-epidote-ortho-gneiss*	2,3		3,0				[67]	Tauern window (basement European plate)
garnet-biotite-muscovite-graphite-chlorite schist*	1,4		3,5				[67]	Tauern window (basement European plate)
muscovite-biotite-garnet-plagioclase-potassium-feldspar-ortho-gneiss*	1,3		2,8				[67]	Tauern window (basement European plate)
biotite-muscovite-potassium-feldspar-schist*	2,0		3,0				[67]	Basement Adriatic plate
biotite-muscovite-tourmalin-calcite-schist*	0,8		3,4				[67]	Oceanic plate-fragment
garnet-amphibole-biotite-para-gneiss*	1,7		3,3				[67]	Basement Adriatic plate
garnet-ortho-amphibolite*	0,2		2,8				[67]	Basement Adriatic plate
garnet-biotite-potassium-feldspar-plagioclase-(para?)-gneiss*	1,5		3,2				[67]	Basement Adriatic plate
monzogranite/granodiorite*	2,0		3,3				[67]	Basement Adriatic plate
garnet-biotite-sericite-phyllite*	1,6		3,9				[67]	Basement Adriatic plate
very pure dolomite*	0,3		5,0				[67]	Dolomites (coverage Adriatic plate)
biotite-dacite*	1,3		2,5				[67]	Dolomites (coverage Adriatic plate)
quartz-monzonite*	1,1		2,0				[67]	Basement Adriatic plate
red potassium-feldspar-granite*	6,0		3,2				[67]	Basement Adriatic plate
biogene dolomite*	2,0		4,0				[67]	Dolomites (coverage Adriatic plate)
granodiorite*	1,2		3,0				[67]	Basement Adriatic plate
granite*	2,60			≈5,0	≈18,0	≈3,00	aus [68] nach [69]	La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico
pre-caldera lava*	1,16			6,3	17,7	3,90	aus [68] nach [70], [72], [73]	La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico
tala tuff*	1,16			8,6	23,5	3,80	aus [68] nach [70], [72], [73]	La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico
andesite*	1,28			1,7	4,7	1,40	aus [68] nach [70], [71], [74]	La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico
basalt*	1,42			0,4	0,7	0,70	aus [68] nach [69], [75]	La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico
sediment*	1,00			≈4,0	≈8,0	≈3,00	aus [68] nach [69], [76]	La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico
quartz	7,7						[77]	
feldspar	2,3						[77]	
calcite	3,3						[77]	
dolomite	5,3						[77]	
anhydrite	6,3						[77]	
chlorite	3,3						[77]	
kaolinite	2,6						[77]	
smectite	1,8						[77]	
illite	1,8						[77]	
clay (≈650m depth)	1,42						[77]	
clay (≈950m depth)	1,28						[77]	
clay (≈2050m depth)	1,14						[77]	
Kohistan island arc (upper 15km)*	2,25		0,50				[78]	NW Himalaya
Kohistan island arc (lower 15km)*	2,25		0,50				[78]	NW Himalaya
Indian plate (upper 15km)*	2,25		1,50				[78]	NW Himalaya

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
Indian plate (lower 20km)*	2,25		1,00				[78]	NW Himalaya
Kohistan island arc (upper 15km)*	2,00		2,00				[78]	NW Himalaya
Kohistan island arc (lower 15km)*	2,00		0,50				[78]	NW Himalaya
Indian plate (upper 15km)*	2,00		2,00				[78]	NW Himalaya
Indian plate (lower 20km)*	2,00		2,00				[78]	NW Himalaya
granite (fine grained-small grained)*	3,68						[79]	
granite (medium grained-coarse grained)*	3,61						[79]	
granite (medium grained)*	3,46						[79]	
granite (medium grained-coarse grained)*	3,83						[79]	
granite (medium grained)*	3,79						[79]	
granite (medium grained-coarse grained)*	4,26						[79]	
granite (coarse grained)*	3,64						[79]	
granite (fine grained-small grained)*	4,31						[79]	
granite (coarse grained)*	4,01						[79]	
granite (fine grained-medium grained)*	4,06						[79]	
amphibolite	2,51*						[79]	depends on pressure
amphibolite	3,06*						[79]	depends on pressure
amphibolite	2,69*						[79]	depends on pressure
amphibolite	2,66*						[79]	depends on pressure
amphibolite	2,81*						[79]	depends on pressure
amphibolite	2,78*						[79]	depends on pressure
tagamite*	1,71						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
suevite*	1,13						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
polymictic allogenic breccia*	1,31						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
meso- and melanocratic gneisses*	2,01						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
leucocratic gneiss*	2,47						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
amphibolite (crystalline schist)*	2,12						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
melanocratic crystalline schist*	2,51						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
granitic gneiss*	2,58						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
dolerite*	2,20						[80]	Vorotilovo borehole, Puchezh-Katunk impact structure, East European Platform
gneiss*	1,58						[80]	Vorotilovo Uplift (depth: 170 - 535m)
amphibolite*	1,46						[80]	Vorotilovo Uplift (depth: 170 - 535m)
gneiss*	2,10						[80]	Vorotilovo borehole (depth: 550 - 4505m)
amphibolite*	1,98						[80]	Vorotilovo borehole (depth: 550 - 4505m)
gneiss*	2,63						[80]	Vorotilovo borehole (depth: 4505 - 5353m)
amphibolite*	2,49						[80]	Vorotilovo borehole (depth: 4505 - 5353m)
gneiss*	2,71						[80]	Baltic Shield, Kola superdeep borehole (depth: 6835 - 10.000m)
amphibolite*	2,48						[80]	Baltic Shield, Kola superdeep borehole (depth: 6835 - 10.000m)
gneiss*	3,10						[80]	Ukrainian Shield (surface)
amphibolite*	2,70						[80]	Ukrainian Shield (surface)
volcanic*	3,00						[81]	proterozoic Matertinskaya formation (depth: 9 - 1059m), 1699
sedimentary*	3,30						[81]	proterozoic Zhdanovskaya formation (depth: 1059 - 2805m), Kola superdeep well SG-2
volcanic*	3,30						[81]	proterozoic Zapolyarninskaya formation (depth: 2805 - 4673m), Kola superdeep well SG-2
sedimentary*	4,00						[81]	proterozoic Luchlompolskaya formation (depth: 4673 - 4884m), Kola superdeep well SG-2
volcanic*	2,90						[81]	proterozoic Pirttiyarvinskaya formation (depth: 4884 - 5642m), Kola superdeep well SG-2
sedimentary*	4,30						[81]	proterozoic Kuverneriokskaya formation (depth: 5642 - 5717m), Kola superdeep well SG-2
volcanic*	2,90						[81]	proterozoic Mayarvinskaya formation (depth: 5717 - 6823m) Kola superdeep well SG-3
sedimentary*	2,90						[81]	proterozoic Televinskaya formation (depth: 6823 - 6842m) Kola superdeep well SG-3
pyroxene granite/granodiorite*			0,80	1,3	3,5	2,20	aus [82] nach [83]	Hyderabad granites
grey granite*			2,86	4,7	20,1	2,20	aus [82] nach [83]	Hyderabad granites
porphyritic granite*			8,62	8,4	87,8	4,30	aus [82] nach [83]	Hyderabad granites
pink alaskites*			6,78	15,8	30,2	4,10	aus [82] nach [83]	Hyderabad granites
grey and pink granites of Nacharam surroundings			4,12	4,6	38,3	2,93	aus [82] nach [84]	
Nacharam lake sediments			10,01	16,2	78,4	2,93	aus [82] nach [84]	
granite (Barre)			2,79				[85]	
limestone (Salem)			2,15				[85]	
marble (Halston)			2,80				[85]	
quartzite (Sioux)			5,38				[85]	
sandstone (Berea)			2,90				[85]	
burdur beige limestone	2,7*						[85]	at 300 K
bucak travertine	1,6*						[85]	at 300 K
lymra limestone	0,8*						[85]	at 300 K
andesite	0,64*						[85]	at 300 K
tuff stone	0,40						[86]	
bentonite (saturated)	1,28						aus [87]	
sand (saturated)	1,40						aus [87] nach [88]	
diabase (effusive)*	2,96						[89]	Kola superdeep well SG-3
tuff, tuffite*	3,04						[89]	Kola superdeep well SG-3
sandstone, siltstone, phyllite (rhythmic layered)*	3,67						[89]	Kola superdeep well SG-4
