

**Charakterisierung des hydromechanischen Verhaltens
der Gesteine des Mittleren Buntsandsteins
im Hinblick auf eine geothermische Nutzung:
Strukturgeologische Geländeaufnahmen, gesteinsmechanische
Untersuchungen und numerische Modellierungen**

**Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität zu Göttingen**

**vorgelegt von
Christian Müller
aus Bad Hersfeld**

Göttingen 2009

D 7

Referent:

Prof. Dr. Siegfried Siegesmund
Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen

Korreferent:

Prof. Dr. Martin Sauter
Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen

Tag der mündlichen Prüfung: 21.07.2009

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit hatte zum Ziel, die Fließwege in den geklüfteten Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins hinsichtlich einer geothermischen Nutzung zu untersuchen.

Der erste Teil der Arbeit beschäftigt sich mit der Aufnahme von Eigenschaften, mit deren Hilfe ein geklüftetes Gestein charakterisiert werden kann. Um die Analysen möglichst realitätsnah durchführen zu können, wurden Kluftorientierungen, -abstände und -längen in Aufschlussanalogon aufgenommen. Die Untersuchungen zeigen, dass in allen untersuchten Aufschlüssen ein schichtgebundenes, orthogonales Kluftsystem zu erkennen ist. Beide Kluftscharen sind ungleichwertig entwickelt (Hauptklüfte und Nebenklüfte). Dieses Verhalten ist in allen beschriebenen Kluftparametern zu beobachten. Aus den gewonnenen Kluftparametern wurden mittels stochastischer Methoden diskrete 2D-Kluft-Modelle der Geländeoberflächen generiert, die eine hohe Ähnlichkeit mit real zu beobachtenden Kluftsystemen haben.

Im zweiten Teil der Arbeit wurden hydraulische Modellierungen mit Hilfe der diskreten Modelle durchgeführt, um Aussagen über die richtungsabhängige Durchlässigkeit sowie die Größe des repräsentativen Elementarvolumens (REV) treffen zu können. Der ermittelte 2D-Durchlässigkeitstensor zeigt, dass die Ausbildung des Kluftsystems zu einer deutlichen Durchlässigkeitsanisotropie führt. Ein minimales REV konnte für Kluftnetzgrößen von 10 m x 10 m bestimmt werden.

Ein zentraler Punkt des dritten Teils war die Kopplung mechanischer und hydraulischer Prozesse zur Beurteilung der Rolle des Spannungsfeldes auf die hydraulischen Eigenschaften sowie das Verhalten des Kluftsystems unter hydraulischer Stimulation. Die Spannungsbeträge und -richtungen wurden aus in der Literatur aufgeführten Daten abgeschätzt. Zur Berechnung der Kluftöffnungsweiten wurde das Barton-Bandis-Modell (BB-Modell) verwendet, welches die Kluftöffnungsweite unter einer bestimmten Belastung mittels charakteristischer Parameter automatisch ableitet. Me-

chanische Eingabeparameter des BB-Modells (u.a. Druckfestigkeit und Rauigkeit der Kluftoberflächen) sowie des intakten Gesteins (Kompressions- und Schermodul) wurden im Vorfeld der Modellierungen mittels eines umfangreichen Messprogramms im Labor oder in Aufschlüssen erhoben. Die Modellierungen zum Einfluss der Tiefe auf die Durchlässigkeit ergeben, dass die Ausbildung des Kluftsystems gegenüber dem angenommenen anisotropen Spannungsfeld einen wesentlich größeren Einfluss auf die Fließrichtung des Wassers hat. Die Abnahme der Kluftöffnungsweiten wird vorwiegend durch die Kluftnormalsteifigkeit gesteuert, weshalb die untersuchten steiferen Gesteine größere Öffnungsweiten zeigen. Eine Abschätzung der Permeabilitäten in 3000 m Tiefe ergibt eine für die geothermische Nutzung zu geringe hydraulische Durchlässigkeit, weshalb eine Stimulation erforderlich wäre. In weiteren Modellierungen konnte unter Anwendung einer für geothermische Zwecke realistischen Injektionsrate der Vorgang einer massiven hydraulischen Stimulation, bei der die auf die Kluftflächen wirkenden effektiven Normalspannungen vollständig aufgehoben werden, erfolgreich simuliert werden. Kleinräumig betrachtet, sind „facettenförmige“ Öffnungen entlang des Kluftsystems zu erkennen, die jedoch regional grundsätzlich der Ausrichtung der größten Horizontalspannung folgen. Der methodische Ansatz kann auf andere Regionen übertragen werden, um einen für den Standort charakteristischen Injektionsdruck zu prognostizieren.

Abstract

The objective of the current study was to evaluate the fluid flow in a geothermal fractured sandstone reservoir of the German Buntsandstein.

The first part of the study comprises the analysis of the discrete fracture network (DFN). Due to lack of in situ data from deep geothermal reservoirs, field measurements of outcrop reservoir analogues were conducted and a detailed description of the fracture system was performed using various fracture parameters such as fracture orientation, fracture spacing and fracture length. Field observations indicated that the fracture system is made of two orthogonal fracture sets, which are orientated perpendicular to bedding plane and are mostly confined to single layers (stratabound). An important characteristic of the discrete fracture network is the different morphology of its two joints sets (systematic and non-systematic joints). Statistical-derived fracture input data, carried out from field investigations, were used to generate two-dimensional discrete fracture networks of the surface area showing similarities to natural fracture systems.

The second part comprises hydraulic modelling of the fracture network, in order to get information about both the anisotropic fluid flow and the minimum size to approximate a representative elementary volume (REV). The conductivity tensor indicates that the dominant fracture set (systematic joints) mainly controls the principal direction of fluid flow. The minimum block size, i.e. the representative elementary volume (REV), was achieved at a domain size of 10 m x 10 m.

The third part comprises coupled hydro-mechanical modelling in order to investigate the influence of stress on fluid flow as well as the mechanical characteristics of the rock mass during hydraulic stimulation. Both stress magnitude and orientation were estimated from published literature. The calculation of hydraulic apertures was carried out using the empirical Barton-Bandis model (BB-model), which derives the mechanical fracture aperture from the mechanical properties of the rock and the applied stresses. BB-model in-

put parameters such as joint compressive strength (JCS), joint roughness coefficient (JRC), bulk and shear modulus of intact rock were previously conducted by extensive field and laboratory work. Hydro-mechanical modelling, the influence of increasing stress on the fluid flow, shows that the geometry of the fracture system has considerably more influence on fluid flow than the applied stress field. The investigated stiffer rocks show larger apertures since the decrease of hydraulic apertures versus depth is predominately controlled by joint normal stiffness. An estimate of the fluid flow in 3000 m depth indicates that permeability is too small for efficient geothermal use and hydraulic stimulation is therefore essential. In further hydro-mechanical modelling the mechanical processes of a massive hydraulic stimulation, where the fracture opens and the compressive normal stress across the fracture plane becomes zero, could be successfully simulated. At small scale faceted openings along the fracture system could be seen though they follow regional the direction of maximum principal stress. Finally, the applied methodology can be transmitted to other areas in order to predict an injection pressure, characteristic for the site.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1. Motivation	2
1.2. Problemstellung	2
1.3. Numerischer Modellansatz	4
1.4. Grundkonzept und Vorgehensweise	5
2. Grundlagen geothermischer Energiegewinnung	7
2.1. Arten der geothermischen Energiegewinnung	7
2.2. Reservoirtypen der Tiefengeothermie	8
2.2.1. Hydrothermale Systeme	9
2.2.2. Petrothermale Systeme	11
2.3. Erschließungskonzepte	12
3. Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes	15
3.1. Paläogeographische Entwicklung	15
3.2. Gliederung der Trias	17
3.3. Gliederung des Mittleren Buntsandsteins	17
3.4. Gliederung der Solling-Formation im Untersuchungsgebiet	18
3.4.1. Tektogenese des Solling-Gewölbes	20
3.4.2. Stratigraphische Einordnung der bearbeiteten Aufschlüsse	21
3.4.2.1. Region Reinhardswald	21
3.4.2.2. Region Solling	22
3.4.2.3. Region Eichsfeld	23
4. Charakterisierung der untersuchten Kluftsysteme	27
4.1. Entstehung von Klüften und Kluftsystemen	27
4.2. Aufnahme und Charakterisierung von Klüften und Kluftsystemen	30
4.2.1. Kluftorientierungen	31
4.2.2. Kluftabstände	32
4.2.3. Kluftlängen	36
4.3. Diskussion	38
5. Entwicklung eines diskreten Kluft-Modells	43
5.1. Die Distinkte-Element-Methode und das Programm UDEC	44
5.1.1. Numerische Beschreibung der Klüfte	44
5.1.2. Kluftgenerator in UDEC	45
5.2. Entwicklung des Kluft-Modells für das Fallbeispiel Reinhardswald	46
5.3. Diskussion	47
6. Hydraulische Analysen	49
6.1. Theorien zur Beschreibung von Strömungsprozessen in geklüfteten Gesteinen	49
6.2. Berechnung der Strömung in UDEC	50
6.3. Hydraulische Modellierungen	51
6.3.1. Ermittlung des 2D-Durchlässigkeitstensors	51

6.3.2.	Ermittlung des repräsentativen Elementarvolumens (REV)	54
6.4.	Diskussion	55
7.	Hydromechanische Analysen	57
7.1.	Theorien zur Beschreibung des hydromechanischen Verhaltens von geklüftetem Gestein	57
7.1.1.	Mechanisches Verhalten	58
7.1.1.1.	Intaktes Gestein	58
7.1.1.2.	Diskontinuitäten	59
7.1.2.	Hydromechanisches Verhalten	61
7.2.	Numerische Modellkonzepte zur Modellierung von geklüftetem Gestein	62
7.2.1.	Hydromechanische Modellierungen mittels UDEC	63
7.2.1.1.	Barton-Bandis-Modell in UDEC (UDECBB)	64
7.3.	Materialeigenschaften	67
7.3.1.	Charakterisierung des Gesteins	67
7.3.1.1.	Aufbau und Eigenschaften von Sandsteinen	67
7.3.1.2.	Probennahme und Präparation	68
7.3.1.3.	Untersuchte Sandsteine	69
7.3.1.4.	Dichte und Porenraumeigenschaften	75
7.3.1.5.	Matrixpermeabilitäten und -durchlässigkeiten	77
7.3.1.6.	In situ Matrixpermeabilitäten	79
7.3.1.7.	Druckfestigkeiten	81
7.3.1.8.	Spaltzugfestigkeiten	82
7.3.1.9.	Elastische Eigenschaften	83
7.3.2.	Charakterisierung der Klüfte	83
7.3.2.1.	Kluftrauigkeitskoeffizient (JRC)	84
7.3.2.2.	Druckfestigkeit der Kluftoberflächen (JCS)	85
7.3.2.3.	Initiale Kluftöffnungsweiten	86
7.3.2.4.	Elastische Eigenschaften	87
7.4.	Spannungszustand im Reservoir	88
7.5.	Hydromechanische Modellierungen	90
7.5.1.	Einfluss der Tiefe auf die Durchlässigkeit	90
7.5.1.1.	Modellaufbau	91
7.5.1.2.	Vorgehensweise	93
7.5.1.3.	Ergebnisse	93
7.5.2.	Verhalten des Kluftsystems unter hydraulischer Stimulation	98
7.5.2.1.	Das Problem der Seismik bei einer hydraulischen Stimulation	98
7.5.2.2.	Modellaufbau	100
7.5.2.3.	Vorgehensweise	103
7.5.2.4.	Ergebnisse	104
7.6.	Diskussion	113
8.	Zusammenfassung	119
9.	Ausblick	125
	Literaturverzeichnis	127
A.	Danksagung	145
B.	Lebenslauf	147

1. Einleitung

Die Erforschung von Fließwegen im Gestein spielt im Bereich der Wasserwirtschaft, bei der Nutzung als Öl- und Gasreservoir sowie bei der Einrichtung von Deponien und Endlagern für radioaktive Abfälle eine wichtige Rolle. Angesichts knapper werdender Energieressourcen, des verstärkt zu beobachtenden Klimawandels und der wachsenden Weltbevölkerung besteht in den letzten Jahren auch großes Interesse an Festgesteinen zur Nutzung als geothermische Reservoirgesteine. In Ländern mit aktivem Vulkanismus hat die Erdwärmenutzung bereits eine lange Tradition (Lund, 2000; Bertani, 2005). Obwohl die Untergrundtemperaturen in Deutschland eher moderat sind, gibt es dennoch ein beachtliches geothermisches Potenzial, das den Energieinhalt aller konventionellen Energieträger deutlich übersteigt (Jung, 2007). Eine der Hauptschwierigkeit ist die lokal schwer einzuschätzende hydraulische Durchlässigkeit von potenziellen geothermischen Festgesteinsschichten.

Das ungestörte Festgestein setzt sich im Allgemeinen aus Mineralkörnern (Gesteinsmatrix) sowie aus Hohlräumen zwischen den Mineralkörnern zusammen. Aufgrund ihrer Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte sind die meisten Festgesteine zudem mit Klüften durchsetzt (Pollard & Aydin, 1988; Meier & Kronberg, 1989). Klüfte steigern nicht nur die Durchlässigkeit vieler Reservoire, sondern führen häufig zu einer signifikanten Anisotropie der Durchlässigkeit aufgrund komplexer Kluftgeometrien (Priest, 1993; Lee & Farmer, 1993). Informationen über das Kluftsystem sind daher von großem Interesse, um Vorhersagen über die hydraulischen Eigenschaften eines Reservoirs zu treffen.

Klüfte treten in der Regel nicht einzeln, sondern in Form von Kluftsystemen auf. Die Ausbildung eines Kluftsystems, d.h. die Orientierung und Länge einzelner Klüfte, ihre Abstände zueinander sowie ihre Öffnungsweite, ist somit maßgeblich für die Durchflussmenge und -richtung verantwortlich. Dies gilt besonders für die Nutzung geothermischer Energie, bei der im Untergrund über zwei Bohrungen Wasser durch ein Kluftsystem hindurchge-

pumpt wird.

Im tiefen Untergrund wirken jedoch Spannungen auf die Kluftwandungen und das Gestein, die einen großen Einfluss auf die Kluftdurchlässigkeit haben (Rutqvist & Stephansson, 2003). Die Durchlässigkeit einer Kluft ist näherungsweise proportional zu dem Quadrat der Öffnungsweite, weshalb kleinste Änderungen in der Öffnungsweite die Durchflussrate drastisch verändern können. Neben einer Veränderung der Volumenströme kann das im Untergrund vorherrschende Spannungsfeld zudem die Richtung der Strömungswege beeinflussen. Das tektonische Spannungsfeld ändert sich häufig mit der Zeit und liegt oft nicht parallel zu dem ursprünglichen Spannungsfeld, welches zur Bildung des Kluftsystems beigetragen hat. Je nach Orientierung zum Spannungsfeld werden bestimmte Klüfte geschlossen oder geöffnet und führen somit zu einer richtungsabhängigen Durchlässigkeit (Rutqvist & Stephansson, 2003). Um Vorhersagen über die Wasserdurchlässigkeit im Untergrund treffen zu können, müssen daher die Wechselwirkungen zwischen Strömungs- und Spannungszustand untersucht werden.

Zur besseren Einschätzung des Fündigkeitsrisikos geothermischer Reservoire sind in Europa eine Reihe von in situ Geothermielaboren erbaut worden (Huenges *et al.*, 2004; Gerard *et al.*, 2006; Kehrer *et al.*, 2007). In den letzten Jahren werden, häufig ergänzend zu den in situ Untersuchungen, numerische Modellierungen zu den genannten Problemstellungen durchgeführt. Diese sind meist kostengünstiger und weniger zeitaufwendig. Numerische Modellierungen erlauben es auf verhältnismäßig effiziente Weise, die Wasserdurchlässigkeit in einem potenziellen geothermischen Reservoir nachzuvollziehen und vorherzusagen. Durch die schrittweise Änderung relevanter Kenngrößen, wie beispielsweise Änderungen bezüglich der Kluftgeometrie oder des Spannungsfeldes, kann zudem der Einfluss eben dieser Parameter auf die Wasserdurchlässigkeit des Gesamtsystems untersucht und verstanden werden (Sensitivitätsanalysen).

1.1. Motivation

Die geothermische Nutzung, insbesondere die geothermische Energiegewinnung, stellt hohe Anforderungen an die Permeabilität der Nutzhorizonte. Vor allem im Oberrheingraben und im Norddeutschen Becken erreichen nur wenige Gesteinsformationen die für einen wirtschaftlichen Betrieb notwendigen Volumenströme, weshalb diese Regionen mit einem hohen und schwer kalkulierbaren Fündigkeitsrisiko behaftet sind (Paschen *et al.*, 2003). Um die erforderlichen Volumenströme zu erreichen, muss das Gestein häufig durch modifizierte Erschließungsmethoden aus der Erdölindustrie hydraulisch stimuliert werden. Bei der dafür notwendigen Technologie, dem Wasserfrac-Verfahren, müssen die geologischen Bedingungen berücksichtigt werden, damit ein Kluftsystem entsteht, in dem das Wasser zielgerichtet und kontrolliert fließen kann. Durch die bei derartigen Experimenten in Basel ausgelöste Seismizität ist jedoch in jüngster Zeit die Stimulation geothermischer Reservoirs öffentlich in Kritik geraten (Häring *et al.*, 2008). Prognosen über die Wasserwegsamkeiten potenzieller geothermischer Nutzhorizonte sowie das Verhalten dieser Wegsamkeiten durch hydraulische Stimulationsmethoden sind daher essentiell für die Erschließung neuer Reservoirs.

Im Norddeutschen Becken sind als interessante nutzbare Formationen besonders die Sandsteine des Rotliegenden und des Mittleren Buntsandsteins zu nennen (Jung, 2007). So konnte im November 2003 in Neustadt-Glewe (Mecklenburg-Vorpommern) das erste deutsche geothermische Kraftwerk in Betrieb genommen werden, das Strom und Wärme aus so genannten Heißwasser-Aquiferen (Formation des Mittleren Buntsandsteins) liefert. Des Weiteren werden die Sedimentgesteine des Mittleren Buntsandsteins durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) und das Leibniz Institut für Angewandte Geowissenschaften (LIAG) im Rahmen des GeneSys-Projektes auf die Eignung als geothermisches Reservoirgestein untersucht (Kehrer *et al.*, 2007). Die vorliegende Arbeit soll in Anlehnung an das GeneSys-Projekt einen Beitrag zum besseren Verständnis der Wasserwegsamkeiten in Sedimenten, im Speziellen die Gesteine des Mittleren Buntsandsteins, leisten.

1.2. Problemstellung

Aufgrund des komplexen Aufbaus vieler Kluftsysteme weisen numerische Modellierungen zur Ermittlung der Volumenströme eines potenziellen Nutzhorizontes immer noch zahlreiche Unsicherheiten auf. Ein wesentlicher Grund hierfür ist, dass die Parameter und Prozesse zum Strömungsverhalten auf verschiedenen Skalenbereichen unterschiedlich beeinflusst werden (Abb. 1.1). Eine Extrapolation von einer Skala zur nächstgrößeren Skala ist häufig nicht möglich. Jedoch bauen numerische Modelle zum Strömungsverhalten eines großräumigen Systems (geothermischen Reservoirs) nicht auf detaillierten, kleinräumigen Informationen auf, da die erforderlichen Rechner- und Speicherkapazitäten zum heutigen Zeitpunkt in keinem vernünftigen Verhältnis zum Ergebnis stehen.