intrusion gabbro, pyroxene, periodot (nickel-bearing)*	2,74						[89]	Kola superdeep well SG-5
gabbro-diorite (intrusion)*	3,10						[89]	Kola superdeep well SG-6
actinolite diabase*	3,29						[89]	Kola superdeep well SG-7
gneiss*	2,46						[89]	Kola superdeep well SG-8
amphibole*	2,39						[89]	Kola superdeep well SG-9
basic magmatic rocks	3,0 ± 0,4						aus [89] nach [90], [81]	Kola superdeep well SG-9
metasedimentary rocks	3,3 ± 0,8						aus [89] nach [90], [81]	Kola superdeep well SG-9
volcanic rocks	3,4 ± 0,7						aus [89] nach [90], [81]	Kola superdeep well SG-9
diabase	3,0 ± 0,6						aus [89] nach [90], [81]	Kola superdeep well SG-9
gneiss	2,9 ± 0,5						aus [89] nach [90], [81]	Kola superdeep well SG-9
gneiss	2,6 ± 0,4						aus [89] nach [90], [81]	Kola superdeep well SG-9

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
gneiss/granitoid	2,9 ± 0,5						aus [89] nach [90], [81]	Kola superdeep well SG-5
asphalt	1,79						[91]	
concrete	1,50						[91]	
lava rock mulch	0,10						[91]	
gravel rock mulch	0,46						[91]	
turf	0,85						[91]	
shale	1,60						[92]	
sandstone	4,40						[92]	
sandstone	3,50						[93]	
cambriam alum shale	1,19						[93]	
ordovician calcareous mudstone	1,15						[93]	
silurian rastritesskiffer	0,64						[93]	
silurian limestone	3,05						[93]	
sandstone	5,573						[94]	
limestone	2,986						[94]	
shale	1,935						[94]	
basalt	2,200						[94]	
salt	6,430						[94]	
salt rock	6,57*						[94]	temperature: 300K
salt rock	4,80*						[94]	temperature: 400K
salt rock	3,67*						[94]	temperature: 500K
salt rock	2,98*						[94]	temperature: 600K
salt rock	2,47*						[94]	temperature: 700K
salt rock	2,08*						[94]	temperature: 800K
salt rock	1,85*						[94]	temperature: 900K
salt rock	1,67*						[94]	temperature: 1000K
archaean metavolcanics and metasediments*	3,20 ± 0,15		2,4 ± 0,3				[95]	depth: 66 - 217m
archaean metavolcanics and metasediments*	3,24 ± 0,15		4,0 ± 0,2				[95]	depth: 340 - 623m
archaean metavolcanics and metasediments*	2,60 ± 0,10		5,0 ± 0,3				[95]	depth: 139 - 224m
archaean metavolcanics and metasediments*	2,78 ± 0,12		8,1 ± 0,4				[95]	depth: 329 - 623m
archaean metavolcanics and metasediments*	2,97 ± 0,20		10,9 ± 0,9				[95]	depth: 80 - 160m
archaean metavolcanics and metasediments*	2,90 ± 0,10		7,2 ± 0,3				[95]	depth: 160 - 318m
archaean metavolcanics and metasediments*	2,68 ± 0,08		6,2 ± 0,3				[95]	depth: 81 - 365m
archaean metavolcanics and metasediments*	3,63 ± 0,19		11,6 ± 0,7				[95]	depth: 95 - 451m
archaean metavolcanics and metasediments*	3,76 ± 0,14		7,6 ± 0,4				[95]	depth: 451 - 751m
Tampere Schist Belt	3,00		2,00				aus [96] nach [97]	
Laitila Rapakivi Granite	3,50		3,10				aus [96] nach [98]	
Satakunta Sandstone Formation	3,40		1,80				aus [96] nach [97]	
Granodiorite	3,00		1,50				aus [96] nach [99]	
granite	3,50		1,60				aus [96] nach [99]	
granite	3,00		1,80				aus [96] nach [100]	
metasediments	3,00		1,20				aus [96] nach [97]	
Kainuu Schist Belt	3,00		1,20				aus [96] nach [97]	
granite gneiss	3,00		1,00				aus [96] nach [97]	
Kuhmo Greenstone Belt	3,00		0,60				aus [96] nach [97]	
upper crust	3,00		0,80				aus [96] nach [101]	
upper crust	3,00		1,00				[96]	
middle crust	3,00		0,40				[96]	
middle crust	3,00		0,20				[96]	
lower crust	3,00		0,30				[96]	
lower crust	3,00		0,10				[96]	
lower crust	3,00		0,10				[96]	
lithospheric mantl	4,20		0,002				aus [96] nach [102]	
asthenosphere	4,20		0,00				[96]	
archaean granite-greenstone terrain <sup>4</sup>		1,12		1,5	7,9	2,53	[103]	central Fennoscandian shiek
Höytiäinen autochthon <sup>4</sup>		1,32		2,1	7,9	2,79	[103]	central Fennoscandian shiek
Suavesi allothon <sup>4</sup>		1,16		1,6	7,7	2,76	[103]	central Fennoscandian shiek
Raahe-Ladoga mobile belt <sup>4</sup>		1,02		1,3	6,7	2,59	[103]	central Fennoscandian shiek
Rantasalmi-Haukivouri domain <sup>4</sup>		1,25		2,1	7,5	2,46	[103]	central Fennoscandian shiek
Central Finland Granitoid Complex <sup>4</sup>		1,57		2,5	9,3	3,55	[103]	central Fennoscandian shiek
Bothnian Schist Belt <sup>4</sup>		1,41		2,2	9,1	2,55	[103]	central Fennoscandian shiek
Archaean granites (2,7-2,5 Ga)*		4,30					[103]	central Fennoscandian shiek
metasedimentary autochthonous (2,2-1,9 Ga)*			2,50				[103]	central Fennoscandian shield
metavolcanic autochthonous (2,2-1,9 Ga)*			0,20				[103]	central Fennoscandian shield
metasedimentary allochthonous (1,94 Ga)*			1,30				[103]	central Fennoscandian shield
metasedimentary primitive island arc (1,92-1,88 Ga)*			1,60				[103]	central Fennoscandian shield
metavolcanic primitive island arc (1,92-1,88 Ga)*			0,50				[103]	central Fennoscandian shield
plutonic primitive island arc (1,92-1,88 Ga)*			0,90				[103]	central Fennoscandian shield
metasedimentary Central Svecofennian (1,90-1,87 Ga)*			1,70				[103]	central Fennoscandian shield
metavolcanic Central Svecofennian (1,90-1,87 Ga)*			1,00				[103]	central Fennoscandian shield
plutonic Central Svecofennian (1,90-1,87 Ga)*			1,50				[103]	central Fennoscandian shield
metasedimentary Southern Svecofennian (1,89-1,85 Ga)*			1,70				[103]	central Fennoscandian shield
metavolcanic Southern Svecofennian (1,89-1,85 Ga)*			0,30				[103]	central Fennoscandian shield
plutonic Southern Svecofennian (1,89-1,85 Ga)*			0,90				[103]	central Fennoscandian shield
plutonic granites (1,80 Ga)*			2,70				[103]	central Fennoscandian shiek
Autochthonous Proterocoic metasediments*	5,80		1,16				[103]	central Fennoscandian shield
Archaean gneiss complex <sup>4</sup>	5,60		1,12				aus [103] nach [97]	central Fennoscandian shiek
Intermediate-mafic rocks <sup>4</sup>	10,75		0,43				[103]	central Fennoscandian shiek
mafic granulite*	3,75		0,25				aus [103] nach [104]	central Fennoscandian shiek
ultramafic rocks*	0,30		0,002				aus [103] nach [102]	central Fennoscandian shiek
granite			3,70				[105]	
granodiorite			3,20				[105]	
tonalite			3,20				[105]	

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
rapakivi granite			3,90				[105]	
syenite			2,60				[105]	
alkaline and carbonate rocks			2,80				[105]	
gabbro			2,70				[105]	
diorite			2,50				[105]	
anorthosite			2,00				[105]	
ultramafics			3,50				[105]	
pegmatite			3,20				[105]	
mineral dykes			5,00				[105]	
diabase			2,80				[105]	
porphyry			2,30				[105]	
kimberlite			2,80				[105]	
lava			3,00				[105]	
pyroclastic rocks			3,00				[105]	
tuffite			3,00				[105]	
mafic volcanic rocks			3,00				[105]	
ultramafic volcanic rocks			3,60				[105]	
volcanic breccia			2,80				[105]	
clastic sediments			3,00				[105]	
precipitated sediment:			3,50				[105]	
quartzite			4,70				[105]	
arkosite			4,50				[105]	
phyllite			3,10				[105]	
mica schist			2,90				[105]	
leptite			3,80				[105]	
graphite schist			4,50				[105]	
quartz feldspar gneisses			3,50				[105]	
mica gneisses			3,00				[105]	
amphibole gneisses			3,20				[105]	
pyroxene gneisses			3,00				[105]	
migmatite			3,50				[105]	
meta-ultramafics			3,60				[105]	
greenschist			3,30				[105]	
amphibolite			2,70				[105]	
skarn			5,00				[105]	
cataclastics			3,60				[105]	
ores			3,00				[105]	
altered rocks			3,00				[105]	
basalt*	4,03						[106]	dry state
basalt*	4,30						[106]	saturated state
limstone*	3,15						[106]	dry state
limstone*	3,49						[106]	saturated state
siltstone*	3,52						[106]	dry state
siltstone*	5,22						[106]	saturated state
quartzite*	5,85						[106]	dry state
quartzite*	8,63						[106]	saturated state
mortar*	1,90						[106]	sand type I, dry
mortar*	2,65						[106]	sand type I, full saturated
mortar*	1,37						[106]	sand type II, dry
mortar*	1,95						[106]	sand type II, full saturated
basalt concrete*	2,26						[106]	sand type I, dry
basalt concrete*	3,52						[106]	sand type I, full saturated
basalt concrete*	1,97						[106]	sand type II, dry
basalt concrete*	3,24						[106]	sand type II, full saturated
limestone concrete <sup>†</sup>	2,03						[106]	sand type I, dry
limestone concrete <sup>†</sup>	2,92						[106]	sand type I, full saturated
limestone concrete <sup>†</sup>	1,60						[106]	sand type II, dry
limestone concrete <sup>†</sup>	2,71						[106]	sand type II, full saturated
siltstone concrete <sup>†</sup>	2,21						[106]	sand type I, dry
siltstone concrete <sup>†</sup>	3,61						[106]	sand type I, full saturated
siltstone concrete <sup>†</sup>	1,91						[106]	sand type II, dry
siltstone concrete <sup>†</sup>	2,90						[106]	sand type II, full saturated
quartzite concrete*	2,77						[106]	sand type I, dry
quartzite concrete*	4,18						[106]	sand type I, full saturated
quartzite concrete*	2,29						[106]	sand type II, dry
quartzite concrete*	3,49						[106]	sand type II, full saturated
granulite facies*	3,24						[101]	area: Varpaisjärvi
granulite facies*	3,48						[101]	area: Lapland
granulite facies*	3,06						[101]	area: Pielavesi-Kiuruvesi
granulite facies*	3,05						[101]	area: Turku
granulite facies*	3,01						[101]	area: Southern Estonia
Superior (exc. Abitibi)*		45 ± 12	1,4 ± 1,2				[107]	Canadian Shield and Appalachian:
Abitibi*		37 ± 7	0,41 ± 0,33				aus [107] nach [108], [110], [112]	Canadian Shield and Appalachians
Total Superior (Archean)*		42 ± 10	0,95 ± 1				aus [107] nach [108], [109]	Canadian Shield and Appalachians
Trans-Hudson Orogen*		42 ± 11	0,6 ± 0,4				aus [107] nach [111], [112], [113]	Canadian Shield and Appalachians
Canadian Appalachians*		56 ± 12	2,6 ± 2				aus [107] nach [108], [109], [111]	Canadian Shield and Appalachians
U.S. Appalachian*		58 ± 13	2,5 ± 1,9				aus [107] nach [114]	Canadian Shield and Appalachian:
Total Appalachians*		57 ± 13	2,6 ± 1,9				aus [107] nach [108], [109], [111], [115]	Canadian Shield and Appalachians
Huronian*		51 ± 7					[107]	Canadian Shield and Appalachian:
Greenville*		41 ± 11					aus [107] nach [108], [109]	Canadian Shield and Appalachians
Total Proterozoic*		43 ± 11					[107]	Canadian Shield and Appalachian:
Total Precambrian Shield <sup>†</sup>		41 ± 10					[107]	Canadian Shield and Appalachian:
Yilgarn craton*		37 ± 6					aus [107] nach [116]	Archean province of Australia
Total Western Shield <sup>†</sup>		49 ± 13	2,6 ± 2,1				aus [107] nach [117]	Archean province of Australia
Gawler craton*		82 ± 24					aus [107] nach [116]	Proterozoic province of Australia
Total Central Shield*		78 ± 19	3,6 ± 1,9				aus [107] nach [117]	Proterozoic province of Australia
Witwatersrand*		51 ± 6					aus [107] nach [118], [119]	South Africa
Kaapvaal granite domes*		33 ± 2	2,3 ± 0,8				aus [107] nach [118], [119]	South Africa
Lesotho*		61 ± 16					aus [107] nach [120]	South Africa
Namaqua*		61 ± 11	2,30				aus [107] nach [121]	South Africa
water	0,6*						[122]	0°C
sandstone	3,12*						[122]	0°C
shale & sand	2,65*						[122]	0°C
shale, sandy	2,32*						[122]	0°C
shale, tuff	2,21*						[122]	0°C
limestone	2,83*						[122]	0°C
lime, marly	2,63*						[122]	0°C

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
lime, marly (marl: 0%)	4,00*						[122]	0°C
lime, marly (marl: 30%)	3,49*						[122]	0°C
lime, marly (marl: 50%)	3,22*						[122]	0°C
lime, marly (marl: 70%)	2,99*						[122]	0°C
lime, marly (marl: 100%)	2,70*						[122]	0°C
calc. Shale	2,27*						[122]	0°C
basement	2,72*						[122]	0°C
water	0,68*						[122]	100°C
sandstone	2,64*						[122]	100°C
shale & sand	2,38*						[122]	100°C
shale, sandy	2,12*						[122]	100°C
shale, tuff	2,10*						[122]	100°C
limestone	2,46*						[122]	100°C
lime, marly	2,41*						[122]	100°C
lime, marly (marl: 0%)	3,42*						[122]	100°C
lime, marly (marl: 30%)	3,07*						[122]	100°C
lime, marly (marl: 50%)	2,87*						[122]	100°C
lime, marly (marl: 70%)	2,69*						[122]	100°C
lime, marly (marl: 100%)	2,47*						[122]	100°C
calc. Shale	2,11*						[122]	100°C
basement	2,35*						[122]	100°C
water	0,60*						[123]	0°C
sandstone	3,12*						[123]	0°C
siltstone	2,14*						[123]	0°C
mudstone	1,98*						[123]	0°C
limestone	2,83*						[123]	0°C
coal	0,50*						[123]	0°C
basement	2,72*						[123]	0°C
water	0,68*						[123]	100°C
sandstone	2,64*						[123]	100°C
siltstone	2,03*						[123]	100°C
mudstone	1,91*						[123]	100°C
limestone	2,56*						[123]	100°C
coal	0,46*						[123]	100°C
basement	2,35*						[123]	100°C
shale (tuff, sandy)	2,45*						[124]	20°C
shale (tuff), sand	2,63*						[124]	20°C
shale (tuff, calc)	2,32*						[124]	20°C
sand (shaletuff)	2,81*						[124]	20°C
shale (tuff, sandy)	2,25*						[124]	100°C
shale (tuff), sand	2,35*						[124]	100°C
shale (tuff, calc)	2,18*						[124]	100°C
sand (shaletuff)	2,46*						[124]	100°C
Cis-Caucasian foredeeps*		55					[125]	northern Caucasus
SE Caucasus*		55					[125]	northern Caucasus
Sadon-Uravi*		50					[125]	northern Caucasus
Scythian plate*		65					[125]	northern Caucasus
Stavropol arch*		95					[125]	northern Caucasus
Kazbek sector*		83					[125]	northern Caucasus
Elbrus sector*		120					[125]	northern Caucasus
Exmouth Sub-basin*		52,1					[126]	NorthernCarnarvon Basin, North West Shelf, Australia
Barrow Sub-basin*		55,3					[126]	NorthernCarnarvon Basin, North West Shelf, Australia
Barrow Sub-basin*		53,6					[126]	NorthernCarnarvon Basin, North West Shelf, Australia
Dampier Sub-basin*		48,2					[126]	NorthernCarnarvon Basin, North West Shelf, Australia
Rankin Platform*		57,1					[126]	NorthernCarnarvon Basin, North West Shelf, Australia
Exmouth Plateau*		56,8					[126]	NorthernCarnarvon Basin, North West Shelf, Australia
Exmouth Plateau*		54,3					[126]	NorthernCarnarvon Basin, North West Shelf, Australia
sand (quartz)	7,69						[127]	
shale (glauconite)	2,20						[127]	
carbonate (calcite)	3,59						[127]	
sand (quartz)	6,39						[127]	
shale (glauconite)	1,96						[127]	
gravel (dry)	0,70...0,90						[128]	
coarse sand (dry)	0,70...0,90						[128]	
fine sand (dry)	0,70...0,90						[128]	
silt	1,20...2,40						[128]	
clay	0,85...1,10						[128]	
limestone	1,50...3,30						[128]	
karst limestone	2,50...4,30						[128]	
sandstone	2,30...6,50						[128]	
shale	1,50...3,50						[128]	
fractured igneous and metamorphic rock	2,50...6,60						[128]	
unfractured igneous and metamorphic rock	2,50...6,60						[128]	
dolomite*	4,50						[129]	Iberian Peninsula
sandstone*	4,20						[129]	Iberian Peninsula
limestone*	3,30						[129]	Iberian Peninsula