Um großräumige Systeme zu simulieren, müssen die Parameter und Prozesse zum Strömungsverhalten auf den einzelnen Skalen untersucht und anschließend durch effektive Parameter beschrieben werden. Effektive Parameter erlauben es, kleinräumige Prozesse auf eine größere Skala

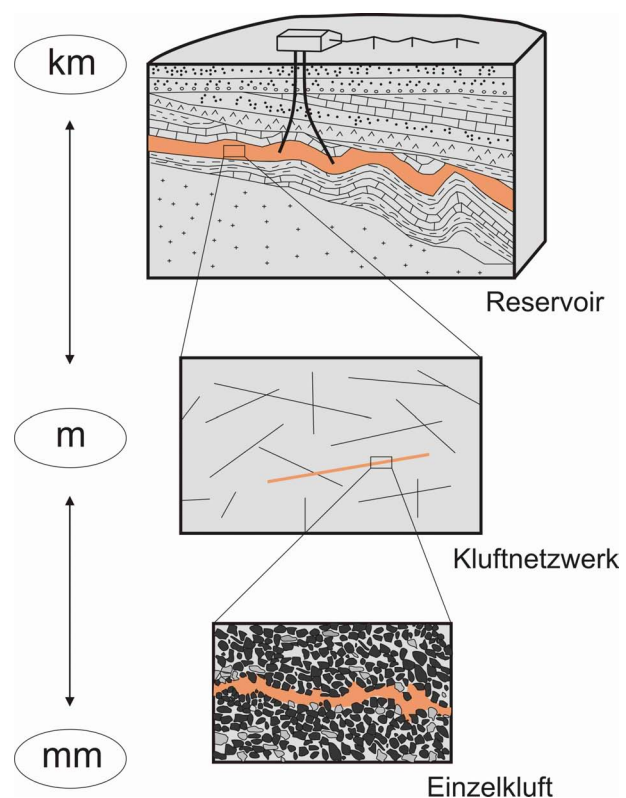


Abb. 1.1.: Unterschiedliche Längenskalen eines geklüfteten Reservoirs.

la zu integrieren. Allgemein werden effektive Parameter über ein repräsentatives Elementarvolumen (REV) bestimmt (Bear, 1972). Ein REV ist das minimale Skalenvolumen eines untersuchten Systems, in dem der zu untersuchende Parameter oder Prozess überwiegend konstant bleibt (Abb. 1.2). Die untersuchte Zustandsgröße kann dann als effektiver Parameter für das System beschrieben werden. Im Rahmen von Strömungsprozessen wird häufig als zu untersuchender Parameter der hydraulische Durchlässigkeitstensor des Kluftsystems gewählt. Eine Garantie, dass ein REV und somit effektiver Durchlässigkeitstensor für jedes Kluftsystem bestimmt werden kann, besteht jedoch nicht, da Klüfte sehr unregelmäßig verteilt sein können (Neumann, 1994). Ein wesentliches Kriterium zur Bildung des REV ist folglich die Homogenität der Klüftung in dem realen Gesteinskörper. Kann ein REV ermittelt werden, so kann das Kluftsystem wie ein poröses Medium behandelt werden, welches eine großräumige hydraulische Modellierung ermöglicht.

Im Folgenden sind die Hauptfragestellungen dieser Arbeit zusammengefasst:

- Ermittlung der richtungsabhängigen Durchlässigkeit eines Kluftaquifers:
Für die Bewertung eines geklüfteten Reservoirs sind neben der hydraulischen Ergiebigkeit auch die Fließrichtungen von Bedeutung. Aufgrund ihrer Entstehungsgeschichte sind Kluftsysteme häufig anisotrop aufgebaut und führen somit zu einer bevorzugten Fließrichtung. Die richtungsabhängige Durchlässigkeit eines homogenen Kluftnetzes wird mit Hilfe des 2D-Durchlässigkeitstensors quantifiziert.

- Ermittlung des repräsentativen Elementarvolumens:
Strömungsvorgänge in Kluftsystemen sind häufig skalenabhängig. Mittels effektiver Parameter kann von kleinräumigen Systemen auf großräumige Systeme geschlossen werden. Effektive Parameter werden nach dem Prinzip des REV ermittelt. Zur Berechnung des REV wird der 2D-Durchlässigkeitstensor mit zunehmender Kluftnetzgröße ermittelt. Somit kann geklärt werden, wie groß der Ausschnitt eines Kluftsystems gewählt werden muss, um ein REV zu bestimmen.
- Beurteilung der Rolle des natürlichen Spannungsfeldes auf die Strömungsvorgänge:
Die Spannungsverhältnisse haben einen wesentlichen Effekt auf die Permeabilität im Untergrund. Durch die Kopplung von Strömung und Mechanik soll der Einfluss der Spannungsverhältnisse auf die Strömung untersucht werden.
- Verhalten eines Kluftsystems unter hydraulischen Stimulationsmethoden:
Der Volumenstrom in einem potenziellen Reservoir ist meistens zu gering, weshalb häufig hydraulische Stimulationen durchgeführt werden müssen. Dazu wird Wasser unter hohem Druck in das Reservoir injiziert. Dabei kann es zur Kluftöffnung und relativen Verschiebung der Kluftwände kommen, wenn der Porendruck in einer Kluft die erforderlichen Spannungen übersteigt. Ziel ist es, diese Öffnungsmechanismen zu modellieren.

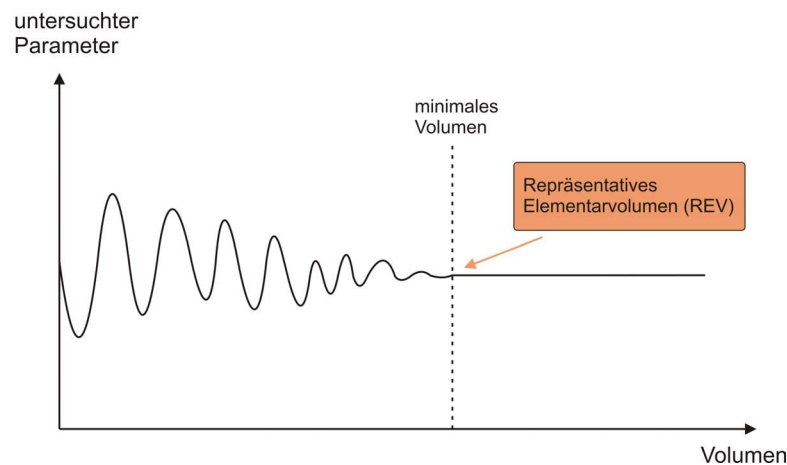


Abb. 1.2.: Ermittlung des repräsentativen Elementarvolumens nach Bear (1972).

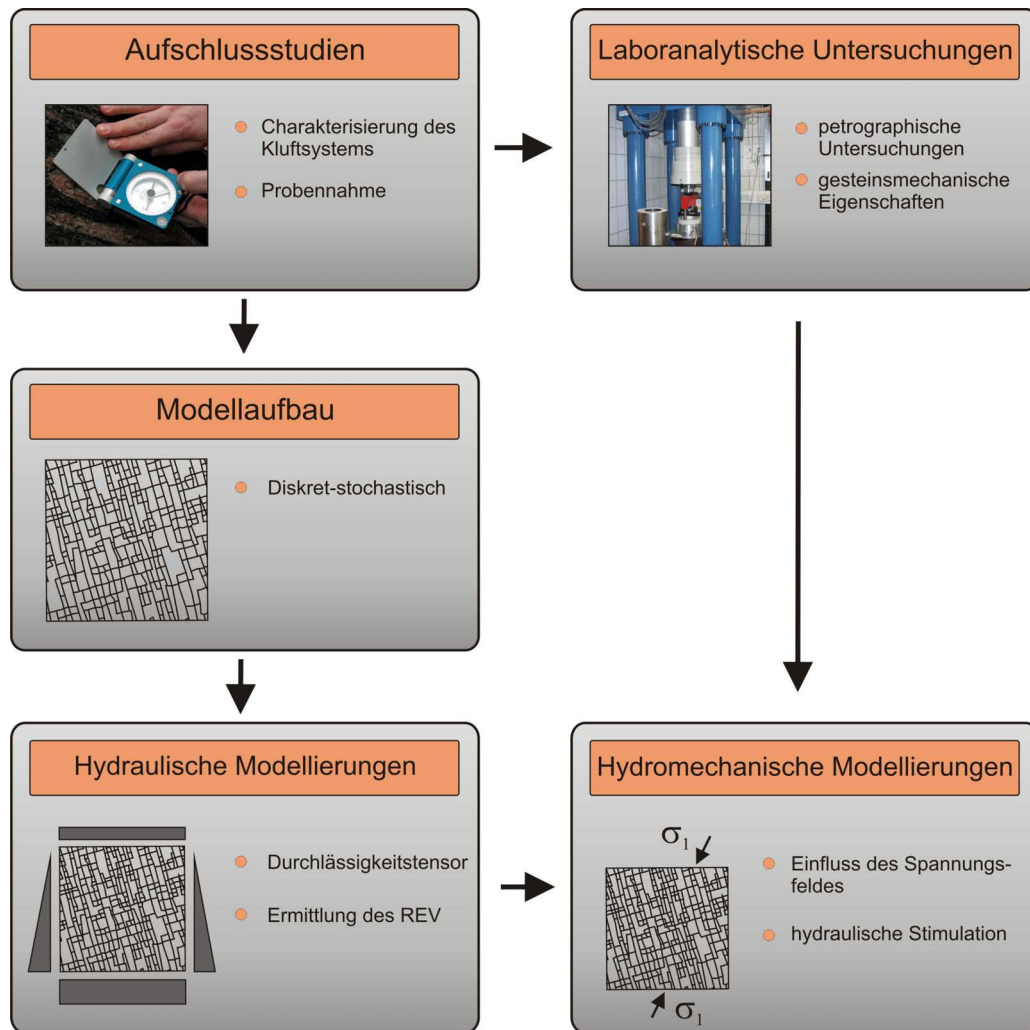


Abb. 1.3.: Grundkonzept der vorliegenden Arbeit.

1.3. Numerischer Modellansatz

Bei der Überführung der geometrischen Eigenschaften des natürlichen Kluftsystems in ein Computer-Modell kommen im Allgemeinen zwei Modellkonzepte in Betracht: Kontinuum-Modelle und diskrete Kluft-Modelle (Kolditz, 1997). Die Wahl des Modellansatzes ist abhängig vom Untersuchungsmaßstab, den struktureologischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes und dem Ziel der Modellierungen (Dietrich *et al.*, 2005).

Kontinuum-Modelle finden Verwendung, wenn das Untersuchungsgebiet bei Änderung des Beobachtungsmaßstabs homogenisierbar ist, d.h. ein REV gebildet werden kann. Ein großräumig, homogen geklüftetes System kann dann unter Verwendung eines effektiven Durchlässigkeitstensors als poröses Medium modelliert werden. Ein Reservoir, bestehend aus der Matrix und Klüften,

wird folglich zum porösen Medium abstrahiert. Die physikalischen Eigenschaften in einem Kontinuum-Modell werden dabei über eine bestimmte Fläche oder ein bestimmtes Volumen gemittelt und nicht in jedem Punkt definiert.

Werden hingegen die Strömungs- und Transportprozesse in geklüfteten Medien durch Diskontinuitäten (Klüfte, Scherzonen etc.) dominiert, kann das System unter Vernachlässigung der Matrix als diskretes Kluft-Modell beschrieben werden (Helmig, 1993; Dietrich *et al.*, 2005). Diskrete Modelle erlauben es, die Diskontinuitäten als einzelne Strukturelemente in das Modell zu integrieren und bieten so eine recht naturgetreue Darstellung eines räumlich begrenzten Kluftsystems. Aufgrund des großen Rechenaufwandes können diskrete Modelle nur für kleinräumige Systeme eingesetzt werden. Durch die Ermittlung von repräsentativen Parametern stellen sie jedoch die Basis für großräumige

Kontinuum-Modelle dar. Unter Berücksichtigung der Aufgabenstellungen liegt daher der Schwerpunkt dieser Arbeit in der diskreten Modellierung der Kluftsysteme im kleinräumigen Maßstab.

1.4. Grundkonzept und Vorgehensweise

Viele Arbeiten beschränken sich bei der Bewertung des hydraulischen Verhaltens von geklüfteten Reservoiren häufig nur auf Teilaspekte, wie der Datenaufnahme, der Generierung von diskreten Strukturmodellen oder der Durchführung von numerischen Berechnungen. In jüngerer Zeit werden jedoch ganzheitliche Konzepte verfolgt, die von der Erfassung der Eigenschaften des realen Gesteinskörpers bis hin zu numerischen Simulationen reichen (Kosakowski, 1996; Dietrich *et al.*, 2005).

Im Rahmen dieser Arbeit soll ein ganzheitliches Konzept verfolgt werden. Ein Schwerpunkt soll dabei die Aufnahme und Charakterisierung des Kluftsystems sein, da sie die Grundlage für eine realitätsnahe Abbildung der Wirklichkeit im numerischen Modell darstellt. Die Aufnahme von Kluftsystemen im Untergrund entzieht sich naturgemäß einer direkten und umfassenden Beobachtung. Größere Diskontinuitäten, wie Störungszonen, sind zwar mittels Seismik zu erfassen, jedoch sind Klüfte unter deren Auflösungsvermögen. Zudem erlaubt die Analyse von Bohrkernen oder -löchern nur einen eingeschränkten Einblick in den Aufbau des Kluftsystems. Untersuchungen an Gesteinen in Aufschlüssen, die vergleichbar mit denen in geothermisch interessanten Tiefen sind, sollen hierbei wichtige Informationen liefern.

Das Grundkonzept der Arbeit basiert auf der Aufnahme von Kluftparametern in Aufschlussanalogon (Abb. 1.3). Die Geländeuntersuchungen gehen vom Raum Göttingen als Kerngebiet aus, in dem der Mittlere Buntsandstein obertägig ausstreicht. In diesem Gebiet wurden mehrere Aufschlüsse detailliert aufgenommen und mittels bestimmter Kluftparameter charakterisiert. Die gewonnenen Geländeinformationen wurden in diskrete Kluft-Modelle auf der Basis einer stochastischen Kluftnetzgenerierung umgesetzt. Die erstellten Modelle dienen als Grundlage für die hydraulischen Analysen zur Ermittlung eines REV und der Bewertung einer richtungsabhängigen Strömung.

Des Weiteren wurden aus den Aufschlüssen Gesteinsproben entnommen und deren gesteinsmechanischen Kennwerte im Labor bestimmt. Diese dienen als Eingangsparameter für die hydro-mechanischen Modellrechnungen, um den Einfluss des Spannungsregimes auf die Strömung sowie das Verhalten des Kluftsystems unter hydraulischen Stimulationen zu untersuchen.

2. Grundlagen geothermischer Energiegewinnung

Geothermie, auch als Erdwärme bezeichnet, ist die in Form von Wärme gespeicherte Energie im Erdinneren. Allgemein geläufig wird jedoch unter dem Begriff Geothermie die ingenieurtechnische Ausnutzung der Erdwärme zur Energiegewinnung verstanden. Der Ursprung der Erdwärme setzt sich aus drei Quellen zusammen (Legarth, 2003):

- aus einer vor der Erdentstehung vorhandenen so genannten Ursprungswärme,
- aus der während der Erdentstehung frei gewordenen und im Erdinneren gespeicherten Gravitationsenergie sowie
- aus einer natürlichen Zerfallsenergie radioaktiver Isotope, die aufgrund der schlechten Wärmeleitfähigkeit der Gesteine zum überwiegenden Teil als Wärme in der Erde gespeichert ist.

Die kumulierte Gesamtwärme der Erde beläuft sich auf ein Niveau zwischen $12\text{-}24 \cdot 10^{30}$ J (Legarth, 2003). Der Wärmeinhalt der Erdkruste (bis in 10 km Tiefe) liegt dementsprechend bei ca. 10^{26} J. Unter Annahme einer durchschnittlichen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine beträgt der resultierende geothermische Wärmefluss zur Erdoberfläche rund 65 mW/m^2 (Kaltschmitt *et al.*, 1999). Jedoch erfolgt der Abbau der Wärme bei einer praktischen Nutzung schneller als die Regeneration durch den geothermischen Wärmefluss leisten kann. Aus diesem Grund handelt es sich bei der geothermischen Energienutzung streng genommen nicht um eine regenerative Energiequelle, da es je nach Menge des Wärmeentzugs zu einer Auskühlung des betreffenden Reservoirs kommen kann (Jung, 2007). Eine geothermische Ressource kann jedoch auf nachhaltige Weise genutzt und über lange Zeit aufrechterhalten werden. Voraussetzung dafür ist, dass das Förderniveau und somit der Wärmeentzug im Verhältnis zur Wärmenachlieferung ökonomisch dimensioniert ist. Insgesamt kann die Erdwärme eine enorme Energiequelle dar-

stellen. Wird eine 7 km tiefe Bohrung als momentan technische Bohrgrenze betrachtet, so ist der Wärmevorrat in einem $1 \cdot 1 \cdot 7 \text{ km}^3$ großen Gesteinsblock beachtlich. Er entspricht etwa 10 % des deutschen Jahreswärmebedarfs (Paschen *et al.*, 2003).

Neben der direkten Nutzung geothermischer Wärme, z.B. für Gebäudeheizungen, eignet sich die Geothermie ferner zur Stromerzeugung. Die Anwendung begann in den Jahren 1904 bis 1905 mit ersten Versuchen in Larderello in Italien (Lund, 2000). Bis in die fünfziger Jahre blieb die Entwicklung zur geothermischen Stromerzeugung allein auf die Anlage in Larderello in der Toskana beschränkt. Ab 1960 begann die industrielle Entwicklung der geothermischen Stromproduktion. Heute produzieren insgesamt 24 Länder geothermische Bandenergie (Rybach, 2008). Konventionelle Geothermie-Kraftwerke zur Stromproduktion beschränken sich dabei häufig auf Länder, die, z.B. durch Vulkanismus, geologisch begünstigt sind (Tab. 2.1). Obwohl die Untergrundtemperaturen in Deutschland eher moderat sind, gibt es dennoch ein beachtliches geothermisches Potenzial, das den Energieinhalt aller konventionellen Energieträger deutlich übersteigt (Jung, 2007). Im Vergleich zu anderen regenerativen Energieträgern hat die Geothermie einen entscheidenden Vorteil: Sie ist unabhängig von klimatischen Bedingungen sowie zu jeder Tages- und Jahreszeit verfügbar und kann daher einen kontinuierlichen Beitrag zur Grundlastversorgung auf regenerativer Basis leisten (Kabus *et al.*, 2003). Nach Fridleifsson *et al.* (2008) kann die weltweite Stromproduktion bis 2050 von 60 TWh/Jahr (2007) auf 1000 TWh/Jahr gesteigert werden.

2.1. Arten der geothermischen Energiegewinnung

Bei den verschiedenen Arten der Geothermie wird grundsätzlich zwischen der oberflächennahen und

Tab. 2.1.: Länder mit der größten geothermischen Stromproduktion (Bertani, 2005).

Geothermische Direktnutzung	
Land	GWh/Jahr
China	12,605
Schweden	10,000
USA	8,678
Türkei	6,900
Island	6,806
Japan	2,862
Ungarn	2,206
Italien	2,098
Neuseeland	1,968
Brasilien	1,840
Georgien	1,752
Russland	1,707
Frankreich	1,443
Dänemark	1,222
Schweiz	1,175

der Tiefengeothermie unterschieden (Kaltschmitt *et al.*, 1999).