shale*	3,10						[129]	Iberian Peninsula
volcanoclastic complex*		1,50	1,4	12,8	3,00		[129]	Iberian Peninsula
Luarca slates*		1,70	1,3	16,2	2,80		[129]	Iberian Peninsula
Narcea slates*		0,90	1,0	6,2	1,70		[129]	Iberian Peninsula
Hombriero granite*		1,60	4,8	0,7	2,90		[129]	Iberian Peninsula
San Ciprián granite*		3,10	8,5	6,6	3,70		[129]	Iberian Peninsula
La Tojiza granite*		2,30	3,6	14,2	3,30		[129]	Iberian Peninsula
Cándana schist*		1,50	1,0	12,3	3,20		[129]	Iberian Peninsula
Pueblo de Parga granite*		1,40	3,6	2,0	3,30		[129]	Iberian Peninsula
migmatites*		1,40	2,5	4,9	3,80		[129]	Iberian Peninsula
Caldas de Reyes pluton (external facies)*		2,80	5,7	13,8	3,80		[129]	Iberian Peninsula
Caldas de Reyes pluton (leucocratic external facies)*		3,00	6,3	14,6	3,70		[129]	Iberian Peninsula
Caldas de Reyes pluton (porphyric facies)*		3,20	6,7	16,7	3,30		[129]	Iberian Peninsula
Caldas de Reyes pluton (biotite central facies)*		4,00	8,9	19,9	3,20		[129]	Iberian Peninsula
Caldas de Reyes pluton (biotite-muscovite central facies)*		4,00	11,1	19,7	3,10		[129]	Iberian Peninsula
Caldas de Reyes pluton (central facies, annular dyke)*		4,60	11,1	19,7	3,30		[129]	Iberian Peninsula
Caldas de Reyes pluton (central facies)*		4,70	12,8	15,3	3,30		[129]	Iberian Peninsula
Parano schist*		2,20	2,0	18,8	3,60		[129]	Iberian Peninsula
Ordenes complex*		0,10	0,3	0,0	0,10		[129]	Iberian Peninsula
Santiago gneiss*		1,80	4,0	6,0	3,70		[129]	Iberian Peninsula

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>*K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
Cabo Ortegal complex*			0,30	0,4	2,7	0,70	[129]	Iberian Peninsula
Cabo Ortegal complex*			1,50	2,8	7,7	3,10	[129]	Iberian Peninsula
schist-greywacke complex <sup>4</sup>			3,50	10,7	9,4	2,10	[129]	Iberian Peninsula
Extremadura granite (Trujillo)*			3,40	8,7	10,7	3,80	[129]	Iberian Peninsula
Extremadura granite (Montanchez)*			2,10	5,4	6,4	3,00	[129]	Iberian Peninsula
Extremadura granite (Albuquerque)*			3,70	9,6	11,0	4,00	[129]	Iberian Peninsula
Extremadura granite (Plasenzuela)*			2,70	7,8	5,7	3,30	[129]	Iberian Peninsula
Extremadura granite (Albalá)*			2,60	6,1	9,7	3,60	[129]	Iberian Peninsula
Salamanca granite (Lumbrales, two micas)*			3,20	6,8	14,7	4,00	[129]	Iberian Peninsula
Salamanca granite (San Felices Gallegos, biotite)*			3,00	6,3	12,8	3,90	[129]	Iberian Peninsula
Salamanca granite (San Felices Gallegos, two micas)*			3,60	8,2	16,0	4,00	[129]	Iberian Peninsula
Salamanca granite (San Felices Gallegos, biotite)*			3,20	8,0	11,0	3,60	[129]	Iberian Peninsula
granite*			2,90	5,3	17,3	3,70	[129]	Iberian Peninsula
diorite*			0,80	1,4	4,8	1,40	[129]	Iberian Peninsula
gabbro*			0,20	0,4	0,7	0,40	[129]	Iberian Peninsula
microgranite*			2,70	4,1	18,8	4,10	[129]	Iberian Peninsula
diorite*			1,60	2,4	10,5	2,40	[129]	Iberian Peninsula
microdiorite*			0,80	1,4	4,5	1,40	[129]	Iberian Peninsula
granodiorite (Villanueva de Códoba)*			2,00	3,8	10,9	2,70	[129]	Iberian Peninsula
metapelite (Atajate)*			2,20	3,4	7,1	2,80	[129]	Iberian Peninsula
metapelite (Torre del Mar)*			2,70	5,5	13,1	3,40	[129]	Iberian Peninsula
schists with sillimanite (Torrox)*			1,20	2,7	4,7	2,50	[129]	Iberian Peninsula
schists with garnet (Penas Blancas)*			3,40	9,7	9,1	2,50	[129]	Iberian Peninsula
peridotite (Penas Blancas)*			0,10	0,1	0,2	0,10	[129]	Iberian Peninsula
granitic dyke (Penas Blancas)*			2,60	7,4	8,0	2,00	[129]	Iberian Peninsula
mica schists*			2,50	5,3	11,3	3,30	[129]	Iberian Peninsula
mica schists*			2,30	4,6	11,1	3,30	[129]	Iberian Peninsula
Istan Granite*			2,30	5,3	10,7	2,20	[129]	Iberian Peninsula
graphitic mica schist (Velefique)*			1,50	3,5	4,6	2,30	[129]	Iberian Peninsula
feldspathic mica schist (corte de Talal)*			2,10	5,4	5,2	3,30	[129]	Iberian Peninsula
granite (Bedar)*			2,40	4,2	13,8	3,10	[129]	Iberian Peninsula
mica schists (Pto. Ragua)*			2,40	4,9	10,1	3,60	[129]	Iberian Peninsula
mica schists (Ferreira)*			2,10	5,0	6,7	3,20	[129]	Iberian Peninsula
upper crust	3,00		3,50				[130]	
lower crust	2,80		3,50				[130]	
mantle lithosphere	3,40		0,00				[130]	
limestone	2,41 ± 0,96						[131]	
dolomite	3,04 ± 1,22						[131]	
anhydrite	5,23 ± 2,09						[131]	
shale	2,30 ± 0,92						[131]	
sandstone	4,19 ± 1,68						[131]	
siltstone	4,24 ± 1,70						[131]	
claystone	3,11 ± 1,24						[131]	
marlstone	3,0 ± 1,1						[131]	
chert	1,4 ± 0,5						[131]	
coal	0,2 ± 0,2						[131]	
conglomerate	3,2 ± 1,8						[131]	
salt	5,7 ± 2,0						[131]	
halite diapir	4,0...6,0	26...41					[132]	
flysh limestone	2,30	2,0					[132]	
flysh limestone	1,9...2,3	23-27					[132]	
flysh limestone	2,30	32,0					[132]	
flysh limestone	2,30	6,0					[132]	
flysh	2,30	28,0					[132]	
flysh limestone	2,30	-3,0					[132]	
flysh limestone	2,30	3,0					[132]	
molasse limestone	1,9...2,3	25...30					[132]	
molasse flysh	2,50	21,0					[132]	
molasse limestone	1,9...2,3	21...25					[132]	
molasse limestone	1,9...2,3	29...35					[132]	
sandstone	1,9...2,3						[132]	
molasse limestone	1,9...2,3	26...31					[132]	
clay	1,90	30,0					[132]	
clay	1,90	35,0					[132]	
sandstone	1,9...2,3	13...16					[132]	
clay	1,90	32,0					[132]	
molasse flysh limestone	1,90	40,0					[132]	
molasse flysh limestone	2,50	32,0					[132]	
molasse flysh limestone	1,90	36,0					[132]	
clay	1,9...2,3	31,0					[132]	
molasse flysh limestone	1,9...2,3	34,0					[132]	
halite diapir	4,0...6,0	45...67					[132]	
flysh limestone	2,30	27,0					[132]	
molasse	1,90	34,0					[132]	
molasse	1,90	30,0					[132]	
halite diapir	4,0...6,0	45-67					[132]	
molasse	1,90	24,0					[132]	
molasse	1,90	32,0					[132]	
molasse	1,9...2,5	33...43					[132]	
flysh limestone	2,30	21,0					[132]	
molasse flysh limestone	2,50	27,0					[132]	
volcanic rock	1,80	28,0					[132]	
volcanic-sedimentary rock	2,50	29,0					[132]	
ultrabasic rock	2,3...3,4	54...80					[132]	
limestone, volcanic-sedimentary rock	1,80	13,0					[132]	
ultrabasic rock	2,30	45,0					[132]	
flysh limestone	1,9...2,3						[132]	
volcanic rock	1,60	66,0					[132]	
flysh limestone	1,9...2,3	30...36					[132]	
molasse	1,90	38,0					[132]	
ultrabasic rock	3,20	21,0					[132]	
ultrabasic rock	1,3...3,4	28...41					[132]	
limestone	1,80	6,0					[132]	
volcanic rock	2,50	31,0					[132]	
limestone	2,10	9,0					[132]	
coal	0,20						[133]	
coal-bone	1,90						[133]	
black shale	0,90						[133]	
dark grey shale	1,20						[133]	
light grey shale	1,50						[133]	

<i>Gesteinstyp</i>	<i>thermal conductivity <math>\lambda</math> [W/m<sup>2</sup>K]</i>	<i>heat flow [mW/m<sup>2</sup>]</i>	<i>heat production [<math>\mu</math>W/m<sup>3</sup>]</i>	<i>Anteil <sup>238</sup>U [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>232</sup>Th [ppm]</i>	<i>Anteil <sup>40</sup>K [%]</i>	<i>Referenz</i>	<i>Kommentar</i>
black sandy shale	1,60						[133]	
dark grey sandy shale	2,00						[133]	
light grey sandy shale	2,20						[133]	
sandstone	3,70						[133]	
limestone	2,60						[133]	
calcareous shale	1,90						[133]	