Die oberflächennahe Geothermie sieht die Nutzung des oberflächennahen Bereichs bis ca. 400 m vor. Obwohl das Temperaturniveau in diesem Bereich relativ niedrig ist, eignet es sich zur Bereitstellung von Wärme in Einfamilienhäusern, Verwaltungs- und öffentlichen Gebäuden sowie Gewerbebetrieben. Um das Temperaturniveau für Heizzwecke zu nutzen, werden hauptsächlich über Wärmepumpen gekoppelte Erdwärmesonden eingesetzt. Aufgrund der relativ einfachen Installation und unkomplizierten Anwendung ist die Nutzung der oberflächennahen Geothermie massiv angestiegen. Die Anzahl der Erdwärmesonden im Land Baden-Württemberg nahm von ca. 200 im Jahre 2000 auf mehr als 11500 im Jahre 2007 zu (Engesser, 2008). Infolge gestiegener Energiepreise findet die oberflächennahe Geothermie insbesondere im gewerblichen Bereich häufig Anwendung. Hier werden Erdwärmesondenfelder gebaut, die zum Teil mehr als 100 Sonden beinhalten (Engesser, 2008).

Angesichts des hohen Temperaturangebots

tief liegender Speichergesteine eignet sich die tiefe Geothermie neben der Wärmeerzeugung auch zur Erzeugung von elektrischer Energie. Während bei der oberflächennahen Geothermie mittels Erdwärmesonden die Wärme aus dem Gestein gewonnen wird, wird bei der Tiefengeothermie die in den Fluiden gespeicherten Wärmeenergie genutzt. Eine Stromerzeugung stellt daher hohe Anforderungen an die hydraulische Ergiebigkeit der Nutzhorizonte.

2.2. Reservoirtypen der Tiefengeothermie

Neben Hochenthalpie-Lagerstätten, welche häufig mit vulkanischer Tätigkeit einhergehen und Fluide oder Dampf von mehreren 100 °C nutzen, ist die tiefe Geothermie in Deutschland auf so genannte Niederenthalpie-Lagerstätten beschränkt. Aufgrund der relativ geringen Untergrundtemperaturen sind für eine ausreichend große Wärmeausbeute hohe Förderraten nötig. Um das hydraulische Gleichgewicht und somit die Druckerhaltung im Reservoir zu gewährleisten, wird das Wasser üblicherweise über eine Bohrung gefördert (Produktionsbohrung) und über eine zweite Bohrung (Reinjektionsbohrung) anschließend wieder verpresst (Dublettensystem; Abb. 2.1). Für eine wirtschaftliche Nutzung von mindestens 25 Jahren sollten die Bohrungen einen Mindestabstand von 1000 m aufweisen (Jung, 2007). Um den nötigen Abstand zu erreichen, besteht die Bohrungsdublette in der Regel aus einer kostengünstigeren Vertikalbohrung, die häufig als Erkundungsbohrung dient, und einer gerichteten Bohrung. Beide Bohrungen können von einem Bohrplatz abgeteuft werden (Paschen *et al.*, 2003).

Bei der Nutzung der Tiefengeothermie wird grundsätzlich zwischen hydrothermalen- und petrothermalen Systemen unterschieden, die im Folgenden vorgestellt werden. Häufig werden in diesem Zusammenhang auch Tiefenstörungen als eigenständiger Reservoirtyp genannt. Hinsichtlich der nötigen Fluidraten sind bei Tiefenstörungen jedoch selten gesicherte Aussagen möglich. Als eigenständiger Reservoirtyp scheiden sie daher aus, werden aber innerhalb der hydrothermalen- und petrothermalen Systeme eine wichtige Rolle spielen (Jung, 2007).

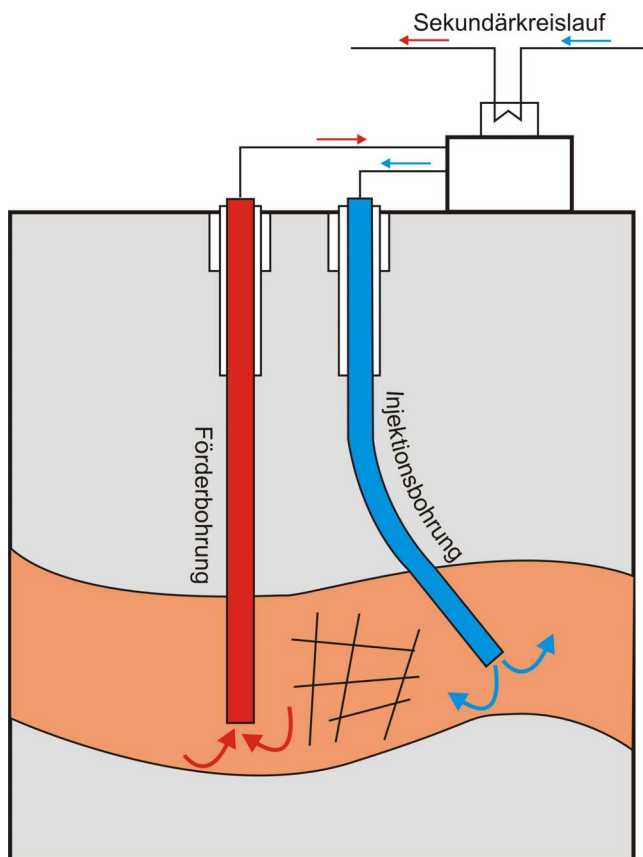


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der Erdwärmennutzung mittels einer Bohrlochdublette. Heißes Wasser wird über eine Bohrung gefördert und für eine Wärmeabgewinnung oder Stromerzeugung genutzt. Anschließend wird das relativ kältere Wasser wieder in das Reservoir reinjiziert; verändert nach Kabus *et al.* (2003).

2.2.1. Hydrothermale Systeme

Die hydrothermale Erdwärme sieht in Deutschland die Nutzung von natürlich vorkommenden Thermalwässervorräten mit Temperaturen von ca. 40 °C bis über 100 °C in tieferen, hochpermeablen Gesteinsschichten vor. In der Regel handelt es sich dabei um hochporöse, stark zerklüftete oder stark verkarstete Sedimentgesteine (Paschen *et al.*, 2003). Heißwasser-Aquifere für die geothermische Nutzung gibt es in Teilen der norddeutschen Tiefebene, im Oberrheingraben und im Süddeutschen Molassebecken (Abb. 2.2).

Im Norddeutschen Becken werden aufgrund der Tiefenlage von bis zu 5000 m und damit verbundenen Temperaturen von bis zu 160 °C im Beckenzentrum vor allem die Sedimentgesteine des Rotliegenden als potenzielle Heißwasser-Aquifere betrachtet (Paschen *et al.*, 2003). Sie bestehen aus Sand- und Tonsteinen sowie aus evaporitischen Gesteinen. Im südlichen Bereich des Norddeutschen Beckens erreichen sie Mächtigkeiten zwischen 100 m und 700 m, während im östlichen Bereich Sedimentmächtigkeiten von bis zu 2000 m vorkommen (Brückener-Röhling *et al.*, 1994). Innerhalb der Formation sind besonders äolische und

fluviatile Sandsteine interessant, welche sich auf die südlichen und östlichen Bereiche des Beckens beschränken (Paschen *et al.*, 2003). Als weitere Heißwasser-Aquifere sind die Sandsteinschichten des Oberen Keupers, des Mittleren Keupers (Schilfsandstein) sowie des Mittleren Buntsandsteins von Bedeutung (Rockel & Schneider, 1999). Da jedoch die benötigten Transmissibilitäten nur vereinzelt erreicht werden und die Temperaturen niedriger sind (100-130 °C), wird den Triassischen Sandsteinen ein geringeres Potenzial für eine reine hydrothermale Nutzung zugesprochen (Paschen *et al.*, 2003).

Im Oberrheingraben werden der Obere Muschelkalk und der Buntsandstein als potenzielle geothermische Nutzhorizonte betrachtet. Da davon ausgegangen wird, dass die primär vorhandene Porosität infolge einer grabeninternen Diagenese weitgehend zementiert wurde, werden beide Horizonte als Kluft-Aquifere angesehen (Jung, 2007). Das Kluftsystem ist relativ engständig, weshalb mit hohen Transmissibilitäten zu rechnen ist. Der Obere Muschelkalk ist im Oberrheingraben relativ gleichförmig ausgebildet und besteht aus Kalk und Dolomit, die in einem Flachmeer abgelagert wurden. Die Teufenlage des Oberen Muschelkalks



Abb. 2.2.: Heißwasser-Aquifere in Deutschland mit dem Norddeutschen Becken, dem Oberrheingraben und dem Süddeutschen Molassebecken; verändert nach Schellschmidt *et al.* (2005).

beträgt an den Grabenrändern 1000 m, während im Zentrum Tiefen von über 4000 m erreicht werden (Paschen *et al.*, 2003). Die Mächtigkeit variiert im nördlichen Teil zwischen 50 m und 110 m; im südlichen Teil ist sie mit ca. 80 m relativ konstant. Analog zum Oberen Muschelkalk ist der Buntsandstein in entsprechend tieferen Regionen anzutreffen. Während der Buntsandstein im Norden eine konstante Mächtigkeit von etwa 100 m hat, steigt sie im südlichen Bereich auf 450 m an, um dann in der Höhe von Baden-Baden auf ca. 50 m abzunehmen (Paschen *et al.*, 2003). Für eine effiziente geothermische Nutzung kommen daher die nördlichen Bereiche des Muschelkalks und Buntsandsteins in Frage. Hier ist mit Temperaturen von 130 °C bis 160 °C, vereinzelt auch 180 °C zu rechnen (Jung, 2007).

Im Süddeutschen Molassebecken kommen besonders die Malmkalke und -dolomite aufgrund ihrer meist hohen Ergiebigkeit und ihrer über weite Bereiche ausreichend hohe Tiefenlage als potenzielle Thermalwasser-Aquifere in Frage (Fritzer *et al.*, 2004). Die hohe Ergiebigkeit resultiert aus einer weitflächigen und tiefgründigen Verkar-

stung (Lemcke, 1988). Südlich der Donau taucht der Malm unter dem Molassebecken bis auf Tiefen von über 5000 m ab, wo ihm jedoch deutlich schlechtere hydraulische Eigenschaften zugesprochen werden (Jung, 2007). Am ergiebigsten sind Bereiche südlich von München und im Bereich des Chiemsees (Schellschmidt *et al.*, 2005). Der Malmkarst ist dort in einer Tiefe von 2500 m bis 4500 m anzutreffen und erreicht Temperaturen zwischen 100 °C und 130 °C. Südlich von München erreicht der Malm Mächtigkeiten von bis zu 500 m. Er setzt sich dort aus massigen Schwamm- und Tubiphytenkalken sowie darüber abgelagerten porösen Korallen-Schuttkalken zusammen (Meyer & Schmidt-Kaler, 1996).

Im Oberrheingraben bei Landau in der Pfalz befindet sich das erste industriell errichtete hydrothermale Geothermie-Kraftwerk, das seit November 2007 ganzjährig zur Stromerzeugung und Wärmeproduktion genutzt wird (Frey, 2008). Die Bohrtiefen liegen bei über 3000 m Tiefe. Aus der Förderbohrung wird Thermalwasser mit 155 °C gefördert und zunächst zur Stromerzeugung genutzt. Mit verbleibenden 70-80 °C wird die restliche Wärme in ein Fernwärmenetz eingespeist. Das auf 50 °C abgekühlte Wasser wird anschließend wieder in das Reservoir injiziert. Als ein weiteres wichtiges hydrothermales Geothermieprojekt ist der Standort Unterhaching (Süddeutsches Molassebecken) zu nennen (Frick & Kaltschmitt, 2009). Hier wird Wasser aus 3350 m Tiefe (Malmkarst) gefördert und zur Wärmegegewinnung genutzt.

Obwohl mittels moderner Bohrtechnik die notwendigen Fluidtemperaturen bei einem durchschnittlichen geothermischen Gradienten von 30 °C/km in Tiefen von 4000 m bis 5000 m zu erschließen sind, ist eine hydrothermale Geothermienutzung an Reservoirtypen gebunden, die eine hohe Permeabilität aufweisen. Wegen der Sedimentanlage und diagenetischer Prozesse ergeben sich für tiefer liegende Formationen häufig niedrigere Permeabilitäten (Rockel & Schneider, 1999). Das größte Fündigkeitsrisiko ist somit meist in der zu geringen Thermalwasser-Produktion zu suchen (Jung, 2007). Um eine weitgehend standortunabhängige, abnehmernahe Energiegewinnung zu ermöglichen, müssen jedoch weitere Lagerstätten erschlossen und nutzbar gemacht werden, die flächendeckend verfügbar sind. Die Zukunft könnte hierbei in der Erzeugung künstlicher Reservoirty-

pen, so genannter petrothermaler Systeme, liegen, denn diese ermöglichen prinzipiell eine standort-unabhängige Stromerzeugung mittels Geothermie.

2.2.2. Petrothermale Systeme

Explorationstechniken für eine flächendeckende geothermische Wärme- und Stromerzeugung beruhen auf dem Prinzip eines künstlich generierten geothermischen Systems. Dazu wird mittels leistungsstarker Pumpen unter hohem Druck Wasser in ein Bohrloch injiziert (hydraulische Stimulation), das in der Tiefe an bestehenden Rissen einen Scherversatz hervorruft. Durch die Scherung passen die unebenen Bruchflächen nicht mehr aufeinander und verhindern somit ein Schließen. Übersteigt der hohe Fluidruck sowohl die im Gebirge bestehenden Spannungen als auch die Bruchfestigkeit des Gesteins, können ferner neue künstliche Risse erzeugt werden. Die neu geschaffenen Fließwege dienen als Wärmeaustauschflächen, so dass insgesamt die Permeabilität des Reservoirs gesteigert wird. Das Verfahren wurde ursprünglich am Forschungszentrum *Los Alamos National Laboratory* in den USA entwickelt (Smith, 1995). Das Ziel war die Erzeugung eines künstlichen Bruchsystems in tiefer liegenden Gesteinen mit ausreichend hohen Temperaturen. Um eventuell auftretende Erosionsprozesse in Sedimentgesteinen auszuschließen, beschränkte sich die Forschung zunächst auf kristalline Gesteine (Smith, 1995). Durch die Risse sollte das Wasser in einem möglichst geschlossenen Kreislauf zirkulieren, um mögliche Wasserverluste zu vermeiden. Das Projekt wurde *Hot-Dry-Rock* (HDR) Verfahren genannt, weil ein trockener Untergrund erwartet wurde. Es hat sich aber gezeigt, dass das Reservoir nicht trocken, sondern gesättigt ist. Aus diesem Grund existieren weitere Bezeichnungen wie *Hot-Fractured-Rock* (HFR), *Enhanced-Geothermal-System* (EGS) oder als neutrale Bezeichnung petrothermale Systeme.

Da die Erschließungstechnik noch mit massiven Unsicherheiten behaftet ist, lässt sich das Potenzial der kristallinen Gesteine und gering permeablen Sedimentgesteine noch nicht kommerziell nutzen (Jung, 2007). Ein Vorteil der petrothermalen gegenüber den hydrothermalen Systemen ist jedoch, dass auch gering permeable, tiefer liegende Gesteinshorizonte mit hohem Temperaturniveau erschlossen werden können. Nach Pa-

schen *et al.* (2003) haben die petrothermalen Systeme das größte Potenzial für eine geothermische Stromerzeugung.

Das weltweit führende Forschungsvorhaben im Bereich der petrothermalen Systeme ist das Geothermieprojekt Soutz (Gerard *et al.*, 2006). Der Projektstandort liegt zwischen Soutz-sous-Forêts und Kutzenhausen im Oberrheingraben, 70 km nördlich von Straßburg. Aufgrund der Grabentektonik und damit verbundenen relativ geringen kompressiven Gebirgsspannungen wird das Grundgebirge durch Risse charakterisiert, die sich von kleineren Mikrorissen bis hin zu größeren Störungszonen erstrecken. Das Grundgebirge selbst wird von 1500 m mächtigen Sedimentgesteinen überlagert, die aufgrund von hydrothermalen Konvektionsströmen innerhalb des Grundgebirges einen hohen geothermischen Gradienten von 100 °C/km aufweisen (Gerard *et al.*, 2006). Da die anzutreffende Klüftung im Granit recht inhomogen verteilt ist, sind hydraulische Stimulationsarbeiten nötig, um die erforderlichen Volumenströme zu erreichen (Gerard *et al.*, 2006). Nach anfänglichen Stimulationsversuchen in 2000 m und in 3500 m Tiefe besteht das aktuelle System aus einer Injektions- und zwei Produktionsbohrungen, die bis auf 5000 m Tiefe abgeteuft und durch massive Injektion von Wasser hydraulisch verbunden wurden (Schindler *et al.*, 2008). Im Zielhorizont zwischen 4500 m bis 5000 m Tiefe können Temperaturen von bis zu 200 °C erreicht werden. Mittels Geophonen wurden mikroseismische Ereignisse aufgezeichnet, die ein stimuliertes Kluftnetzwerk mit einer Ausdehnung von 2000 m² nachweisen (Niitsuma, 2004). Ein erster Zirkulationstest zwischen den Bohrungen in 4500 m bis 5000 m startete im Juni 2008. Derzeit wird das Langzeitverhalten des Systems untersucht. Mit mehreren Quadratkilometern Ausdehnung erreicht das Geothermieprojekt somit die für eine kommerzielle Nutzung erforderliche Größenordnung (Jung, 2007).

Als weiteres petrothermales System ist das Geothermieprojekt Groß Schönebeck des Deutschen GeoForschungsZentrums (GFZ) in Potsdam zu nennen. Hier werden Gesteine des Rotliegenden in einer 4300 m tiefen ehemaligen Erdgasexplorationsbohrung auf ihre Eignung als geothermische Horizonte untersucht (Huenges *et al.*, 2004). Im Jahre 2005 wurde eine zweite Bohrung abgeteuft, um im Untergrund zwischen den Bohrungen

einen Thermalkreislauf herzustellen. Zielhorizont sind sowohl poröse, fluviatile Sandsteine des Oberen Rotliegenden, als auch Vulkanite des Unteren Rotliegenden. Das Reservoir enthält heißes Wasser mit Formationstemperaturen von 150 °C und eignet sich daher potenziell als geothermisches Reservoir. Stimulationsexperimente sollen die Gesamtproduktivität erhöhen, mit dem Ziel wirtschaftliche Förderraten zu erreichen (Huenges *et al.*, 2004). Unter anderem findet der Gebrauch von Gel-Stützmitteln Anwendung, die ein vollständiges Schließen der Risse bei der hydraulischen Stimulation verhindern sollen (Zimmermann *et al.*, 2008).

Da die Bohrkosten einen enormen finanziellen Anteil an einem Geothermieprojekt ausmachen, sind technische Weiterentwicklungen zur Senkung der Bohrkosten von großer Bedeutung. Am Geozentrum in Hannover wird dagegen aktuell im Geothermieprojekt GeneSys ein Verfahren untersucht, bei dem nur ein Bohrloch genutzt wird (Abb. 2.3).

Bei diesem Verfahren wird über eine einzi-

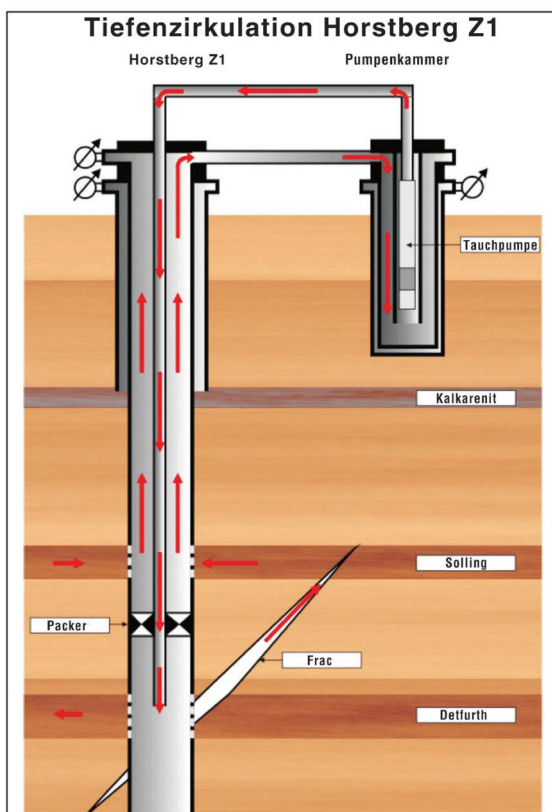


Abb. 2.3.: Prinzip des Einlochbohrverfahrens im GeneSys Projekt des Geozentrums Hannover (Jung, 2007).

ge Bohrung heißes Wasser aus einer Produktionsbohrung gefördert, welches durch den Ringraum der Bohrung wieder in einen tiefer liegenden Reinjektionshorizont verpresst wird (Kehrer *et al.*, 2007). Das Projekt zielt vorwiegend auf eine Direktwärmenutzung gering-permeabler Sedimentgesteine ab (Orzol *et al.*, 2004). Um die benötigten Volumenströme zu erreichen, wurde mittels hydraulischer Stimulationsarbeiten eine größere Wärmeaustauschfläche geschaffen. Als Zielhorizont wurde der Mittlere Buntsandstein gewählt, der ab einer Tiefe von 3600 m anzutreffen ist. Die Forschungsarbeiten fanden an der aufgelassenen Erdgasbohrung Horstberg Z1 nördlich von Unterlüß (Niedersachsen) statt, bei der zwei Förderkonzepte zur Gewinnung der Erdwärme erprobt wurden (Jung, 2007). Beim Zyklus-Verfahren wird kaltes Wasser in das Bohrloch injiziert und nach einer Wartezeit als Heißwasser wieder gefördert. Hingegen dient beim Tiefenzirkulationsverfahren die erschaffene Verbindungsfläche zwischen der Detfurth-Formation und der jüngeren Solling-Formation als Wärmeaustauschfläche. Aufgrund vielversprechend verlaufender Tests soll nun auf dem Gelände des Geozentrums Hannover eine Bohrung abgeteuft werden, um den Gebäudekomplex mit Wärme zu versorgen (Jung, 2007).

Die Zukunft der geothermalen Stromerzeugung ist somit in der Erschließung tief liegender Speichergesteine zu suchen, die durch hydraulische Stimulationsmaßnahmen wirtschaftliche Förderraten erreichen. Durch das Öffnen der Risse während der Stimulation werden im Untergrund Mikroerdbeben hervorgerufen, die mittels Geophonen geortet werden können und wichtige Informationen über die raumzeitliche Ausbreitung eines Reservoirs geben. In jüngster Zeit sind aber aufgrund der durch die Stimulation induzierten Seismizität solche Vorhaben in öffentliche Kritik geraten (Majer *et al.*, 2007). Auf die Problematik der durch die Stimulation ausgelösten Seismizität wird in Kap. 7.5.2 eingegangen.

2.3. Erschließungskonzepte

Um das heiße Wasser aus dem Untergrund zu fördern, werden üblicherweise Förderpumpen eingesetzt. Für eine Weiternutzung wird die Energie des Wassers in der Regel nicht direkt genutzt, sondern durch einen Wärmeaustauscher auf einen bi-

nären Kreislauf abgegeben (vgl. Abb. 2.1). Da die geförderten Wässer häufig hochmineralisiert sind, können Ablagerungen und Korrosion Schäden am Ausbaumaterial hervorrufen. Die Anlagenkomponenten, die dem hochsalinaren Wasser ausgesetzt sind (z.B. Wärmeaustauscher), müssen daher besondere Anforderungen erfüllen, um damit verbundene Begleiterscheinungen zu vermeiden (Paschen *et al.*, 2003).

Für eine Wärmenutzung kann die gewonnene Energie einem Heiznetzkreislauf zugeführt werden. Bei einem ausreichend hohen Fördervolumenstrom (von 50 m^3) und einer hohen Temperatur des Wassers ist zudem eine Stromerzeugung möglich. Das Medium im binären Kreislauf ist im Vergleich zur benötigten Temperatur des Wassers tiefer siedend, so dass eine Stromerzeugung bei Thermalwässern mit Temperaturen von unter $100 \text{ }^\circ\text{C}$ möglich ist. Thermodynamisch ist eine Nutzung bereits ab $80 \text{ }^\circ\text{C}$ möglich, jedoch sollten Wirtschaftlichkeitserwägungen die Grenze der Einsetzbarkeit bei ca. $100 \text{ }^\circ\text{C}$ ziehen (Kabus *et al.*, 2003). Es wird dabei zwischen Anlagen mit organischem Verdampfungsmittel (ORC-Prozess, *Organic Rankine Cycle*) und einem Gemisch aus Ammoniak und Wasser als Arbeitsmedium (Kalina-Prozess) unterschieden. Ein Beispiel in Deutschland ist das Geothermiekraftwerk in Neustadt-Glewe (Mecklenburg-Vorpommern), das mittels des Rankine-Prozess Strom aus Thermalwasser mit einer Temperatur von $98 \text{ }^\circ\text{C}$ gewinnt. International gibt es bereits eine große Anzahl (ca. 140 Anlagen in den USA) von binären Anlagen für die geothermische Stromerzeugung (Kabus *et al.*, 2003).

3. Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes

Die strukturgeologischen Untersuchungen gehen vom Raum Göttingen als Kerngebiet aus und erstrecken sich vom Reinhardswald im Westen über den Solling im Norden zum Göttinger Eichsfeld im Osten (Abb. 3.1). Das Untersuchungsgebiet umfasst als geologische Einheiten den zentralen sowie nördlichen Reinhardswald-Trog sowie Flankengebiete der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, in denen vorwiegend die Solling-Formation des Mittleren Buntsandsteins obertägig ausstreicht.

Der Reinhardswald-Trog bildete im Mittleren Buntsandstein ein am südlichen Rand des Norddeutschen Beckens gelegenes lokales Hauptablagerungszentrum, in dem durch synsedimentäre Subzidenz Sedimentmächtigkeiten der Solling-Formation von über 120 m erreicht wurden (Abb. 3.1). Die Sedimentzufuhr erfolgte durch

nach Norden verlaufende Flusssysteme entlang der Hessischen Senke.

Die zwischen dem Reinhardswald-Trog und dem Thüringischen Becken gelegene Eichsfeld-Altmark-Schwelle stellte während des Mittleren Buntsandsteins hingegen ein Hochgebiet dar, das aus dem Nordteil der älteren Hunsrück-Oberharz-Schwelle hervorging (Paul, 1993). Die Sedimentmächtigkeit der Solling-Formation nimmt auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle bis auf 10 m, lokal sogar weniger, ab (Bindig, 1991; Paul, 1993). In diese Richtung überlagert die Solling-Formation dabei immer jüngere Formationen des Mittleren Buntsandsteins (H-Diskordanz) (Trusheim, 1961).

Aufgrund der geographischen Trennung und morphologischen Unterscheidung der beiden Gebiete kam es während des Buntsandsteins zu einem Sedimentationsablauf unterschiedlich fazieller Abfolgen. Des Weiteren wurde der Reinhardswald-Trog durch halotektonische Prozesse sowie durch reaktivierte Störungszonen tektonisch überprägt (Solling-Gewölbe) (Hedemann, 1957; Lepper, 1979, 1997). Im Folgenden soll die geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes während des Mittleren Buntsandsteins unter besonderer Berücksichtigung der genetischen Aspekte und der paläogeographischen Situation dargestellt werden.

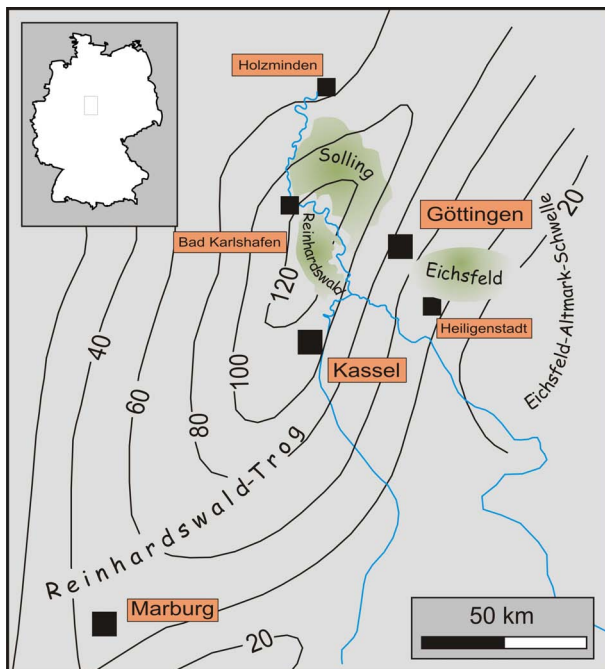


Abb. 3.1.: Gebiet des Reinhardswald-Troges sowie der östlich angrenzenden Eichsfeld-Altmark-Schwelle mit Darstellung der Mächtigkeitsverteilung der Solling-Formation; verändert nach Bindig (1991) und Weber & Ricken (2005).

3.1. Paläogeographische Entwicklung

Aus der variszischen Orogenese ging vor etwa 300 Ma (oberes Perm) der Superkontinent Pangaea hervor. Mitteleuropa lag zu dieser Zeit am nördlichen Rand des Tethysmeeres, das sich in die geschlossene Landmasse Pangaea erstreckte (Szulc, 2000). Die Lage Mitteleuropas im Inneren von Pangaea und nördlich der innertropischen Konvergenzzone lässt auf ein arides Klima schließen, das durch monsungesteuerte Regenzeiten abgeschwächt wurde (Parrish, 1993). Unmittelbar nach

der variszischen Orogenese bildete sich im späten Karbon bis Perm durch Krustendehnung und Subzidenz ein epikontinentales Becken aus (Bachmann & Hoffmann, 1997). Dieses so genannte Germanische Becken erstreckt sich von Großbritannien bis nach Polen und von der südlichen Nordsee bis in die nördliche Schweiz (Abb. 3.2).

Während der Trias war das Becken fast vollständig von Erosionsgebieten (Fennoskandia im Norden, London-Brabanter-Massiv im Südwesten, Alemannisch-Videlizisches und Böhmisches Massiv im Süden) umgeben, die klastisches Material in das Becken schütteten. Nur zeitweise bestanden schmale Verbindungswege mit dem Tethysmeer (Bachmann, 1998). Das Depotzentrum lag in Norddeutschland und der südlichen Nordsee und nahm bis zu 4000 m triassische Sedimente auf (Ziegler, 1990; Lepper & Röhling, 1998). Die Tektonik des Beckens wurde überwiegend durch die regionale Dehnung der Kruste bestimmt, die zu einer Gliederung des Beckens mit Teilbecken führte. Das nördliche Germanische Becken lässt sich demnach in einen südlichen Nordsee-Trog sowie den Dänisch-Polnischen Trog einteilen. Das südliche Germanische Becken umfasst dage-

gen das südliche Nordsee-Becken sowie das Norddeutsche Becken, das im Osten durch die östliche Brandenburg-Schwelle sowie im Westen durch die westliche Störung des Zentralgrabens begrenzt wird (Lepper & Röhling, 1998). Diese Teilbecken werden durch Zonen geringer Subzidenz begleitet (Mittel-Nordsee-Hoch, Ringköping-Fyn-Hoch, Stevens-Hoch, Rügen-Schwelle) (Lepper & Röhling, 1998).

Für das Norddeutsche Becken treten vorwiegend Liefergebiete aus südlicher Richtung in den Vordergrund (Brabanter Massiv und Böhmisches Massiv). Ein Eintrag von nördlichen Erosionsgebieten (Mittel-Nordsee-Hoch, Ringköping-Fyn-Hoch, Stevens-Hoch, Rügen-Schwelle sowie Fennoskandisches Massiv) war vergleichbar gering und wurde hauptsächlich im Dänischen Becken und Polnischen Trog akkumuliert (Lepper & Röhling, 1998). Der Sedimenttransport aus dem Süden erfolgte durch Nord-Süd verlaufende Flusssysteme entlang der Hessischen Senke, die im Osten durch die Eichsfeld-Altmark-Schwelle und im Westen durch das Rheinische Massiv begrenzt wurden. Entlang der Beckenränder sind aufgrund des fluvialen Materialtransports vorwiegend grobklas-



Abb. 3.2.: Paläogeographische Rekonstruktion der Lage des Mitteleuropäischen Beckens in Bezug zum heutigen Mitteleuropa; verändert nach GDNRW (2003).

tische Sedimente anzutreffen, die Richtung Beckenzentrum feinkörniger werden und lokal in eine hypsalinare Fazies übergehen (Lepper & Röhling, 1998). Das Beckenzentrum wurde möglicherweise von einem Playa-See eingenommen (Ziegler, 1990).

Tektonisch gesteuerte Bewegungen mit synsedimentärer Beeinflussung führten während der Trias auch im Norddeutschen Becken zu einer deutlichen paläogeographischen Differenzierung. Infolge der Differenzierung durch Nord-Nordost verlaufender Schwellen (Eichsfeld-Altmark-Schwelle oder Hunte-Schwelle) und Tröge (Hessische Senke, Ems-Trog etc.) kam es zu extremen Schwankungen in der Mächtigkeit der abgelagerten Sedimente (Bindig, 1991; Rettig, 1996). Im Vergleich zu den Trögen sind die Schwellen durch geringe Sedimentmächtigkeiten und einer unvollständigen stratigraphischen Abfolge charakterisiert. Eine Differenzierung in dieser Form tritt nicht nur entlang der Beckenränder auf, sondern ist auch im Beckenzentrum anzutreffen (z.B. Horn-Graben, Glückstadt-Graben, Borkum-Schwelle) (Lepper & Röhling, 1998).

3.2. Gliederung der Trias

Die Faziesräume während der Trias lassen sich im Wesentlichen in eine Alpine Trias und eine Germanische Trias gliedern. Die Alpine Trias stellt den ehemaligen Randbereich des Tethys-Ozeans dar (Bereich der Alpen) und ist überwiegend marin (Ablagerungen von Tonen, Kalken und Mergeln). Die Germanische Trias umfasst den Bereich des Norddeutschen Beckens und soll daher im Weiteren näher erläutert werden.

Die Germanische Trias hat den Rang einer Supergruppe und wird in drei Gruppen eingeteilt: den Buntsandstein (kontinentale *red-bed* Serien) in der unteren Trias, den Muschelkalk (marine, karbonatisch-evaporitische Fazies) in der mittleren Trias sowie den Keuper (kontinentale Playa-fazies) in der oberen Trias (Bachmann, 1998). Die Sedimentserien repräsentieren einen großen Transgressions-Regressionen-Zyklus, der abhängig von klimatischen sowie tektonischen Faktoren eine weitere Untergliederung in kleinere Zyklen erlaubt (Aigner & Bachmann, 1998). Die überwiegend klastischen, aber auch untergeordnet chemischen Sedimente des Buntsandsteins lassen sich

Stage	Group	Sub-group	Formation	Remarks	Seq.-Strat.	
241	Anisian	Muschelkalk			Hardegsen unconformity	1
		Buntsandst.	Upper	Roet Formation		5
			Middle	Solling Formation		4
	Olenekian	Buntsandstein	Middle	Hardegsen Formation	Detfurth unconformity	3
			Middle	Detfurth Formation		
			Lower	Volpriehausen Formation		2
			Lower	Bernburg Formation		1
	Lower	Calvoede Formation				
	Induan	Buntsandstein	Lower	Bernburg Formation	Volpriehausen unconformity	1
			Lower	Calvoede Formation		
251	Permian					

Abb. 3.3.: Stratigraphie der Trias im Untersuchungsgebiet; verändert nach Weber & Ricken (2005).

weiter in die drei Sequenzen Unterer, Mittlerer sowie Oberer Buntsandstein gliedern (Abb. 3.3).

Der Untere Buntsandstein, als erste Sequenz, schneidet sich mit einer Basaldiskordanz in ältere paläozoische Abfolgen ein und ist durch eine playaartige Sedimentation gekennzeichnet (Röhling, 1991). Der Mittlere Buntsandstein umfasst die Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- sowie Solling-Formation. Der Obere Buntsandstein stellt eine Playa-fazies mit episodischen Meeresingressionen dar und setzt mit dem basalen Anhydrit des Röt-Salinars ein (Aigner & Bachmann, 1992; Bachmann *et al.*, 1999). Da im Untersuchungsgebiet vorwiegend Gesteine des Mittleren Buntsandsteins auftreten und diese im Norddeutschen Becken für eine geothermische Energiegewinnung von Bedeutung sind (Rockel & Schneider, 1999; Rockel & Hurter, 2000), soll im Folgenden eine detailliertere Darstellung dieser Gesteine erfolgen.

3.3. Gliederung des Mittleren Buntsandsteins

Der Mittlere Buntsandstein besteht im Untersuchungsgebiet überwiegend aus Sand-, Silt- so-

wie Tonsteinabfolgen, die einen sohlbankzyklischen Aufbau zeigen. An der Basis kommen im Allgemeinen jeweils größere Sandsteine oder auch Konglomerate vor, die nach oben feiner werden und in eine Wechsellagerung aus Sandsteinen mit Ton-/Siltsteinen, so genannte Wechselfolgen, übergehen (Paul, 1999). Diese *fining-upward*-Sequenz wird durch die tektonischen Ereignisse während der Trias und dem damit verbundenen Reliefunterschied zwischen absinkenden Becken und aufsteigenden Rändern gesteuert. Hingegen herrschten in den distalen Ablagerungsbereichen des Norddeutschen Beckens playaartige Sedimentationsbedingungen vor, die zu einer zunehmenden Vertonung der Schichten nach Norden führen (Bindig, 1991).

Die Volpriehausen-Formation ist mit 100-200 m Mächtigkeit im gesamten Becken anzutreffen. Sie bildet die Basis des Mittleren Buntsandsteins und greift erosiv in ältere Schichtglieder ein (V-Diskordanz) (Lepper & Röhling, 1998). Die Volpriehausen-Formation zeigt eine charakteristische *fining-upward*-Sequenz, die sich an der Basis aus grobkörnigen Sandsteinen zusammensetzt und nach oben von Sand-/Siltstein-Wechselfolgen abgelöst wird.

Die anschließende Detfurth-Formation beginnt mit dem erosiv eingreifenden grobkörnigen Detfurth Sandstein (D-Diskordanz), der besonders auf den Schwellen und den Schwellenflanken ältere Schichtglieder der Volpriehausen-Formation überlagert. Eine *fining-upward*-Sequenz bilden sandig-tonige Wechselfolgen, die weiter in eine tonbetonte Wechselfolge (Detfurth-Ton) übergehen und eine Hochstandphase des Meeresspiegels darstellen (Aigner & Bachmann, 1992, 1998). Die Detfurth-Formation findet sich im gesamten Becken und erreicht Sedimentmächtigkeiten von 50-100 m.

Die Hardeggen-Formation zeigt ein beckenweites Vorkommen und besitzt eine mittlere Mächtigkeit von 120 m. Lokal kann die Mächtigkeit auf bis zu 220 m zunehmen (Horn-Graben, Glückstadt-Graben) (Lepper & Röhling, 1998). Untersuchungen an Bohrkernen belegen, dass ein großer Teil der Formation durch postsedimentäre Hebung erodiert wurde (so genannte Hardeggen-Diskordanz, an der Basis der Solling-Formation). Besonders im Bereich der Paläoschwellen kann die tiefeingreifende H-Diskordanz zu einem kompletten Schichtausfall der Hardeggen-Formation führen (Lepper

& Röhling, 1998). Im Norddeutschen Becken lässt sich die Hardeggen-Formation in fünf Einheiten gliedern, die sich wiederum in kleinere Untereinheiten aufteilen.