olivine-melilitite (Temp.: 288 K)	2,036 ± 0,087						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 466 K)	2,049 ± 0,087						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 676 K)	1,922 ± 0,082						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 871 K)	1,768 ± 0,075						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 965 K)	1,750 ± 0,075						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1067 K)	1,978 ± 0,084						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1117 K)	2,216 ± 0,091						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1167 K)	2,334 ± 0,100						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1215 K)	2,542 ± 0,109						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1271 K)	2,558 ± 0,222						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1320 K)	2,366 ± 0,205						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1345 K)	1,136 ± 0,098						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1370 K)	1,164 ± 0,101						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1418 K)	1,144 ± 0,099						[134]	
olivine-melilitite (Temp.: 1467 K)	1,086 ± 0,094						[134]	
british empire granite			0,00201	16,0	11,0	49,00*	[135]	unit: ppm
hot spring gneiss			0,01497	75,0	288,0	41,70*	[135]	unit: ppm
freeling heights quartzite			0,00043	1,8	7,1	20,00*	[135]	unit: ppm
paralana gneiss			0,01702	103,0	264,0	33,00*	[135]	unit: ppm
granodiorite	2,70						[136]	
granodiorite	2,88						[136]	
granodiorite	2,56						[136]	
Calder sandstone	3,10						[137]	
St. Bess sandstone	3,10						[137]	
St. Bess evaporite	4,00						[137]	
Brockram breccia	3,10						[137]	
Carboniferous limestone	3,10						[137]	
Borrowdale volcanic group	4,00						[137]	
garnet-spinel harzburgite	4,45...4,56						[138]	
garnet lherzolite	4,46						[138]	
garnet harzburgite	4,45						[138]	
garnet harzburgite domain	4,63						[138]	
garnet olivine websterite banc	4,48						[138]	
garnet harzburgite	4,57						[138]	
garnet harzburgite	4,50						[138]	
garnet lherzolite	4,58						[138]	
garnet olivine websterite	4,39						[138]	
garnet lherzolite	4,52						[138]	
garnet harzburgite	4,55						[138]	
garnet wehrlite	4,52						[138]	
archean north china crator		58					[139]	
proterozoic dominated yangtze crator		62					[139]	
paleozoic-mesozoic qinling oroger		56					[139]	
paleozoic-mesozoic tongbai-dabie-suhu orogen		60					[139]	
paleozoic-cenozoic south china orogen		62					[139]	
paleozoic inner mongolia-hingan orogen		62					[139]	
paleozoic tianshan-beishan oroger		52					[139]	
paleozoic qilian oroger		62					[139]	
tibetan plateau		79					[139]	
central east china		60					[139]	
east china		61					[139]	
west china		71					[139]	
total china		63					[139]	
little hungarian plain <sup>4</sup>		65...80					[140]	province of hungary
transdanubian central mountains <sup>4</sup>		40...70					[140]	province of hungary
dráva basin*		70...100					[140]	province of hungary
zala basin*		70...90					[140]	province of hungary
danube-tisza interfluve*		60...90					[140]	province of hungary
eastern great hungarian plain <sup>4</sup>		70...100					[140]	province of hungary
northern central Mountains <sup>4</sup>		70...100					[140]	province of hungary
basement/sediment interface*	0,051						aus [141] nach [142]	DSDP (Deep Sea Drilling Project) / ODP (Ocean Drilling Program) drill
basement/sediment interface*	0,0462						aus [141] nach [143]	DSDP (Deep Sea Drilling Project) / ODP (Ocean Drilling Program) drill
basement/sediment interface*	0,091						aus [141] nach [144]	DSDP (Deep Sea Drilling Project) / ODP (Ocean Drilling Program) drill
sandstone with silt and/or clay	1,6...4,2						[145]	
limestone	2,6...4,0						[145]	
volcanic rock	1,4...1,9						[145]	
granite/granodiorite	2,7...2,9						[145]	
monzonite/amphibolite	2,3...3,2						[145]	
quartz/schist	2,8...3,4						[145]	
greenschist/serpentinite	2,2...2,3						[145]	
metabasite	2,6 ± 0,5						[146]	
gneiss	3,0 ± 0,5						[146]	
fractured vein	2,90						[147]	
altered granite	3,00						[147]	
unaltered granite	3,00						[147]	

## Referenzen für Tabelle 18

- [1] **Abbadly, A.G.E., El-Arabi, A.M.; Abbadly, A.** (2006) Heat production rate from radioactive elements in igneous and metamorphic rocks in Eastern Desert, Egypt. *Applied Radiation and Isotopes* 64: 131 – 137
- [2] **Cermak, V., Huckenholz, H.G., Rybach, L., Schmid, R.** (1982). Radioactive heat generation in rocks. In: Hellwege, K. (Ed.), *Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. New Series, Group V. Geophysics and Space Research, vol. 1, Physical properties of rocks, supvolume b*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 433–481 (Chapter 4.4).
- [3] **Haack, U.** (1982). Radioactivity of rocks. In: Hellwege, K. (Ed.), *Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. New Series, Group V. Geophysics and Space Research, vol. 1, Physical properties of rocks, supvolume b*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 433–481 (Chapter 7).
- [4] **Helbig, K., Treitel, S.** (1996). *Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration, vol. 18*. Elsevier Science Ltd, Amsterdam (Chapter 5).
- [5] **Simov, S.D.** (1989). Uranium deposits in the foothills of a granite massif in the southeastern Alps (IAEA-TC-571/1). In: *Uranium deposits in magmatic and metamorphic rocks. Proceedings of Technical Committee Meeting on Uranium Deposits in Magmatic and Metamorphic Rocks*. IAEA, Vienna, 1989.
- [6] **Shiqing, Y.U.** (1989). Characteristic and regional geological environments uranium deposits in Mesozoic volcanic in east china (IAEA-TC-571/6). In: *Uranium deposits in magmatic and metamorphic rocks. Proceedings of Technical Committee Meeting on Uranium Deposits in Magmatic and Metamorphic Rocks*. IAEA, Vienna, 1989.
- [7] **Adams, J.A., Loweder, W.M., Thomas, F.G.** (1972). *The Natural Radiation Environment II*. Rice University and The University of Texas School of Public Health.
- [8] **Adams, J.A.S., Loweder, W.M.** (1964). *The Natural Radiation Environment*. University of Chicago, Chicago.
- [9] **Castro, M. C., Patriarche, D., Goblet, P.** (2005). 2-D numerical simulations of groundwater flow, heat transfer and 4He transport — implications for the He terrestrial budget and the mantle helium–heat imbalance. *Earth and Planetary Science Letters* 237: 893 – 910.
- [10] **Taylor, S.R., McLennan, S.M.** (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*: Blackwell Scientific, Mass, Oxford, 1985, 312 pp.
- [11] **Bodorkos, S., Sandiford, M. et al.** (2004). A high-resolution, calibrated airborne radiometric dataset applied to the estimation of crustal heat production in the Archean northern Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Recharge* 128: 57-82.
- [12] **Brady, R. J., Ducea, M. N. et al.** (2005). The distribution of radiogenic heat production as a function of depth in the Sierra Nevada Batholith, California. *Lithos*.
- [13] **Pickett, D.A., Saleeby, J.B.** (1993). Thermobarometric constraints on the depth of exposure and conditions of plutonism and metamorphism at deep levels of the Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mts., California. *Journal of Geophysical Research* 98: 609– 629.
- [14] **Ague, J.J., Brimhall, G.H.** (1988). Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization. *Geological Society of America Bulletin* 100: 912– 927.
- [15] **Kidder, S. et al.** (2003). Tectonic and magmatic development of the Salinian Coast Ridge belt, California. *Tectonics* 22 (5): 1058.
- [16] **Pickett, D.A.** (1991). An isotopic and petrologic study of an exposure of the deep Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, CA, 338 pp.
- [17] **Ducea, M.N., Saleeby, J.B.** (1998). The age and origin of a thick mafic–ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133: 169– 185.
- [18] **Holt, E.A.** (1994). Debris-avalanche emplacement of a Mid-Cretaceous caldera-collapse breccia, Minarets Caldera, Sierra Nevada, CA. M.S. Thesis, Stanford University, Stanford, CA, 52 pp.
- [19] **Lowe, T.K.** (1995). Petrogenesis of the Minarets and Merced Peak volcanic–plutonic complexes, Sierra Nevada, California. Ph.D. Thesis, Stanford University, Stanford, CA, 157 pp.

- [20] **Tuttle, O.F., Bowen, N.L.** (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Geological Society of America Memoir 74: 153.
- [21] **Dodge, F.C.W., Calk, L.C., Kistler, R.W.** (1986). Lower crustal xenoliths, Chinese Peak lava flow, central Sierra Nevada. *Journal of Petrology* 27: 1277–1304.
- [22] **Ducea, M.** (2004). Major, trace and isotopic analyses of xenoliths from the Sierra Nevada (published and unpublished). Data from Ducea and Saleeby, Clemens-Knott, and Dodge
- [23] **Kumar, P.S., Reddy, G. K.** (2004). Radioelements and heat production of an exposed Archaean crustal cross-section, Dharwar craton, south India. *Earth and Planetary Science Letters* 224: 309–324.
- [24] **Shrivastava, V.K., Parthasarathy, T.N., Sinha, K.K.** (1992). Geochemical study of the uraniferous granites from Lambapur area, Nalgonda district, Andhra Pradesh, India, *Explor. Res. At. Miner.* 5: 41–52.
- [25] **Kumar, P.S., Srinivasan, R.** (2002). Fertility of late Archaean basement granite in the vicinity of U-mineralized Neoproterozoic Bhima basin, peninsular India, *Curr. Sci.* 82: 571–576.
- [26] **Naqvi, S.M., Sawkar, R.H., Subba Rao, D.V., Govil, P.K., Gnaneshwar Rao, T.** (1988). Geology and geochemistry and tectonic setting of Archaean greywackes from Karnataka nucleus, India, *Precambrian Res.* 39: 193–216.
- [27] **Hanuma Prasad, M., Krishna Rao, B., Vasudev, V.N., Balaram, R., Balaram, V.** (1997). Geochemistry of Archaean bimodal volcanic rocks of the Sandur supracrustal belt, southern India, *J. Geol. Soc. India* 49: 307–322.
- [28] **Naqvi, S.M. et al.** (2002). Geochemical and isotopic constraints of Neoarchaean fossil plume for evolution of volcanic rocks of Sandur greenstone belt, India, *J. Geol. Soc. India* 60: 27–56.
- [29] **Naqvi, S.M., Condie, K.C., Allen, P.** (1983). Geochemistry of some unusual early Archaean sediments from the Dharwar craton, *Precambrian Res.* 22: 125–147.
- [30] **Atal, B. S., Bhalla, N.S., Lall, Y., Mahadevan, T.M., Udas, G.R.** (1978). Radioactive element distribution in the granulite terrains and Dharwar schist belts of Peninsular India, in: B.F. Windley, S.M. Naqvi (Eds.), *Archaean Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 1978, pp. 205–220.
- [31] **Chiozzi, P. et al.** (2002). Heat from radioactive elements in young volcanics by  $\gamma$ -ray spectrometry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119: 205–214.
- [32] **Correia, A., Ramalho, E.C.** (1999). One-dimensional thermal models constrained by seismic velocities and surface radiogenic heat production for two main geotectonic units in southern Portugal. *Tectonophysics* 306: 261–268.
- [33] **Yamaguchi, T. I. et al** (2001). Distribution of radioactive heat production around an active fault and in accretionary prisms of southwest Japan. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126: 269 – 277.
- [34] **Verdoya, M. et al.** (1998). Radiogenic heat production in the Variscan crust: new determinations and distribution models in Corsica (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 291: 63 – 75.
- [35] **Lesquer, A. et al.** (1983). Premières détermination du flux de chaleur et de la production de chaleur en Corse. *C.R. Acad. Sci. Paris* 297: 491 – 494.
- [36] **Galson, D. A.** (1983). Heat Production and Temperature of the Alpine Crust. Ph.D. Diss. Cambridge, 171 pp.
- [37] **Kremenetsky, A.A. et al.** (1989). A heat generation model for continental crust based on deep drilling in the Baltic Shield. *Tectonophysics* 159: 231 – 246.
- [38] **Cermák, V. et al.** (1990). Relationship between seismic velocity and heat production: Comparison of two sets of data and test of validity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 99: 48 – 57.
- [39] **Fountain, D.M., Christensen, N. I.** (1989). Composition of the continental crust and upper mantle; a review. In: Pakiser, L.C., Mooney, W.D. (Eds.), *Geophysical Framework of the Continental United States*. *Mem. Geol. Soc. Am.* 172: 711–742.
- [40] **Ashwal, L.D. et al.** (1987). Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producing elements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 439–450.
- [41] **Haak, U.** (1983). On the content and vertical distribution of K, Th and U in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62: 360–366.

- [42] **Nicolaysen, L.O. et al.** (1981). The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow. *J. Geophys. Res.* 86: 10653-10661.
- [43] **Sukanta, R., Rao, R.U.M.** (2003). Towards a crustal thermal model for the Archaean Dharwar craton, southern India. *Physics and Chemistry of the Earth* 28: 361 – 373.
- [44] **Rao, R.U.M.** (1970). Heat flow studies in Kolar schist belt, Singbhum thrust zone and Godavari valley, India. Ph.D. Thesis (unpublished), Andhra University, Waltair, India, 166 pp.
- [45] **Gupta, M.L. et al.** (1991). Heat flow and heat generation in the Archaean Dharwar cratons and implications for southern India shield geotherm and lithospheric thickness. *Tectonophysics* 194: 107 – 122.
- [46] **Roy, S., Rao, R.U.M.** (2000). Heat flow in the Indian shield. *J. Geophys. Res.* 105: 25587 – 25604.
- [47] **Gupta, M.L. et al.** (1987). Geothermal studies in the Hyderabad granitic region and the crustal thermal structure of the southern Indian shield. *Tectonophysics* 140: 257 – 264.
- [48] **Rao, R.U.M. et al.** (1976). Radioactive heat generation and heat flow in the Indian shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* 30: 57 – 64.
- [49] **Roy, S. et al.** (2003). Heat flow and heat production in the precambrian gneiss-granulite province of southern India. In: Ramakrishnan, M. (Ed.), *Tectonics of southern Granulite Terrain: Kuppam – Palani Geotranssect*, Mem. 50, Geol. Soc. Ind.: 1771 – 191.
- [50] **Roque, A., Ribeiro, F. B.** (1997). Radioactivity and Radiogenic Heat Production in the Sediments of the São Francisco Sedimentary Basin, Central Brazil. *Appl. Radiat. Isot.* 48 (3): 413 – 422
- [51] **Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozzi, P.** (2001). Radioactive heat generation and its thermal effects in the Alps – Apennines zone. *Tectonophysics* 331: 269 – 283.
- [52] **O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L.** (2000). Apatite in the mantle: implication for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos* 53: 217 – 232.
- [53] **Neumann, N. Sandiford, M., Foden, J.** (2000). Regional geochemistry and continental heat flow: implications for the origin of the South Australian heat flow anomaly. *Earth and Planetary Science Letters* 183: 107 – 120.
- [54] **Cull, J.P.** (1982). An appraisal of Australian heat flow data, BMR. *J. Aust. Geol. Geophys.* 7: 11 – 21.
- [55] **Sass, J.H., Jaeger, J.C., Munroe, R.J.** (1976). Heat flow and near surface radioactivity in the Australian continental crust. United States Geological Survey, open file report 76 – 250.
- [56] **Howard, L.E., Sass, J.H.** (1964). Terrestrial heat flow in Australia. *J. Geophys. Res.* 69: 1617 – 1626.
- [57] **Lehmann, H., Wang, K., Clauser, C.** (1998). Parameter identification and uncertainty analysis for heat transfer at the KTB drill site using a 2-D inverse method. *Tectonophysics* 291: 179 – 194.