Die Solling-Formation stellt das jüngste Schichtglied des Mittleren-Buntsandsteins dar und erreicht im Norddeutschen Becken Mächtigkeiten von bis zu 120 m. Gegenüber den anderen Schichtgliedern des Mittleren Buntsandsteins ist die Solling-Formation durch zeitlich schnelle fazielle Wechsel und stark schwankende Mächtigkeitsverteilung gekennzeichnet, weshalb eine beckenweite Korrelation erschwert wird. Im größten Teil des Untersuchungsgebietes treten Abschnitte der Solling-Formation an die Oberfläche.

3.4. Gliederung der Solling-Formation im Untersuchungsgebiet

Die stratigraphische Gliederung der Solling-Formation ist bisweilen umstritten. Backhaus (1969), Hoppe (1976) und Bindig (1991) interpretieren ihre Zugehörigkeit zum Oberen Buntsandstein, da die Sedimentation in der Solling-Formation zunehmend marin beeinflusst war und somit mit dem Röt als eine größere Einheit aufzufassen ist. Die Mehrzahl der Bearbeiter ordnen die Solling-Formation allerdings dem Mittleren Buntsandstein zu (Aigner & Bachmann, 1992, 1998; Lepper & Röhling, 1998; Weber, 2000). Diese Auffassung wurde auch von der deutschen stratigraphischen Subkommission Perm-Trias der Deutschen Union für Geowissenschaften (DUGW) aufgegriffen und festgeschrieben (Menning & Hendrich, 2005).

Die Solling-Formation stellt einen eigenständigen Megazyklus im Mittleren Buntsandstein dar, der in hierarchisch kleinere Makrozyklen gegliedert wird. Im Untersuchungsgebiet weist die Solling-Formation erhebliche fazielle Unterschiede auf. Im Reinhardswald (zentraler Bereich des Reinhardswald-Troges) konnten Backhaus *et al.* (1958) die Schichtenfolge in vier lithologisch definierte Makrozyklen (Wilhelmshausener, Trendelburger, Karlshafener und Stammener Schichten) gliedern. Eine entsprechende Unterteilung in jeweils verschiedene lithostratigraphische Schicht-

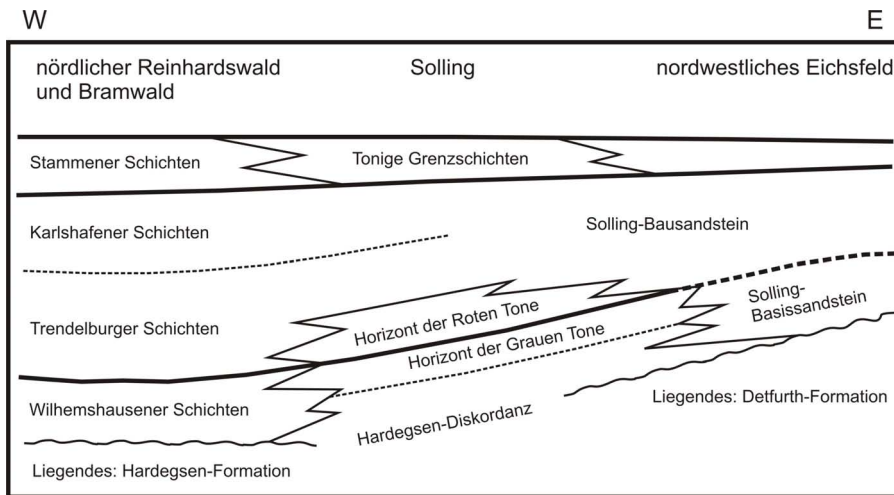


Abb. 3.4: *Lithostratigraphische Faziesgliederung der Solling-Formation in der Region Südniedersachsen; verändert nach Rettig (1996).*

einheiten ist hingegen im nordwestlichen Eichsfeld (Eichsfeld-Altmark-Schwelle) und Solling (nördlicher Bereich des Reinhardswald-Troges) nicht gelungen. Mehrere Schichteneinheiten werden hier als Solling-Bausandstein zusammengefasst (Abb. 3.4). Die Region der Eichsfeld-Altmark-Schwelle wird zudem durch starke laterale und vertikale Unterschiede hinsichtlich der lithologisch-faziellen Ausbildung geprägt. Dieser deutliche lithologische Wechsel vom Schwellenscheitel zum Rand ist vermutlich an tektonische Elemente gebunden, die die Schwellenkernzone (Horststruktur) begrenzen (Rettig, 1996).

Im Reinhardswald (zentraler Bereich des Reinhardswald-Troges) bilden die Wilhelmshausener Schichten den basalen Teil der Solling-Formation und lagern diskordant auf der obersten Hardegsen-Wechselfolge (Backhaus *et al.*, 1958; Trusheim, 1961; Lepper, 1977). Sie bestehen aus grob- bis mittelkörnigen, gelblich-weißgrauen, schräggeschichteten Sandsteinen. Vereinzelt treten im nordöstlichen Reinhardswald auch Feinkiesgerölle auf (Backhaus *et al.*, 1958). Nach Norden (Solling, nördlicher Bereich des Reinhardswald-Troges) nimmt die Korngröße weiter ab und es findet eine Verzahnung mit der Fazies der Grauen Tone statt, deren basaler Teil lokal von einem weißvioletten Solling-Basissandstein gebildet werden kann (Backhaus *et al.*, 1958; Herrmann & Hofrichter, 1963; Lepper, 1977). Im Beckenzentrum erreichen die Wilhelmshausener Schichten eine Mächtigkeit von bis zu 15 m (Lepper, 1977; Backhaus *et al.*, 1980) und nehmen in der Region Südniedersachsen auf 5 m ab. Auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle wird im Allgemeinen der untere Teil der Solling-Formation durch den Solling-

Basissandstein gebildet. Der bis zu 1,5 m mächtige Solling-Basissandstein besteht im unteren Bereich aus einem weißgrauen, karbonatisch gebundenen Sandstein mittlerer Korngröße, in dem Tongallen und Karbonatknollen eingeschaltet sind (Weber, 2000). Darüber folgt ein bis zu 5 m mächtiger hellgrauer fein- bis grobkörniger Sandstein, der ebenfalls Karbonatkonkretionen mit Anreicherungen von Tongallen enthält. Nach Rettig (1996) korreliert der Solling-Basissandstein mit den Wilhelmshausener Schichten der Reinhardswald Region.

Auf die basalen Schichtglieder folgen im Reinhardswald ohne deutliche Abgrenzung die Trendelburger Schichten. Es handelt sich vorwiegend um weißgraue bis graugrüne Sandsteine, die im Vergleich zu den Wilhelmshausener Schichten etwas feinkörniger (mittel- bis feinkörnig) und weniger stark schräggeschichtet sind (Rettig, 1996). In die bis zu 2 m mächtigen Bänke schalten sich untergeordnet graugrüne bis rote Tonsteinefolgen ein. Lokal treten in der bis zu 60 m mächtigen Abfolge Tonsiltsteine auf, die reich an Glimmer, Pflanzenhäcksel sowie Manganmulm sind (Weber, 2000). Im Norden (Solling) findet eine Verzahnung mit der Fazies der roten Tonsteine statt, die hier direkt auf der Fazies der Grauen Tonsteine lagern. Der rötlichbraune, glimmerhaltige Tonsiltstein der Roten Tonsteine wird im Hangenden von massigen Sandsteinbänken des Solling-Bausandsteins abgelagert. Die darauffolgenden Karlsruhafener Schichten des Reinhardswaldes bestehen aus dickbankigen, vorwiegend grau-violetten bis rotbraunen Sandsteinen, die reich an Tonmineralen und Glimmern sind. Häufig schalten sich in die Sandsteine rot-violette, glimmerreiche Tonsiltsteine ein, die lo-

kal Mächtigkeiten von bis zu 3 m erreichen. Insgesamt erreicht die Abfolge in der Umgebung Bad Karlshafen eine Mächtigkeit von etwa 30 m (Weber, 2000). Am westlichen Rand der Eichsfeld-Altmark-Schwelle schließt sich an die basalen Schichtglieder die Fazies des Solling-Bausandsteins an.

Im Bereich der Kernzone der Eichsfeld-Altmark-Schwelle führt jedoch eine Erosionsdiskordanz (S-Diskordanz) zur Mächtigkeitsreduktion bzw. zu einem Schichtausfall des Solling-Bausandsteins (Krämer & Kunz, 1969; Herrmann & Hofrichter, 1962; Rettig, 1996). Das dadurch entstandene Erosionsrelief wird durch eine Wechselfolge, bezeichnet als Tonige Zwischenschichten nach Gaertner (1961), Tonige Grenzschichten nach Lukas & Wenzel (1991) sowie Holunger-Wechselfolge nach Rettig (1996), aus glimmerreichen Tonsiltsteinen und gelbbraunen Feinsandsteinen ausgeglichen. Die Mächtigkeit der Wechselfolge nimmt daher von der Schwellenkernzone zum Rand ab (Abb. 3.5).

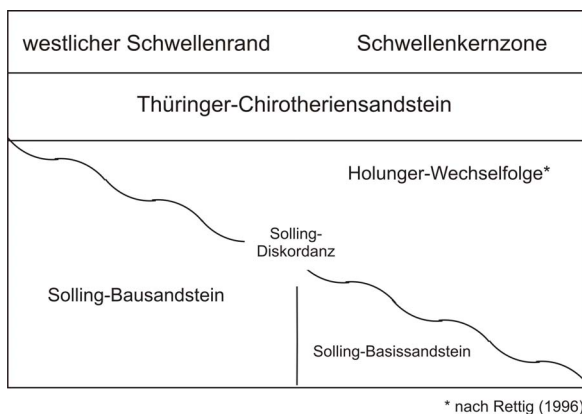


Abb. 3.5.: Gliederung der Solling-Formation im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle nach Rettig (1996).

Das oberste Schichtglied der Solling-Formation bilden im Reinhardswald die Stammener Schichten, die zur tonigen Playafazies des Röt überleiten. Sie sind demnach aus massigen, bräunlich-roten Tonsiltsteinen zusammengesetzt, in die geringmächtige, hellgraue, quarzitisches und karbonatisch gebundene Feinsandsteine eingeschaltet sind (Weber, 2000). In Richtung Norden (Solling) nimmt der Anteil an tonigem Material gegenüber sandigem Material zu. Die im Solling anzutreffenden Tonigen Grenzschichten entsprechen dabei den Stammener Schichten des

Reinhardswaldes. Ein Äquivalent zu den Stammener Schichten stellen vermutlich die Schichten des Thüringischen Chirotheriensandsteins im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle dar, die aus einem fein- bis mittelkörnigen Sandstein bestehen (Rettig, 1996).

3.4.1. Tektogenese des Solling-Gewölbes

Das Solling-Gewölbe, zu dem der Reinhardswald, der Solling sowie der Brahmwald zählen, stellt das wichtigste tektonische Bauelement im Untersuchungsgebiet dar (Hedemann, 1957; Lohmann, 1959). Diese Gewölbestructur, die sich vorwiegend aus Sandsteinen der Solling-Formation zusammensetzt, wird im Westen und Osten von Muschelkalkablagerungen eingerahmt (Abb. 3.6). Im Norden wird das Solling-Gewölbe durch die Hilsscholle entlang der Elfas-Achse überschoben (Lepper, 1991). Im Süden geht das Solling-Gewölbe ohne markante Grenze in die Hessische Senke über. Die westliche Grenze bildet das Egge-System. Der Leinetalgraben bildet die östliche Begrenzung und stellt auch gleichzeitig die Westbegrenzung zur Eichsfeld-Altmark-Schwelle dar.

Das Solling-Gewölbe unterteilt sich weiter in drei Teilgewölbe. Das Glashütter Teilgewölbe umfasst den Reinhardswald und den Brahmwald, das Silberborner Teilgewölbe den nordwestlichen Solling (Hedemann, 1957; Lepper, 1979). Der südöstliche Solling wird durch das Volpriehausener Teilgewölbe aufgebaut. Die einzelnen Teilgewölbe werden durch das Falkenhagener und Derentaler Grabensystem sowie die Helmarshausener Mulde voneinander getrennt. Der Nienover Graben ist eine weitere markante Struktur, der das Gebiet in Nordwest-Südost-Richtung durchzieht.

Die Genese des Solling-Gewölbes geht wesentlich auf verschiedene Extensionsphasen des zerfallenden Pangaea und der Transpressionsbewegung im Verlauf der alpidischen Orogenese zurück. Stark schwankende Sedimentmächtigkeiten und *fining-upward*-Sequenzen sind das Ergebnis dieser synsedimentären tektonischen Bewegungen. Im Bereich mächtiger Zechstein-Salze kam es zudem zu halotektonischen Bewegungen, die an der Ostflanke des Volpriehausener Teilgewölbes zu einer Salzanschuppung und Ausbildung eines begrenzten Salzkissens führten (Lepper, 1997). Das aufdringende Zechstein-Salinar wirkte zudem lokal als

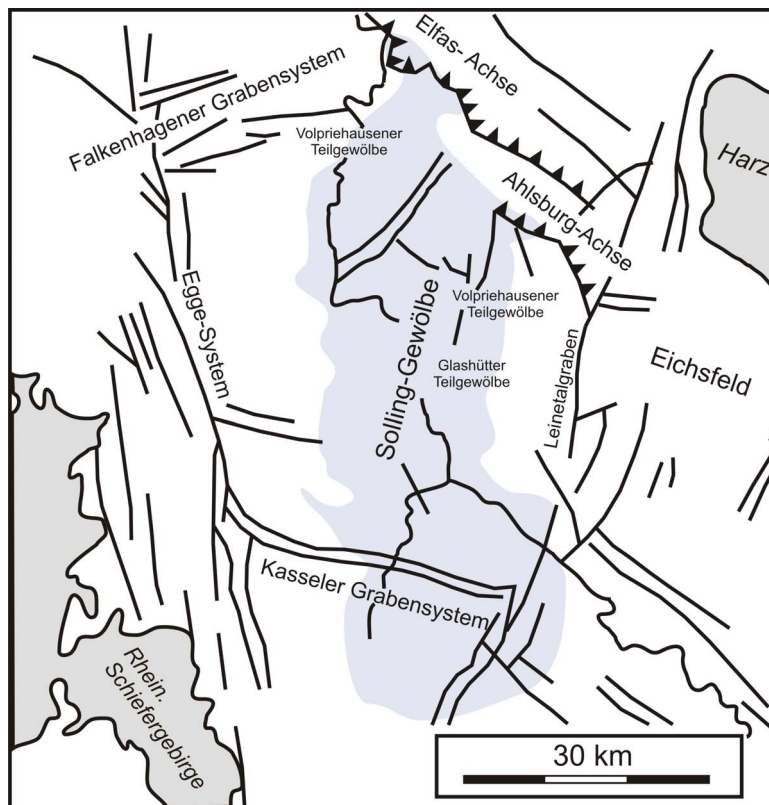


Abb. 3.6: Tektonische Bauelemente des Untersuchungsgebietes mit dem Solling-Gewölbe im Zentrum (hellblau); verändert nach Weber (2000).

duktiler Gleithorizont und begünstigte die Reaktivierung von Störungszonen (Ahlsburg- und Elfas-Achse) (Herrmann *et al.*, 1967, 1968). Während der alpidischen Orogenese kam es in der Oberkreide zur Hebung der Abfolgen im Reinhardswald-Trog. Die exponierten Sedimente wurden im Tertiär und Pleistozän bis auf das Niveau der Solling-Formation erodiert. Die Hebungsprozesse kamen im Pleistozän weitgehend zum Stillstand.

3.4.2. Stratigraphische Einordnung der bearbeiteten Aufschlüsse

Schnelle fazielle Wechsel führen im Untersuchungsgebiet zu einer regional schwankenden Ausbildung einzelner Schichtglieder der Solling-Formation. Um den Einfluss dieser Fazieszonen auf die Ausbildung des Kluftsystems zu untersuchen, wurden daher Aufschlüsse in der Region Reinhardswald, Solling und Eichsfeld detailliert aufgenommen (Tab. 3.1).

Die Auswahl der Aufschlüsse richtet sich dabei in erster Linie nach geeigneten Aufschlussverhältnissen, die eine Aufnahme der in Kap. 4 beschriebenen Kluftparameter ermöglichten. Die Aufschlüsse im Bereich des Reinhardswaldes wer-

den der höheren Solling-Formation zugeordnet und umfassen vorwiegend Teile der Karlshafener und Trendelburger Schichten. In den bearbeiteten Aufschlüssen des Solling treten Gesteine des höheren Solling-Bausandsteins auf. Im Bereich der Schwellenposition treten sowohl Gesteine des Solling-Basissandsteins als auch des Solling-Bausandsteins auf. Nachfolgend werden die Aufschlüsse in Bezug auf ihre stratigraphische Stellung und ihr petrographisches Inventar näher erläutert.

3.4.2.1. Region Reinhardswald

Bei den untersuchten Aufschlüssen handelt es sich um aktive oder offengelassene Steinbrüche, die sich ausschließlich an den bewaldeten Steilhängen der Weser befinden. Da das Gestein häufig treppenförmig mit Baggern abgebaut wird, können die Aufschlusswände eine Höhe von bis zu 30 m erreichen. Die Gesteine in den bearbeiteten Aufschlüssen des Reinhardswaldes setzen sich vorwiegend aus horizontal geschichteten, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen zusammen. Aufgrund der fluviatilen Ablagerungsbedingungen sind die bis zu 1,5 m mächtigen Schichten in ihrer Bankmächtigkeit häufig nicht konstant und keilen daher innerhalb von mehreren Metern aus. Die grauen bis

Tab. 3.1.: Lage der untersuchten Aufschlüsse

Lokalität	Rechtswert	Hochwert	Region
Bad Karlshafen, akt. Steinbr. „Dreiländereck“,	3530450	5724250	Reinhardswald
Bad Karlshafen, akt. Steinbr. „Westfalentor“,	3530150	5723400	Reinhardswald
Lobach, akt. Steinbr. „am Sportplatz“,	3536600	5747500	Solling
Arholzen, stillgel. Steinbr. „an der Bahntrasse“,	3538800	5747500	Solling
Uder, akt. Steinbr. „der Firma Traco“,	3574300	5693300	Eichsfeld
Reinhausen, stillgel. Steinbr. „am Stangenberg“,	3571750	5703000	Eichsfeld

grüngrauen, tonarmen Gesteine der Trendelburger Schichten sind quarzitisches zementiert und werden aufgrund ihres hohen Feldspatgehaltes als Subarkosen bezeichnet (Weber, 2000). Die Karlshafener Schichten werden aus quarzitisches zementierten Gesteinen von rotvioletter bis rötlichbrauner Farbe gebildet (Abb. 3.7). Sie werden analog zu den Trendelburger Schichten aufgrund eines hohen Ton- und Feldspatgehaltes als subarkosische Wacken bezeichnet (Weber, 2000). Die gute Spaltbarkeit der Sandsteine wird durch einen hohen Glimmergehalt auf schichtparallelen Flächen erreicht. Zwischen den Sandsteinbänken sind feingeschichtete, glimmerreiche Tonsiltsteine mit rotvioletter Farbe eingeschaltet (Abb. 3.8). Des Weiteren treten vereinzelt auch braunschwarze bis rotviolette Schichten aus feingeschichtetem, glimmerarmem, tonig-siltigem Material auf, die nach Lep-

per (1976) als Manganmulm beschrieben werden (Abb. 3.8). In den bearbeiteten Aufschlüssen besitzen die Schichten eine nahezu sölhlige Lagerung.