- [58] **Kukkonen, I.T., Jöeleht, A.** (1996). Geothermal modelling of the lithosphere in the central Baltic Shield and its southern slope. *Tektonophysics* 255: 25 – 45.
- [59] **Kukkonen, I.T.** (1989). Terrestrial heat flow and radiogenic heat production in Finland, the central Baltic Shield. In: Čermák, V., Rybach, L., Decker, E.R. (Editors). *Heat Flow and Lithosphere Structure*. *Tectonophysics* 164: 219 – 230.
- [60] **Rämö, O.T.** (1991). Petrogenesis of Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. *Geol. Surv. Finl., Bull.* 335: 161 pp.
- [61] **Kukkonen, I.T.** (1989). Terrestrial heat flow in Finland, the central Fennoscandian Shield. *Doct. Diss., Helsinki Univ. Technol., Geol. Surv. Finl., Nuclear Waste Disposal Res. Rep.* YST-68, 99 pp.
- [62] **Nurmi, P.A.** (1984). Applications of litho-geochemistry in the search for Proterozoic porphyry-type molybdenum, copper and gold deposits, southern Finland. *Geol. Surv. Finl., Bull.* 329: 40 pp.
- [63] **Koistinen, T.** (1993). Pre-Quaternary rocks of the Heinävesi map-sheet area. Geological map of Finland 1:100.000, explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks. *Geol. Surv. Finl., Espoo*, 64 pp.
- [64] **Jochum, K.P. et al.** (1983). K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature* 306: 431 – 436.
- [65] **Zhou, D. et al.** (2003). Modeling of thermo-rheological structure of lithosphere under the foreland basin and mountain belt of Taiwan. *Tectonophysics* 374: 115 – 134.

- [66] **Wang, S., He, L., Wang, J.** (2001). Thermal regime and petroleum systems in Junggar basin, northwestern China. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126: 237 – 248.
- [67] **Vosteen, H.-D. et al.** (2003). The thermal regime of the Eastern Alps from inversion analyses along the TRANSALP profile. *Physics and Chemistry of the Earth* 28: 393 – 405.
- [68] **Verma, S.P., Rodriguez-González, U.** (1997). Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico. *Geothermics* 26(1): 25 – 42.
- [69] **Kappelmeyer, O., Haenel, R.** (1974). *Geothermics*. Geopublication Associates, Berlin.
- [70] **Contreras, E. et al.** (1990). Mediciones petrofísicas en núcleos de perforación del campo geotérmico de Los Humeros. *Geotermia Rev. Mex. Geoenér.* 6: 7 – 42.
- [71] **Contreras, E. et al.** (1988). Compendio de resultados de mediciones petrofísicas de núcleos de perforación del campo geotérmico Los Azufres. *Geotermia Rev. Mex. Geoenér.* 4: 79 – 105.
- [72] **Mahood, G.A.** (1981). Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77: 129 – 149.
- [73] **Mahood, G.A., Drake, R.E.** (1982). K – Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93: 1232 – 1241.
- [74] **Pal, S. et al.** (1974). Radiometric determination of uranium, thorium and potassium in some rocks of the Guanajuato Mineral District, Mexico. *Geofis. Int.* 14: 329 – 335.
- [75] **Luhr, J.F. et al.** (1989). Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *J. geophys. Res.* 94: 4515 – 4530.
- [76] **Verma, S.P., Andaverde, J.** (1996). Temperature field distribution from cooling of magma chamber in Los Azufres geothermal field, Michoacán, Mexico. *Geofis. Int.* 35: 105 – 113.
- [77] **Vasseur, G., Brigaud, F., Demongodin, L.** (1995). Thermal conductivity estimation in sedimentary basins. *Tectonophysics* 244: 167 – 174.
- [78] **Treloar, P.J.** (1997). Thermal controls on early-Tertiary, short-lived, rapid regional metamorphism in the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonophysics* 273: 77 – 104.
- [79] **Seipold, U.** (1995). The variation of thermal transport properties in the earth's crust. *J. Geodynamics* 20(2): 145 – 154.
- [80] **Popov, Y.A. et al.** (1998). Geothermal characteristics of the Vorotilovo deep borehole drilled into the Puchezh-Katunk impact structure. *Tectonophysics* 291: 205 – 223.
- [81] **Popov, Y.A. et al.** (1999). New geothermal data from the Kola superdeep well SG-3. *Tectonophysics* 306: 345 – 366.
- [82] **Pandey, O.P., Agrawal, P.K., Chetty, T.R.K.** (2002). Unusual lithospheric structure beneath the Hyderabad granitic region, eastern Dharwar craton, south India. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 130: 69 – 69.
- [83] **Padma Kumari, V.M. et al.** (1977). Variation of uranium, thorium and potassium contents in the granitic rocks of Hyderabad, Andhra Pradesh – a preliminary study. *Ind. J. Earth Sci.* 4: 192 – 196.
- [84] **Govil, P.K., Reddy, G.L.N., Rao, T.G.** (1999). Environmental pollution in India. *J. Environ. Health* 61 (8): 23 – 28.
- [85] **Özkahraman, H. T., Selver, R., Işık, E.C.** (2004). Determination of the thermal conductivity of rock from P-wave velocity. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Science* 41: 703 – 708.
- [86] **Özkahraman, H. T., Bolattürk, A.** (2005). The use of tuff stone cladding in buildings for energy conservation. *Construction and Building Materials*.
- [87] **Mügler, C. et al.** (2005). Determination of the thermal conductivity of opalinus clay via simulations of experiments performed at the Mont Terri underground laboratory. *Journal of Applied Geophysics*.
- [88] **Rohsenow, W.M., Hartnett, J.P.** (1973). *Handbook of Heat Transfer*. Mc Graw Hill.
- [89] **Mottaghy, D. et al.** (2005). New heat flow data from the immediate vicinity of the Kola super-deep borehole: Vertical variation in heat flow confirmed and attributed to advection. *Tectonophysics* 401: 119 – 142.

- [90] **Kukkonen, I.T., Clauser, C.** (1994). Simulation of heat transfer at the Kola deephole site: implications for advection, heat refraction and palaeoclimatic effects. *Geophys. J. Int.* 116: 409 – 420.
- [91] **Montague, T., Kjølgren, R.** (2004). Energy balance of six common landscape surfaces and the influence of surface properties on gas exchange of four containerised tree species. *Scientia Horticulturae* 100: 229 – 249.
- [92] **Mohamed, A.Y. et al.** (2002). Petroleum maturation modelling, Abu Gabra-Shafar area, Muglad Basin, Sudan. *Journal of African Earth Sciences* 35: 331 – 334.
- [93] **Middleton, M.F. et al.** (1996). Modelling of a Caledonian foreland basin in Sweden: petrophysical constraints. *Marine and Petroleum Geology* 13 (4): 407 – 413.
- [94] **Mello, U.T., Karner, G.D., Anderson, R.N.** (1995). Role of salt in restraining the maturation of subsalt source rocks. *Marine and Petroleum Geology* 12 (7): 697 – 716.
- [95] **Kukkonen, I.T., Gosnold, W.D., Šafanda, J.** (1998). Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield: a possible palaeoclimatic signature. *Tectonophysics* 291: 235 – 249.
- [96] **Kukkonen, I.T.** (1998). Temperature and heat flow density in a thick cratonic lithosphere: the Skeva Transekt, Centra Fennoscandian Shield. *J. Geodynamics* 26 (1): 111 – 136.
- [97] **Kukkonen, I.T.** (1989). Terrestrial heat flow and radiogenic heat production in Finland, the central Baltic Shield. In “Heat Flow and Lithosphere Structure” (Čermák, V., Rybach, L., Decker, E.R. eds). *Tectonophysics* 164: 219 – 230.
- [98] **Vorma, A.** (1976). On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.* 285, 98.
- [99] **Nurmi, P.A.** (1984) Applications of lithogeochemistry in the search for Proterozoic porphyry-type molybdenum, copper and gold deposits, Southern Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.* 329, 40.
- [100] **Lindberg, A., Paananen, M.** (1989). Petrography, lithogeochemistry and petrophysics of rock samples from the Kivetty study site, Konginkangas, Central Finland. Part I, Drill hole Ki-KR-1. Industrial Power Company Ltd, Site Investigations. Working report 89-42, 26 pp. (in Finnish with abstract in English).
- [101] **Jöeleht, A., Kukkonen, I. T.** (1998) Thermal properties of granulite facies rocks in the Precambrian basement of Estonia and Finland. *Tectonophysics* 291: 195 – 203.
- [102] **Jochum, K. P. et al.** (1983). K, U, and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature* 306 (43): 1 – 436.
- [103] **Kukkonen, I.T., Lahtinen, R.** (2001). Variation of radiogenic heat production rate in 2,8-1,8 Ga old rocks in the central Fennoscandian shield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126: 279 – 294.
- [104] **Hölttä, P. et al.** (2000). Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lathojoki kimberlite pipe, eastern Finland. *Lithos* 51: 109 – 133.
- [105] **Kukkonen, I.T., Peltoniemi, S.** (1998). Relationship between Thermal and other Petrophysical Properties of Rocks in Finland. *Phys. Chem. Earth* 23 (3): 341 – 349.
- [106] **Khan, M.I.** (2002). Factors affecting the thermal properties of concrete and applicability of its prediction models. *Building and Environment* 37: 607 – 614.
- [107] **Jaupart, C., Mareschal, J.C.** (1999). The thermal structure and thickness of continental roots. *Lithos* 48: 93 – 114.
- [108] **Pinet, C. et al.** (1991). Heat flow and structure of the lithosphere in the eastern Canadian Shield. *J. Geophys. Res.* 96: 19941 – 19963.
- [109] **Guillou-Frottier, L. et al.** (1995). Heat flow variations in the Greenville Province, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136: 447 – 460.
- [110] **Guillou, L. et al.** (1994). Heat flow gravity and structure of the Abitibi belt, Superior Province, Canada: implications for mantle heat flow. *Earth Planet. Sci. Lett.* 122: 103 – 123.
- [111] **Drury, M.J., Taylor, A.E.** (1987). Some new measurements of heat flow in the Superior Province of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.* 24: 1486 – 1489.
- Drury, M.J., Jessop, A.M., Lewis, T.J.** (1987). The thermal nature of the Canadian Appalachians. *Tectonophysics* 113: 1 – 14.

- [112] **Guillou-Frottier, L. et al.** (1996). High heat flow in the Thompson Belt of the Trans-Hudson Orogen, Canadian Shield. *Geophys. Res. Lett.* 23: 107 – 122.
- [113] **Mareschal, J.-C. et al.** (1999). Heat flow in the Trans-Hudson Orogen of the Canadian Shield: implications for Proterozoic continental growth. *J. Geophys. Res.*
- [114] **Birch, F., Roy, E.R., Decker, E.R.** (1968). Heat flow and thermal history in New England and New York. In: An-Zen, E. (Ed.), *Studies of Appalachian Geology*. Wiley (Interscience), New York: 437 – 451.
- [115] **Jaupart, C., Mann, J.R., Simmons, G.** (1982). A detail study of the distribution of heat flow and radioactivity in New Hampshire (USA). *Earth Planet. Sci. Lett.* 59: 267 – 287.
- [116] **Sass, J.H., Lachenbruch, A.H.** (1979). Thermal regime of the Australian continental crust. In: McElhinny, M.W. (Ed.), *The Earth: its Origin, Structure and Evolution*. Academic Press, New York: 301 – 351.
- [117] **Cull, J.P.** (1991). Heat flow and regional geophysics in Australia. In Cermak, V., Rybach, L. (Eds.), *Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure*. Springer Verlag, Berlin: 486 – 500.
- [118] **Ballard, S., Pollack, H.N., Skinner, N.J.** (1987). Terrestrial heat flow in Botswana and Namibia. *J. Geophys. Res.* 92: 6291 – 6300.
- [119] **Jones, M.Q.W.** (1988). Heat flow in the Witwatersrand Basin and environs and its significance for the South African shield geotherm and lithosphere thickness. *J. Geophys. Res.* 93: 3243 – 3260.
- [120] **Jones, M.Q.W.** (1992). Heat flow anomaly in Lesotho: implications for the southern boundary of the Kaapvaal craton. *Geophys. Res. Lett.* 19: 2031 – 2034.
- [121] **Jones, M.Q.W.** (1987). Heat flow and heat production in the Namaqua mobile belt, South Africa. *J. Geophys. Res.* 92: 6273 – 6289.
- [122] **Sachsenhofer, R.F. et al.** (2001). Thermal history of Tertiary basins in Slovenia (Alpine-Dinaride-Pannonian junction). *Tectonophysics* 334: 77 – 99.
- [123] **Sachsenhofer, R.F. et al.** (2002). The Donets Basin (Ukraine/Russia): coalification and thermal history. *International Journal of Coal Geology* 49: 33 – 55.
- [124] **Rodriguez, J.F.R., Littke, R.** (2001). Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modeling study. *Marine and Petroleum Geology* 18: 995 – 1028.
- [125] **Polyak, B.G. et al.** (2000). Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (11): 1925 – 1944.
- [126] **He, S., Middleton, M.** (2002). Heat flow and thermal maturity modeling in the Northern Caranrvon Basin, North West Shelf, Australia. *Marine and Petroleum Geology* 19: 1073 – 1088.
- [127] **Hartmann, A., Rath, V., Clauser, C.** (2005). Thermal conductivity from core and well log data. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 42: 1042 – 1055.
- [128] **Gehlin, S.E.A., Hellström, G.** (2003). Influence on thermal response test by groundwater flow in vertical fractures in hard rock. *Renewable Energy* 28: 2221 – 2238-
- [129] **Fernández, M. et al.** (1998). Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 291: 29 – 53.
- [130] **Fernández, M., Foucher, J.P., Jurado, M.J.** (1995). Evidence for the multi-stage formation of the south-western Valencia Trough. *Marine and Petroleum Geology* 12: 101 – 109.
- [131] **Correia, A., Jones, F.W.** (1996). On the importance of measuring thermal conductivities for heat flow density estimates: an example from the Jeanne d'Arc Basin, offshore eastern Canada. *Tectonophysics* 257: 71 – 80.
- [132] **Cermak, V. et al.** (1996). Heat flow in Albania. *Geothermics* 25 (1): 91 – 102.
- [133] **Cercone, K. R., Deming, D., Pollack, H.N.** (1996). Insulation effect of coals and black shales in the Appalachian Basin, Western Pennsylvania. *Org. Geochem.* 24 (2): 243 – 249.
- [134] **Büttner, R. et al.** (1998). Thermal conductivity of volcanic rock material (olivine-melilitite) in the temperature range between 288 and 1470 K. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80: 293 – 302.
- [135] **Brugger, J. et al.** (2005). An active amagmatic hydrothermal system: The Paralana hot springs, Northern Flinders Ranges, South Australia. *Chemical Geology* 222: 35 – 64.

- [136] **Arndt, J. et al.** (1997). Thermal and rheological properties of granodioritic rocks from the Central Andes, North Chile. *Tectonophysics* 271: 75 – 88.
- [137] **McKeown, C., Haszeldine, R.S., Couples, G.D.** (1999). Mathematical modeling of groundwater flow at Sellafield, UK. *Engineering Geology* 52: 231 – 250.
- [138] **Kukkonen, I.T., Peltonen, P.** (1999). Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: implications for lithosphere-asthenosphere relations. *Tectonophysics* 304: 301 – 315.
- [139] **Gao, S. et al.** (1998). How mafic is the lower continental crust?. *Earth and Planetary Science Letters* 161: 101 – 117.
- [140] **Bodri, B.** (1996). Thermal state, rheology and seismicity in the Pannonian Basin, Hungary. *Journal of Geodynamics* 21 (4): 309 – 328.
- [141] **Johnson, H.P., Pruis, M.J.** (2003). Fluxes of fluid and heat from the oceanic crustal reservoir. *Earth and Planetary Science Letters* 216: 565 – 574.
- [142] **Wiggins, S.M., Hildebrand, J.A., Geiskes, J.M.** (2002). Geothermal state and fluid flow within ODP Hole 843b: results from wireline logging. *Earth and Planetary Science Letters* 195: 239 – 248.
- [143] **Salisbury, M.H., Donnelly, T.W., Francheteau, J.** (1980). Geophysical logging in Deepsea Drilling Project Hole 417D. *Init. Rep. DSDP 51 – 53 (Part 1): 705 – 713.*
- [144] **Becker, K. et al.** (1989). Drilling deep into young oceanic crust, Hole 504b, Costa Rica Rift. *Rev. Geophys.* 27: 79 – 102.
- [145] **Pfister, M., Rybach, L., Simsek, S.** (1998). Geothermal reconnaissance of the Marmara Sea region (NW Turkey): surface heat flow density in an area of active continental extension. *Tectonophysics* 291: 77 – 89.
- [146] **Seipold, U., Huenges, E.** (1998). Thermal properties of gneisses and amphibolites – high pressure and high temperature investigations of KTB-rock samples. *Tectonophysics* 291: 173 – 178.
- [147] **Xu, T. et al.** (2005). TOUGHREACT – A simulation program for non-isothermal multiphase reactive geochemical transport in variably saturated geologic media: Applications to geothermal injectivity and CO<sub>2</sub> geological sequestration. *Computers & Geosciences.*