3.4.2.2. Region Solling

Bei den untersuchten Aufschlüssen im Solling (Nordflanke des Solling-Gewölbes) handelt es sich um aktive oder offengelassene Steinbrüche. Der Sandstein wird häufig einfach mit Baggern von den Wänden gebrochen. Bei größeren Rohblöcken findet zudem eine Formatierung unter Verwendung von Pressluftbohrern und dem manuellen Einsatz von Federkeilen statt. Aufgeschlossen sind Gesteine des obersten Solling-Bausandsteins, der vorwiegend aus rötlichgrauen, feinkörnigen Sandsteinen besteht und mit rotvioletten Siltsteinen und grün-



Abb. 3.7.: Sandsteinbänke der Karlshafener Schichten im aktiven Steinbruch „Dreiländereck“. Das Gestein ist stark zerklüftet und keilt aufgrund der fluviatilen Ablagerungsbedingungen häufig innerhalb von mehreren Metern aus (Blickrichtung nach Norden).

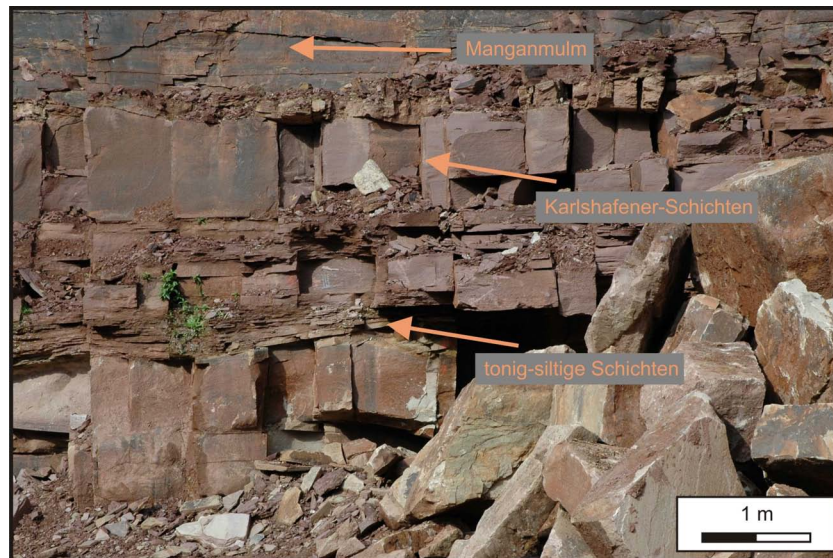


Abb. 3.8.: Solling-Sandstein in Wechsellagerung mit tonig-siltigen Schichten und Manganmulm im aktiven Steinbruch „Dreiländereck“ (Blickrichtung nach Norden).

grauen Tonsteinen wechsellagert. In dem Steinbruch „an der Bahntrasse“ sind im obersten Teil des Steinbruches bereits die Tonigen Grenzschichten aufgeschlossen (Abb. 3.9). Im Gegensatz zu Bad Karlshafen sind die undeutlich parallel geschichteten Sandsteine in den untersuchten Aufschlüssen dickbankiger ausgebildet. Seltener treten plattige, gut spaltbare Lagen auf. Charakteristisch ist das Vorkommen von Sandnestern mit bis zu 1 cm Durchmesser, die an exponierten Aufschlusswänden löchrig auswittern. Analog zu den Aufschlüssen in Bad Karlshafen sind die Schich-

ten in ihrer Bankmächtigkeit nicht konstant und keilen über mehrere Meter aus.

3.4.2.3. Region Eichsfeld

Der Solling-Basissandstein ist an den beiden Flanken eines Nordwest-streichenden Tals zwischen Reinhausen und Bremke (Westflanke der Eichsfeld-Altmark-Schwelle) aufgeschlossen. Es handelt sich um einen alten stillgelegten Steinbruch, deren bis zu 15 m hohe Aufschlusswände



Abb. 3.9.: Sandsteine des obersten Solling-Bausandsteins in einem offengelassenen Steinbruch der Firma Helmer (Blickrichtung nach Norden). Im obersten Bereich sind bereits die Tonigen Grenzschichten aufgeschlossen.



Abb. 3.10.: *Aufgeschlossener Basissandstein der Solling-Formation im Steinbruch „am Stangenberg“ bei Reinhausen. Die Sandsteinbänke sind auffallend dickbankig und wechsellagern mit tonig-siltigen Schichten (Blickrichtung nach Norden).*

häufig Abbauspuren durch den Pickhammer zeigen. Im unteren Bereich besteht der Sandstein aus weißgrauen bis weißvioletten verkieselten Feinsandsteinen. Im Hangenden treten rotbraune Mittelsandsteine auf, die stark karbonatisch sind. Die teils kieselig, teils karbonatisch gebundenen Sandsteine werden nach Weber (2000) als Subarkosen bezeichnet. Lösungsprozesse führen an den Erosionsflächen aufgrund des karbonatischen Bindemittels zu einer Entfestigung des Gefüges, welches zu einem starken Absanden der Gesteine führt. Des

Weiteren tragen auch grüngraue Tongallen und Karbonatknollen, die häufig durch Lösungsprozesse entfernt wurden, zu einem löchrigen Erscheinungsbild bei. Die Karbonatkonkretionen stellen vermutlich Reste von Kalkalgen dar, die unter marinen Bedingungen Algenkrusten bildeten und beim Trockenfallen umgelagert und in litoralem Sand abgelagert wurden (Rettig, 1996). Die häufig schräggeschichteten Sandsteine sind auffallend dickbankig mit Mächtigkeiten von bis zu 5 m und befinden sich in Wechsellagerung mit grüngrauen



Abb. 3.11.: *Aktiver Steinbruch in Uder, in dem der Solling-Bausandstein aufgeschlossen ist. Die Schichten sind der Region entsprechend äußerst dickbankig und erreichen Mächtigkeiten von über 2 m (Blickrichtung nach Nordwest).*

Tonsteinen und grauen Siltlagen (Abb. 3.10). Die Zwischenlagen können eine Mächtigkeit von bis zu 1 m erreichen und erlangten durch Fossilfunde von Pfeilschwanzkrebsen besondere Aufmerksamkeit (Meischner, 1962).

Des Weiteren wurde ein Steinbruch bei Uder (in der Nähe von Heiligenstadt) untersucht, in dem der Solling-Bausandstein aufgeschlossen ist (Abb. 3.11). Eine Abgrenzung des Bausandsteins zum Liegenden ist durch das Fehlen eines deutlich erkennbaren Basissandsteins relativ unsicher. Der Solling-Bausandstein liegt hier vermutlich diskordant auf Detfurth-Sandstein, der dort dem Solling-Bausandstein sehr ähnelt (Rettig, 1996). Die überwiegend rotbraunen Sandsteinbänke können eine Mächtigkeit von über 2 m erreichen und werden von einzelnen, geringmächtigen Ton- und Schluffsteinlagen getrennt. In Partien zeigt der Sandstein eine Bleichung durch die Abfuhr von Eisen.

4. Charakterisierung der untersuchten Kluftsysteme

Für die Entwicklung eines diskreten Strukturmodells zur Simulation von Strömungsprozessen ist in erster Linie eine detaillierte Beschreibung über den geometrischen Aufbau eines Kluftsystems von Interesse. In diesem Kapitel werden zunächst Ursachen und Prozesse zur Entstehung von Kluftnetzen sowie verschiedene Erscheinungsformen von Kluftsystemen vorgestellt und mit den im Untersuchungsgebiet vorkommenden Strukturen verglichen. Daran schließt sich eine Beschreibung und Einordnung der im Gelände anzutreffenden Kluftsysteme mit Hilfe von Kluftparametern, wie Kluftlänge, Kluftabstand und Kluftorientierung, an. Die gewonnene Datenmenge wird anschließend mit statistischen Verfahren auf ihre repräsentativen Merkmale untersucht.

4.1. Entstehung von Klüften und Kluftsystemen

Die allgemeine Definition des Begriffes Kluft geht auf die Einteilung tektonischer Bruchformen durch Cloos (1936) zurück und bezeichnet Diskontinuitäten im Gestein, an denen keine messbare Verschiebungskomponente parallel zu den Bruchflächen stattfand. Folglich handelt es sich bei einer Kluft nach den drei grundlegenden bruchhaften Deformationsmechanismen um einen Extensionsbruch (Mode 1), bei dem die Zugfestigkeit des Gesteins überschritten wurde (Eisbacher, 1996; Davis & Reynolds, 1996).

Der Bruchvorgang in einem Gesteinskörper wird durch Spannungen hervorgerufen, die häufig unterschiedliche Ursachen haben können (Singhal & Gupta, 1999):

- Deformation des Gesteins als Folge tektonischer Bewegungen,
- Volumenänderung durch Abkühlungsprozesse in magmatischen Gesteinen oder durch Trocknungsprozesse von Sedimenten,

- Entlastungsprozesse bei vertikaler oder lateraler Entspannung,
- Verwitterungsprozesse,
- Oberflächliche Verschiebungen.

Der Bruchsprung einer Kluft ist meist auf Inhomogenitäten im Gestein, wie Fossilien oder Mikrorisse, zurückzuführen (Pollard & Aydin, 1988). An den Spitzen der Diskontinuitäten können sich unter Zug- oder niedrigen Druckbelastungen Spannungskonzentrationen entwickeln, deren Magnitude ein Vielfaches der von außen wirkenden Zugspannungen annimmt (Peng & Johnson, 1972; Tapponnier & Brace, 1976; Hoek & Bieniawski, 1984; Pollard & Aydin, 1988).

Extensionsbrüche können sich außerdem unter hohen Kompressionsbedingungen in beträchtlichen Erdtiefen bilden. In diesem Zusammenhang spielt der Porenflüssigkeitsdruck innerhalb des Gesteins eine entscheidende Rolle. Der Porendruck wirkt allseitig und normal auf die Kornoberflächen (hydrostatischer Druck) und folglich dem lithostatischen Druck entgegen. Die Porenflüssigkeit reduziert daher den Anteil der Spannung in der Festkomponente an der Gesamtnormalspannung. Die Differenz zwischen totaler Normalspannung σ_{tot} und Porendruck P_f wird als effektive Spannung σ_{eff} bezeichnet:

$$\sigma_{eff} = \sigma_{tot} - \alpha P_f \quad (4.1)$$

Je nach Gesteinsart verringert der Porendruck den lithostatischen Druck jedoch nicht vollständig und muss daher mittels des α -Koeffizienten (Biot-Koeffizient) korrigiert werden. Häufige α -Werte für verschiedene Sandsteine liegen zwischen 0,64-0,85 (Wang, 2000). Nach Braun (2006) besteht ein Zusammenhang zwischen der Porosität des Gesteins und des Biot-Koeffizienten. Gering poröse Gesteine zeigen niedrige Biot-Koeffizienten und erfahren daher bei Porendruckveränderung nur geringfügige Änderungen in den effektiven Spannungen. Bei

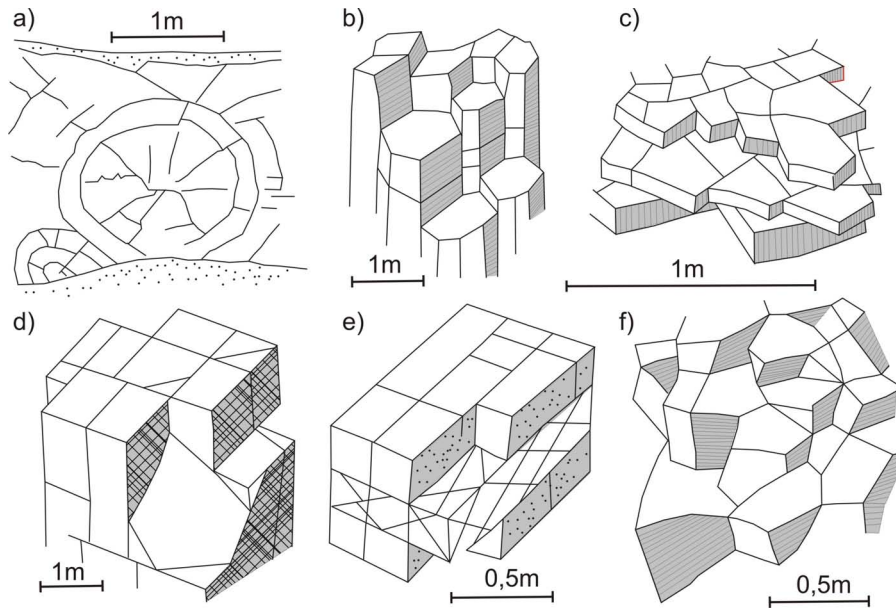


Abb. 4.1.: Geometrische Ausbildung von Kluftsystemen: (a) kreisförmig in Andesiten, (b) polygonal in Basalten, (c) polygonal in Kalksteinen, (d) orthogonal in Graniten, (e) komplex in Sandsteinen und Tonsteinen sowie (f) chaotisch in Doleriten; verändert nach Chernyshev & Dearman (1991).

Porositäten unter 5% konnten Koeffizienten von unter 0,4 bestimmt werden (Braun, 2006).

Bei entsprechend hohem Porenflüssigkeitsdruck können die effektiv wirksamen Spannungen soweit reduziert werden, bis das Bruchkriterium von Gesteinen erreicht wird. Diskontinuitäten mit einem großen Längenverhältnis (z.B. Mikrorisse) begünstigen hierbei die Bildung einer Kluft aufgrund von Spannungskonzentration an ihren Spitzen (Jaeger *et al.*, 2007). Solche fluidinduzierten Brüche werden auch Hydrobrüche genannt.

Neben dieser Wirkungsweise von Porenflüssigkeiten können sich Hydrobrüche aber auch bilden, wenn eine unter Druck stehende Flüssigkeit aus einer Schicht in eine auflagernde Schicht eindringt (Brace, 1964; Mandl & Harkness, 1987; Meier & Kronberg, 1989). Voraussetzung für einen solchen Hydrobruch ist, dass der Porenflüssigkeitsdruck P_p die kleinste Horizontalspannung σ_3 sowie die Zugfestigkeit T_o der auflagernden Schicht überschreitet:

$$P_p > \sigma_3 + T_o \quad (4.2)$$

Die meisten Hydrobrüche sind Extensionsbrüche (Mode 1), die in der Regel senkrecht zur kleinsten Hauptnormalspannung σ_3 und parallel zur größten Hauptnormalspannung σ_1 ausgerichtet sind.

Vom Bruchsprung ausgehend breitet sich ei-

ne Kluft schrittweise mit einem runden bis elliptischen Umriss im Gestein aus. Aufgrund der Heterogenität von Gesteinen und lokalen Spannungsfeldänderungen während der Bruchausbreitung entstehen auf den Kluftoberflächen charakteristische divergierende Riefungen, die als Plumose-Strukturen bezeichnet werden (Hodgson, 1961; Bankwitz, 1966). Es wird angenommen, dass die an Federn oder Besen erinnernden Strukturen die Richtung der Bruchausbreitung dokumentieren. Eine zusammenfassende Darstellung von Plumosen-Strukturen findet sich in Pollard & Aydin (1988) sowie Meier & Kronberg (1989).

Klüfte treten in der Regel nicht einzeln, son-

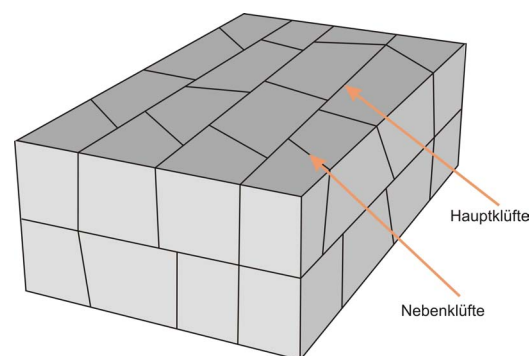


Abb. 4.2.: Das orthogonale Kluftsystem mit Einteilung in Haupt- und Nebenklüfte nach Bock (1980).

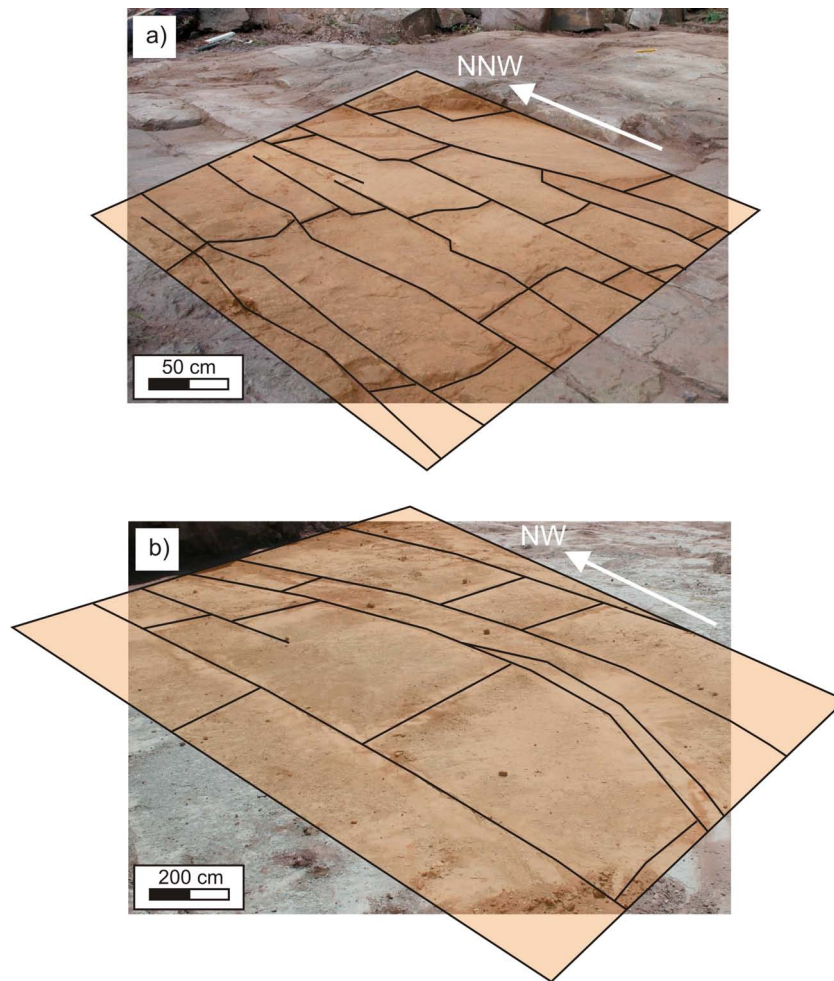


Abb. 4.3: Aufsicht auf das Kluftsystem mit zwei orthogonalen Kluftscharen und Einteilung in Haupt- und Nebenklüfte in einem Steinbruch a) „Dreiländereck“ bei Bad Karlshafen und b) der Firma Traco bei Uder (vgl. Tab. 3.1).

dern in Form von komplexen Kluftgeometrien auf. Eine Klassifizierung unterschiedlicher Kluftsysteme ist in Chernyshev & Dearman (1991) dargestellt (Abb. 4.1). Die in Gesteinskörpern am häufigsten zu beobachtende Kluftgeometrie ist das orthogonale Kluftsystem, das sich aus orthogonal zueinander stehenden Klüften zusammensetzt. Die Gesamtheit der annähernd parallel orientierten Klüfte bildet hierbei eine Kluftchar.

An Kluftsystemen, bei denen eine Kluftchar an der anderen absetzt, kann eine Altersbeziehung zwischen beiden Scharen hergestellt werden, da vorhandene Klüfte als Ausbreitungsstopp fungieren (Pollard & Aydin, 1988). Die Klüfte der älteren Kluftchar werden als Hauptklüfte (auch systematische Klüfte) bezeichnet, während die jüngere Generation von Klüften als Nebenklüfte (auch unsystematische Klüfte) dokumentiert sind (Abb. 4.2) (Hodgson, 1961; Bock, 1980).

Haupt- und Nebenklüfte sind in der Regel ungleichwertig entwickelt. Die Ungleichwertigkeit findet sich bei allen geometrischen Parametern wie-

der, z.B. der Streuung der Kluftorientierung, der Größe der Kluftabstände oder dem Grad der Rauigkeit der Kluftwandungen (Bock, 1980).

Nach den Vorstellungen von Bock (1976) entwickelt sich ein orthogonales Kluftsystem mit ungleichen Kluftscharen in der Weise, dass zunächst die Hauptklüfte senkrecht zur kleinsten Hauptnormalspannung σ_3 entstehen. Während der Bildung werden die Spannungen soweit abgebaut, dass es zu einer Angleichung der kleinsten (σ_3) und intermediären (σ_2) Hauptnormalspannung im lokalen Spannungsfeld kommt. Im weiteren Verlauf wechseln beide Hauptnormalspannungen untereinander. Die Bildung neuer Klüfte (Nebenklüfte) findet dann senkrecht zur alten Kluftichtung (Hauptklüfte) statt (Price, 1959, 1966; Bock, 1980).

Des Weiteren konnte Bai *et al.* (2000) anhand von numerischen Modellierungen zeigen, dass die intermediäre und die kleinste Hauptnormalspannung im lokalen Spannungsfeld wechseln, wenn während der Bildung der Hauptkluftchar das Verhältnis zwischen Kluftabstand und Schichtmäch-

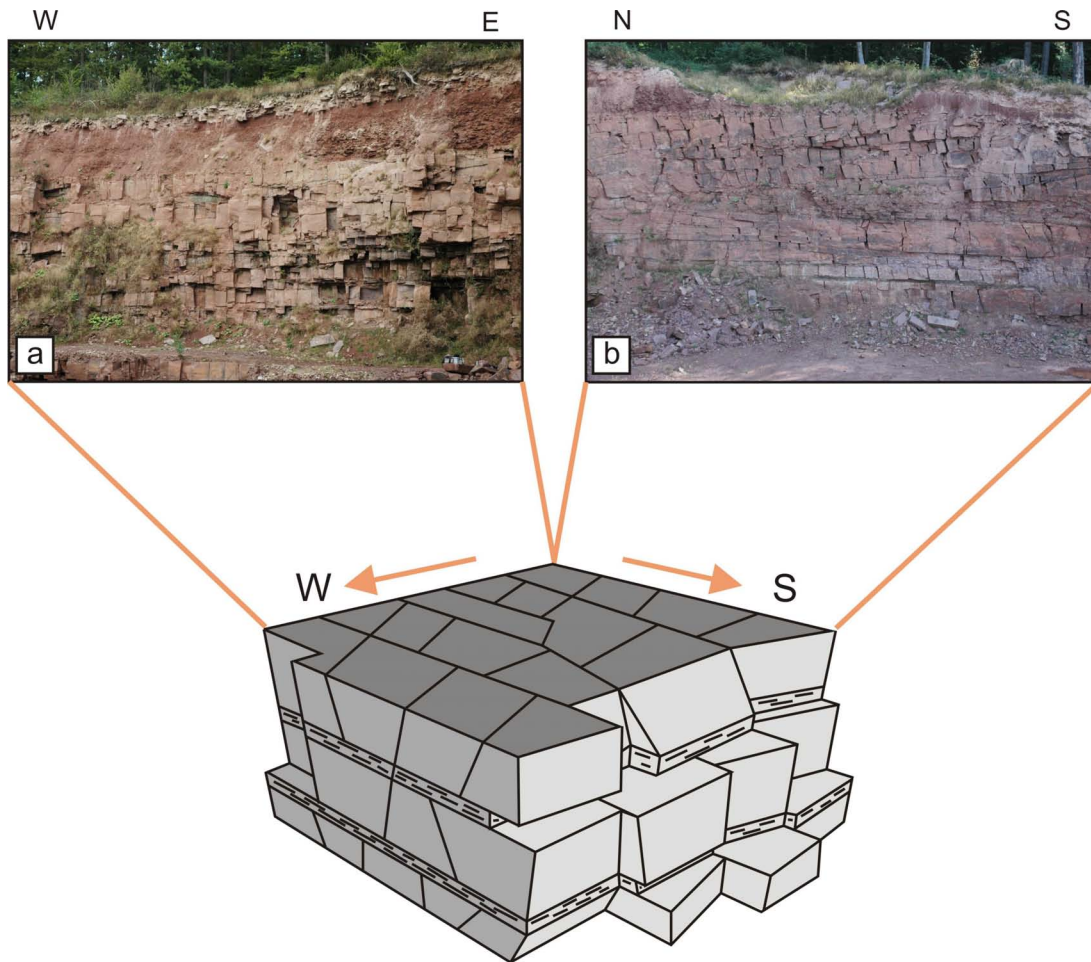


Abb. 4.4.: *Schematische Darstellung des Kluftsystems in dem Steinbruch „Dreiländereck“ bei Bad Karlshafen. Die Ost-West-streichenden Nebenkluftsysteme setzen am Kontakt zu den Hauptkluftsystemen ab und bilden Aufschlusswände mit einem deutlichen Relief. Die geradlinig verlaufenden Hauptkluftsysteme bilden dagegen häufig ebene Aufschlusswände.*

tigkeit einen kritischen Wert unterschreitet.

In den flach lagernden Sedimentgesteinen des Untersuchungsgebietes sind ausschließlich orthogonale Kluftsysteme zu beobachten (Abb. 4.3). Kennzeichnend für die Aufschlüsse ist, dass die beiden steil stehenden Kluftscharen sich wesentlich in ihren geometrischen Eigenschaften unterscheiden. Eine Kluftchar wird meist von geradlinig verlaufenden Kluftflächen gebildet. Die senkrecht dazu stehenden Kluftflächen der zweiten Kluftchar stoppen häufig am Kontakt zur älteren Kluftchar und variieren in ihrer Ausrichtung weitaus stärker. Aufgrund dieser typischen Eigenschaften kann zwischen Haupt- und Nebenkluftsystemen unterschieden werden.

In den Aufschlüssen bei Bad Karlshafen wird zudem die Morphologie der Aufschlusswände deutlich durch die Ungleichwertigkeit beider Kluftscharen

kontrolliert. Die Hauptkluftsysteme bilden aufgrund ihrer geradlinig verlaufenden Kluftflächen häufig ebene Aufschlusswände, während die in ihrer Richtung stark streuenden Nebenkluftsysteme eine z.T. erhebliche Reliefbildung nach sich ziehen. (Abb. 4.4).

4.2. Aufnahme und Charakterisierung von Klüften und Kluftsystemen

Da die Klüfte einzelner Kluftscharen sich meist morphologisch unterscheiden, werden im folgenden Kapitel Parameter vorgestellt, die eine vollständige Charakterisierung und somit Unterscheidung einzelner Kluftscharen ermöglichen. Die wichtigsten Parameter sind: Kluftorientierung, Kluftabstand sowie Kluftlänge (Lee & Farmer, 1993;

Priest, 1993).

4.2.1. Klüftorientierungen

Methoden zur Messung und Auswertung von Klüftorientierungen sind durch zahlreiche Autoren beschrieben (Dershowitz & Einstein, 1988; Priest, 1993). Die Raumlage der Klüfte wird traditionell in Aufschlüssen mittels eines Gefügekompasses oder an Bohrlöchern bzw. -kernen (Narr, 1996; Wu & Pollard, 2002) bestimmt. Eine Methode zur Bestimmung der Raumlage von Klüften mittels stereographischer Bildanalyse wird in Grobler *et al.* (2003) beschrieben.

Bei der Aufnahme von Orientierungsdaten müssen eventuell auftretende Stichprobenfehler aufgrund einer begrenzten Beobachtungsfläche berücksichtigt und korrigiert werden, da sonst annähernd parallel zur Aufschlusswand streichende Klüftpopulationen unterbewertet werden (Terzaghi, 1965; Wathugala *et al.*, 1990). Um bereits mögliche systematische Fehler bei der Aufnahme zu minimieren, sind daher Messungen in mindestens zwei, möglichst drei Raumrichtungen vorzunehmen.

Um eine statistische Verteilung der Klüftorientierungen, d.h. der Zustandsgrößen Einfallswinkel und Einfallrichtung, vorzunehmen, wurden die in Tab. 3.1 beschriebenen Aufschlüsse der Regionen Reinhardswald, Solling sowie Eichsfeld (Daten aus dem Steinbruch bei Reinhausen) detailliert aufgenommen. Die Definitionen für Streichrichtung, Einfallswinkel und Einfallrichtung sind Priest (1993) entnommen. Da der Abbau in den aktiven Steinbrüchen in allen Fällen durch das orthogonale Klüftsystem kontrolliert wird, bilden die Aufschlusswände die räumliche Ausrichtung des Klüftsystems nach. Entlang der beiden orthogonal zueinander stehenden Aufschlusswände konnte jeweils eine der beiden Klüftscharen vollständig aufgenommen werden. Auf eine Korrektur geometrischer Fehler wurde aus diesem Grund verzichtet.

In den drei Regionen ist deutlich ein orthogonales Klüftsystem zu erkennen, das sich aus zwei steil stehenden Klüftscharen (Klüftschar I und II) abbildet, die senkrecht zu den flach lagernden Schichtflächen orientiert sind (Abb. 4.5). Das Einmessen des Schichteinfallens bringt aufgrund der fast söhligten Lagerung gewisse Schwierigkeiten mit

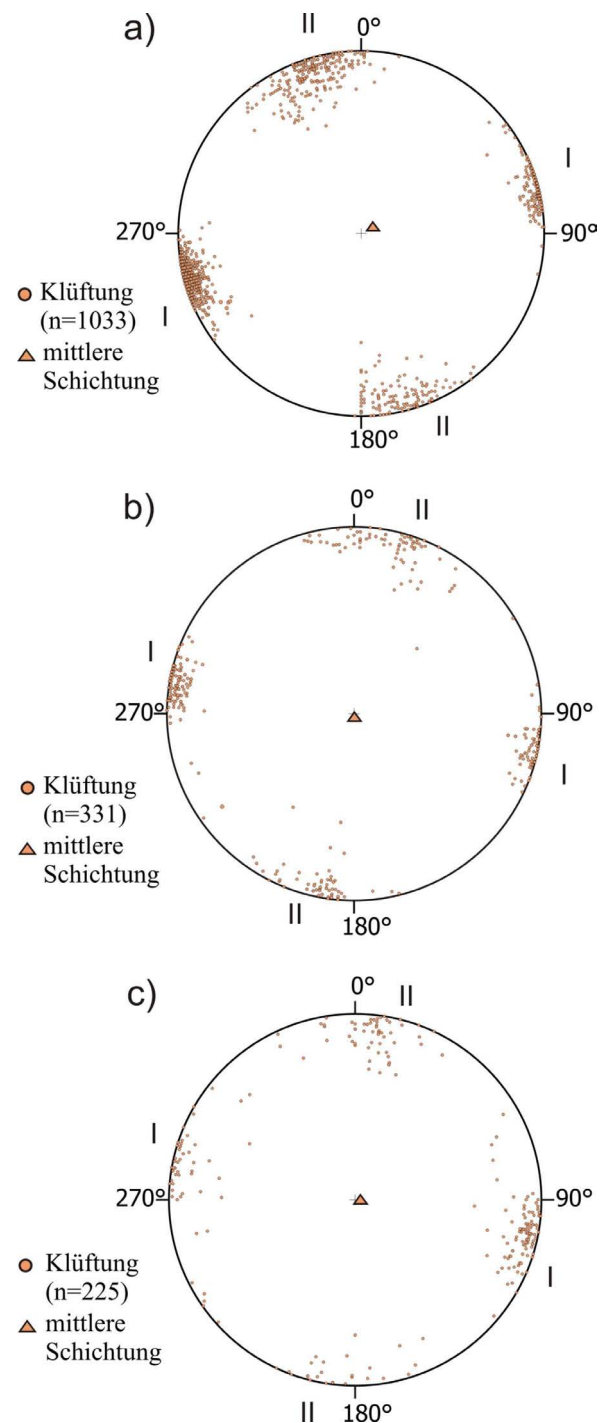


Abb. 4.5.: Polpunktdarstellung der Klüftflächennormalen und des mittleren Schichteinfallens für die untersuchten Aufschlüsse der Regionen a) Reinhardswald, b) Solling und c) Eichsfeld. Das Klüftsystem wird aus zwei orthogonalen Klüftscharen gebildet, die senkrecht zu den flach lagernden Schichtungsflächen orientiert sind. Die Klüftschar II streut gegenüber der Klüftschar I wesentlich stärker.

sich. Besonders in stillgelegten Steinbrüchen kann es aufgrund der Schwerkraft oder durch Verwitter-

rungsprozesse (z.B. Rutschung auf stark tonigen Zwischenschichten) zu einer Verstellung von Gesteinsblöcken und somit zu einer Veränderung der ursprünglichen Orientierung kommen (Hedemann, 1950). Die eingemessenen Werte der Schichtlagerung sind daher Durchschnittswerte für jeden Aufschluss, gewonnen aus einer je nach Größe und Aufschlussverhältnissen verschiedenen Anzahl von Messungen.

Für die Aufschlüsse der Region Reinhardswald liegen die Mittelwerte der beiden Streichrichtungen bei 165° (Kluftschar I) und 74° (Kluftschar II). Der Aufschluss der Region Solling (Kluftschar I: 192° , Kluftschar II: 90° ; Abb. 4.5 b) und der Aufschluss auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (Kluftschar I: 192° , Kluftschar 2: 94° ; Abb. 4.5 c) zeigen ähnliche Kluftgeometrien. Die Variation der Lagerungsverhältnisse und der Streichrichtung kann für die bearbeiteten Regionen des Reinhardswald-Troges mit der Aufwölbungsstruktur des Solling-Gewölbes in Beziehung gebracht werden. Hedemann (1950) konnte anhand von im gesamten Gebiet eingemessenen Schichtlagerungen einzelne Aufwölbungsachsen im Solling nachweisen. So liegen die bearbeiteten Aufschlüsse bei Bad Karlshafen westlich einer Aufwölbungsachse, so dass hier ein leichtes Schichteinfallen in westlicher Richtung zu beobachten ist.

In Bezug auf die Streuung der Orientierungsdaten sind zwischen den beiden steil stehenden Kluftscharen der Region Reinhardswald Unterschiede auszumachen. Die Nord-Süd-streichenden Klüfte (Kluftschar I) zeigen im Vergleich zu den Ost-West-streichenden Klüften (Kluftschar II) eine straffere Regelung (Abb. 4.5 a). Nach der Hypothese von Bock (1980) weisen die Hauptklüfte häufig eine geringere Streuweite gegenüber den Nebenklüften auf. Die Unterschiede in der Streuung decken sich daher mit den Beobachtungen zur Kluftgenese an Kluftoberflächen (vgl. Abb. 4.3) und der vorgenommenen Einteilung in Haupt- und Nebenklüfte.

Ähnliche Unterschiede in den Orientierungsdaten der Kluftscharen sind in den anderen Aufschlüssen aufgrund einer geringeren Datenmenge durch schlechtere Aufschlussverhältnisse weit weniger deutlich zu erkennen (Abb. 4.5 b und Abb. 4.5 c). Jedoch konnte auch in diesen Gebieten durch Beobachtungen an Kluftoberflächen eine Differenzierung in Haupt- und Nebenklüfte erfol-

gen. Ein ähnliches Verhalten ist wahrscheinlich.

4.2.2. Kluftabstände

Als Kluftabstand wird der entlang einer Messstrecke bestimmte Abstandswert zwischen zwei benachbarten Kluftflächen einer Kluftschar bezeichnet (Narr & Suppe, 1991; Gross, 1993). Im Gegensatz zu Intrusivgesteinen, in denen generell keine Regelmäßigkeiten bezüglich der Kluftabstände existieren (Pollard & Aydin, 1988), findet sich in geschichteten Gesteinen häufig ein Zusammenhang zwischen Kluftabstand und Bankmächtigkeit. Ob eine Zunahme der Abstandswerte von linearen oder nicht-linearen Faktoren bestimmt wird, wird in der Literatur diskutiert (Ladeira & Price, 1981). Die meisten Geländebeobachtungen lassen jedoch einen linearen Zusammenhang zwischen Schichtmächtigkeit und Kluftabstand vermuten (Huang & Angelier, 1989; Narr & Suppe, 1991; Gross, 1993; Gross *et al.*, 1995; Wu & Pollard, 2002; Ji & Saruwatari, 1998).

Ein möglicher Prozess zur Entstehung und Verteilung von Klüften innerhalb einer Schichtenfolge wird in Gross (1993) beschrieben. Demnach sinkt der Abstand zwischen Klüften mit zunehmender Spannung in der Art und Weise, dass sich neue Klüfte in regelmäßigen Abständen zwischen den bereits existierenden Klüften bilden. Irgendwann wird ein Zustand erreicht, in dem sich auch bei weiterer Erhöhung der Spannungen kei-

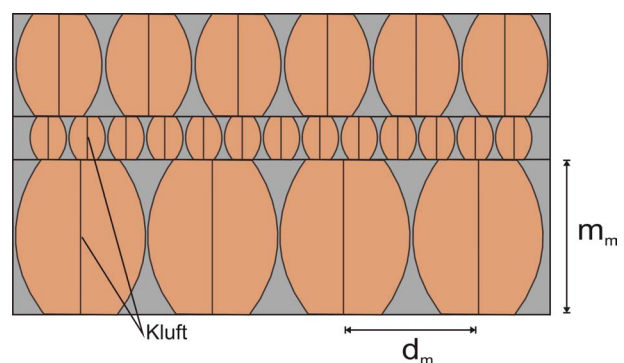


Abb. 4.6.: An den Flanken der Klüfte bilden sich Spannungen aus, die eine Kluftbildung in unmittelbarer Umgebung verhindern. Der Kluftabstand zwischen benachbarten Klüften d_m ergibt sich aus der Länge der Kluft m_m innerhalb einer Schicht und dem dazugehörigen Spannungsabfall an den Flanken; verändert nach von der *Pluijm & Marshak (2003)*.

Tab. 4.1.: Kluftabstandskoeffizienten (k) für verschiedene Sandsteine aus Ji & Saruwatari (1998).

Lithologie	k-Wert	Literatur
Sandstone	1,27	Aydan & Kawamoto (1990)
Sandstone	1,20	Price (1966)
Porcelanite and Siliceous Shale	0,82	Narr & Suppe (1991)
Sandstone	0,60	Angelier <i>et al.</i> (1989)
Sandstone (Alegria)	0,81	Gross (1993)
Sandstone (Gaviota)	0,79	Gross (1993)
Sandstone	0,83	Ji & Saruwatari (1998)

ne weiteren Klüfte bilden. Dieser Zustand wird nach Wu & Pollard (1995) als „Kluftsättigung“ bezeichnet. Vereinfacht beruht dieses Phänomen auf der Vorstellung, dass die Bildung einer Kluft zu einem Spannungsabfall an ihren Flanken führt (Abb. 4.6).

Die notwendigen Spannungen zur Bildung eines weiteren Bruches werden erst wieder in einem bestimmten Abstand erreicht (Lachenbruch, 1961). Weitere Modellansätze finden sich beispielsweise in Hobbs (1967) und Hong *et al.* (1997). Die genannten Ansätze werden jedoch in der Literatur kontrovers diskutiert, da sie die Beobachtungen aus dem Gelände nicht hinreichend genau beschreiben (Bai & Pollard, 2000). Nach Bai *et al.* (2000) kann das Phänomen zur Kluftsättigung in einem Modell nur dann hinreichend genau beschrieben werden, wenn die aufgrund der Kluftentstehung sich ändernden Spannungsverhältnisse der betrachteten und der benachbarten Schichten in Beziehung gesetzt werden.

Neben der Schichtmächtigkeit und der Deformationsintensität hängt die Größe des Abstandes ferner von den gesteinsmechanischen Eigenschaften der Sedimentabfolge ab. Gesteine, die eine hohe Steifigkeit aufweisen, erreichen die zur Entwicklung einer Kluft erforderlichen Spannungskonzentrationen früher als Gesteine mit einer geringen Steifigkeit (Meier & Kronberg, 1989). In heterogen geschichteten Gesteinen variieren daher die Kluftabstände in ähnlich mächtigen Schichten häufig.

Die Kluftabstände wurden in den beschriebenen Aufschlüssen (Tab. 3.1) entlang einer Messstrecke direkt gemessen oder mittels hochauflösender Fotos der Aufschlusswände durchgeführt. Die Identifikation von kleineren Klüften anhand von

Fotografien ist aufgrund der Auflösung oft schwierig und kann je nach Beobachtungsmaßstab zu unterschiedlichen Abstandsverteilungen führen. Daher wurden möglichst kleinräumige Bereiche hochauflösend fotografiert und ausgewertet. Der mittlere Kluftabstand m kann aus der Länge L der Messstrecke, der Anzahl n der Klüfte und dem Einfallswinkel Θ bestimmt werden:

$$m = \frac{L}{n} \cdot \cos\Theta \quad (4.3)$$

In der Literatur wird dazu häufig der mediane Mittelwert der Abstandswerte benutzt (Narr & Suppe, 1991; Gross, 1993; Ji & Saruwatari, 1998). Um einen Zusammenhang zwischen Kluftabstand und Schichtmächtigkeit herzustellen, wurde zudem die Mächtigkeit der beobachteten Schicht aufgenommen. Da die Schichtmächtigkeit entlang der Messstrecke aufgrund auskeilender Schichten schwankt, wurde die mittlere Schichtmächtigkeit aus mindestens drei Messpunkten ermittelt.

Ein gebräuchlicher Parameter, der den linearen Zusammenhang zwischen Kluftabstand und Schichtmächtigkeit beschreibt, ist nach Narr & Suppe (1991) der *Fracture Spacing Index* (FSI). Der FSI gibt direkt Auskunft über die Kluftdichte. Liegt der Fokus jedoch auf der Beschreibung von Kluftabstandswerten, wird häufig der Kehrwert des FSI, d.h. der Kluftabstandskoeffizient k verwendet (Bai & Pollard, 2000). Die Schichtmächtigkeit B und der Kluftabstand S sind durch den Kluftabstandskoeffizienten k nach folgender Beziehung verknüpft (Ladeira & Price, 1981):

$$S = k \cdot B \quad (4.4)$$

Der Kluftabstandskoeffizient k beschreibt so-

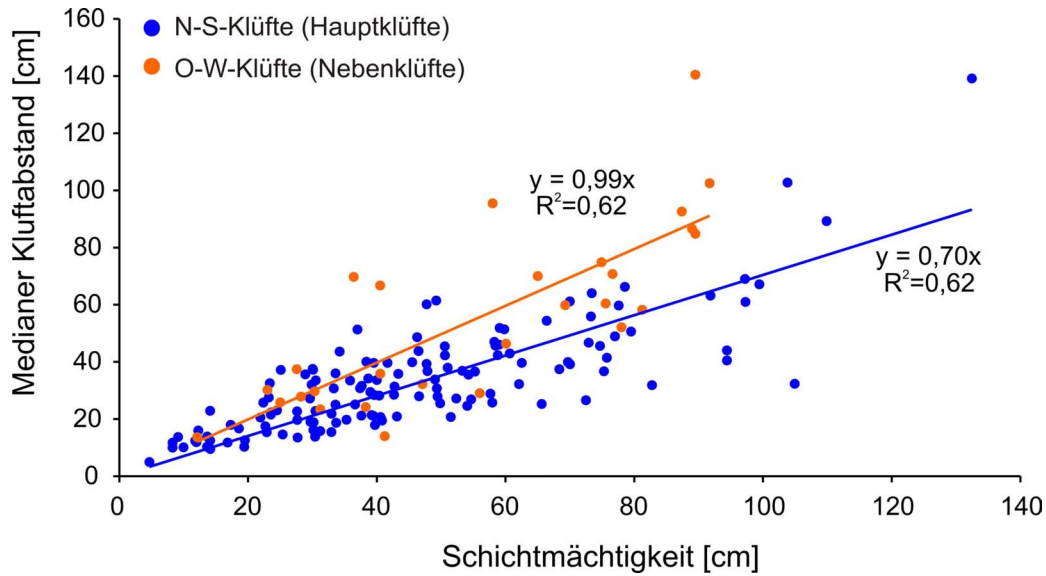


Abb. 4.7.: Kluftabstände als Funktion der Schichtmächtigkeit für die untersuchten Aufschlüsse der Region Reinhardswald. Die Nord-Süd-streichenden Klüfte zeigen im Vergleich zu den Ost-West-streichenden Klüften einen deutlich kleineren Kluftabstandskoeffizienten.

mit die Steigung einer Regressionsgeraden (durch den Ursprung) in einem Diagramm, in dem die Kluftabstandswerte als Funktion der Schichtmächtigkeit aufgetragen sind. Literaturdaten zeigen, dass der Kluftabstandskoeffizient Werte von unter 0,1 bis über 10 annehmen kann (Bai & Pollard, 2000). Typische Werte für Sandsteine sind Tab. 4.1 zu entnehmen.

Die Kluftabstandskoeffizienten können nach dem Prozess ihrer Entstehung und Verteilung in vier Gruppen eingeteilt werden (Bai & Pollard, 2000):

- Gruppe I: $k > 1,2$
- Gruppe II: $0,8 < k < 1,2$

- Gruppe III: $0,3 < k < 0,8$
- Gruppe IV: $k < 0,3$

Schichten mit einem Kluftabstandskoeffizienten von über 1,2 (Gruppe I) haben ihre vollständige Kluftsättigung nicht erreicht, während Schichten mit Werten zwischen 0,8 und 1,2 (Gruppe II) nahe oder an der Kluftsättigung liegen. Unterhalb der Kluftsättigung (Schichten mit einem Kluftabstandskoeffizienten kleiner 0,8; Gruppe III, IV) werden die erforderlichen Spannungen zur Bruchbildung generell nur durch einen erhöhten Porenflüssigkeitsdruck, d.h. durch Hydrobrüche, erreicht.

In Abb. 4.7 sind die mittleren Kluftabstände als Funktion der Schichtmächtigkeit kluftscharspe-

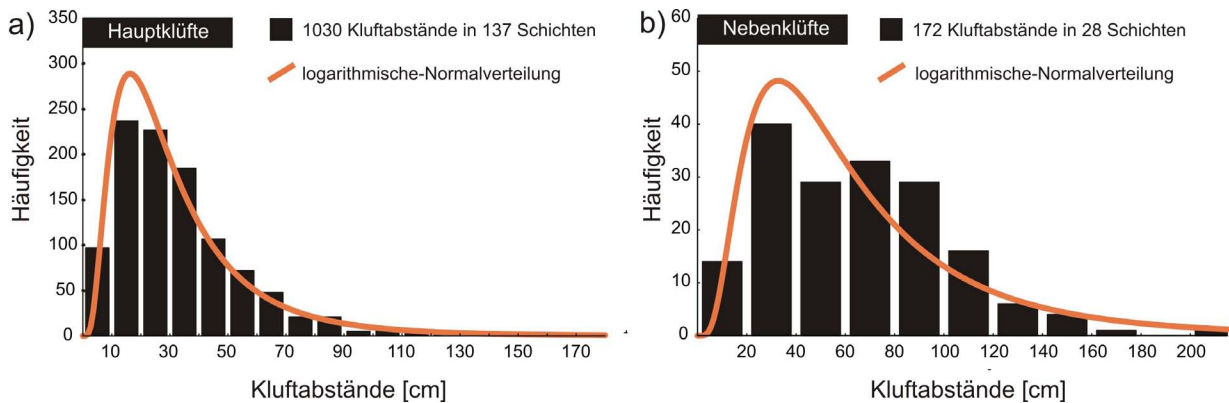


Abb. 4.8.: Histogramm der Kluftabstände in unterschiedlichen Schichten für a) die Hauptklüfte und b) die Nebenklüfte der Region Reinhardswald.

zifisch für die untersuchten Aufschlüsse der Region Reinhardswald aufgetragen. Eine gleichmäßige Erfassung der Kluftabstände beider Klufscharen war jedoch aufgrund der ungleichen Aufschlussverhältnisse beider Aufschlusswände nicht möglich. In der dominanten Abbaurichtung Nord-Süd wurden daher wesentlich mehr Werte erhoben. Insgesamt streuen die Werte deutlich entlang der Regressionsgeraden und zeigen ein recht niedriges Bestimmtheitsmaß von 0,62 für beide Klufscharen. Eine deutliche Beziehung zwischen Kluftabstand und Schichtmächtigkeit ist jedoch in geschichteten Gesteinen generell nie zu beobachten (Bai & Pollard, 2000).

Des Weiteren lässt sich ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Kluftrichtungen ausmachen. Die Nord-Süd-streichenden Klüfte zeigen im Vergleich zu den Ost-West-streichenden Klüften einen deutlich kleineren Kluftabstandskoeffizienten (Klufschar I: 0,70; Klufschar II: 0,99). In Nord-Süd-Richtung ist daher eine wesentlich stärkere Klüftung zu messen. Diese Beobachtung deckt sich erneut mit der beschriebenen Ungleichheit beider Klufscharen in einem orthogonalen Klufsystem nach Bock (1980). Bezüglich der Einteilung des Kluftabstandskoeffizienten nach Bai & Pollard (2000) haben die Hauptklüfte ihre vollständige Klufättigung erreicht, während die Nebenklüfte nahe an der Klufättigung liegen.

Angaben über die Streuung der Messwerte las-

sen zudem Rückschlüsse auf die Art der Häufigkeitsverteilung zu. Die Häufigkeitsverteilung von Kluftabständen der Region Reinhardswald ist getrennt für beide Klufscharen in Abb. 4.8 dargestellt. Für die Hauptklüfte zeigt die Häufigkeitsverteilung eine asymmetrische Form mit einer deutlichen Linksschiefe (Abb. 4.8 a). Die Daten können durch eine logarithmische Normalverteilung beschrieben werden. Eine negative Exponentialverteilung, wie sie durch Priest & Hudson (1976) beschrieben wurde, kann für die ermittelten Kluftabstände ausgeschlossen werden. Aufgrund der geringeren Datenmenge lassen sich für die Nebenklüfte keine sicheren Aussagen bezüglich der Häufigkeitsverteilung machen (Abb. 4.8 b).

In Abb. 4.9 ist der Zusammenhang zwischen Schichtmächtigkeit und Bankmächtigkeit für den beschriebenen Aufschluss der Solling-Region dargestellt. Die Werte streuen deutlich und zeigen folglich geringe Regressionskoeffizienten von 0,51 für die Klufschar I sowie von 0,35 für die Klufschar II. Auch hier ist ein Unterschied in den Kluftabständen beider Kluftrichtungen nachzuweisen. Die Nord-Süd-Richtung ist mit einem Kluftabstandskoeffizienten von 1,02 gegenüber der Ost-West-Richtung (k-Wert von 1,40) deutlich straffer geklüftet. Nach der Einteilung von Bai & Pollard (2000) haben beide Klufscharen ihre vollständige Klufättigung noch nicht erreicht. Die Häufigkeitsverteilungen sind in Abb. 4.10 dargestellt

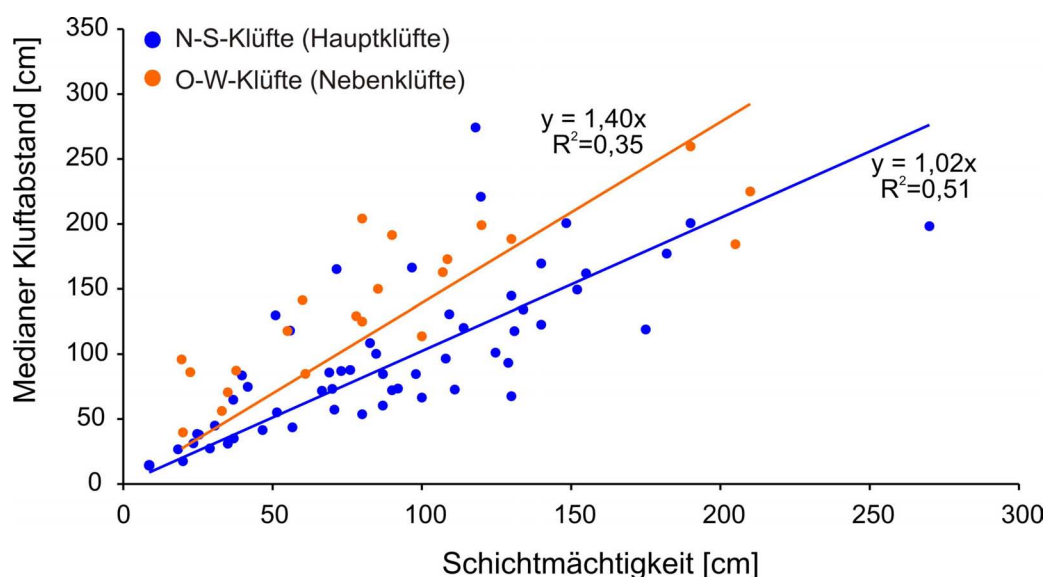


Abb. 4.9.: Kluftabstände als Funktion der Schichtmächtigkeit für die untersuchten Aufschlüsse der Region Solling. Die Nord-Süd-streichenden Klüfte zeigen im Vergleich zu den Ost-West-streichenden Klüften einen deutlich kleineren Kluftabstandskoeffizienten.

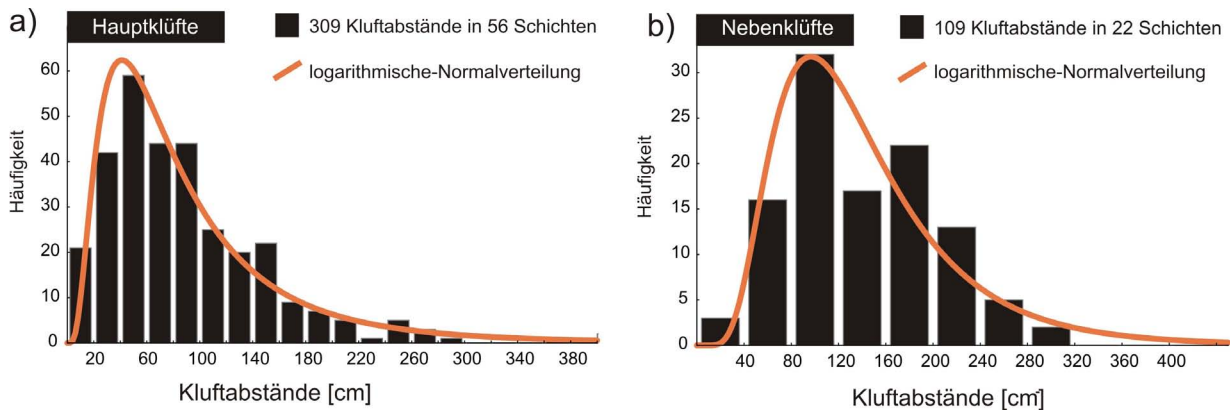


Abb. 4.10.: Histogramm der Kluftabstände in unterschiedlichen Schichten für a) die Hauptklüfte und b) die Nebenkluft der Region Solling.

und können mit einer logarithmischen Normalverteilung beschrieben werden.

Für den dargelegten Aufschluss der Eichsfeld-Altmark-Schwelle ist eine lineare Beziehung zwischen Kluftabstand und Schichtmächtigkeit nur sehr schwach ausgeprägt (Abb. 4.11). Die Bankmächtigkeit ist in dieser Region sehr groß, weshalb große Kluftabstände gemessen werden und die Datenausbeute daher sinkt. Auf eine kluftscharpspezifische Auswertung wurde verzichtet. Der Wert für den Kluftabstandskoeffizienten von 0,84 kann für diese Region daher nur als Schätzung angesehen werden. Auf eine Auswertung der Kluftabstände mittels einer Häufigkeitsverteilung wurde ebenfalls aufgrund der geringen Datenmenge verzichtet.

4.2.3. Kluftlängen

Die Länge einer Kluft ist eine der am schwierigsten zu bestimmenden Parameter, da Kluftflächen nur äußerst selten vollständig aufgeschlossen sind (Meier & Kronberg, 1989). Im Gegensatz zu den vorher genannten Kluftparametern ist die Aufnahme häufig auf Aufschlüsse oder Luftbildaufnahmen beschränkt. Da in Aufschlüssen oder in Luftbildaufnahmen jedoch nur die Schnittlinien einer Kluft mit der Aufschlusswand aufgeschlossen sind, muss unter Annahme bestimmter Kluftformen (z.B. Kreise oder Rechtecke) auf die Kluftlänge geschlossen werden (Priest, 1993). Die Kluftlängendaten werden in der Literatur durch zahlreiche Verteilungsfunktionen beschrieben (z.B. Exponentialverteilung, logarithmische Normalverteilung, hyperbolische Verteilung sowie Gamma-

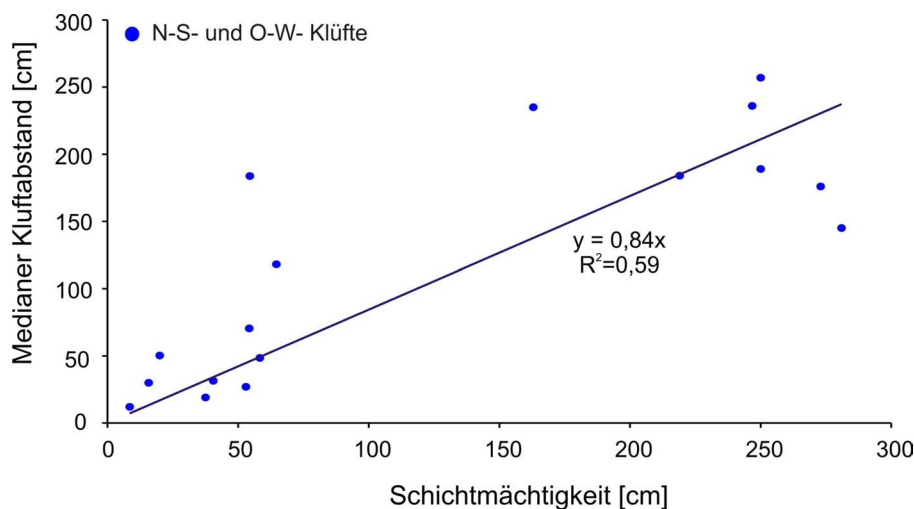


Abb. 4.11.: Kluftabstände als Funktion der Schichtmächtigkeit für die untersuchten Aufschlüsse der Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Aufgrund der großen Kluftabstände und der damit verbundenen geringeren Datenausbeute ist der Kluftabstandskoeffizient nur als Schätzung anzusehen.

verteilung). Am häufigsten findet eine Anpassung durch eine logarithmische Normal- oder Exponentialverteilung statt (Lee & Farmer, 1993). Einige Autoren zeigen jedoch, dass die Kluftlängenverteilung vom Maßstab abhängt. Während in den einzelnen Beobachtungsfenstern jeweils häufig eine logarithmische Normalverteilung vorliegt, können die Verteilungen in ihrer Gesamtheit mittels Potenzgleichungen (*power law*) beschrieben werden (Segall & Pollard, 1983; Odling, 1997; Castaing *et al.*, 1997; Bonnet *et al.*, 2001). Der Vorteil der Potenzverteilung gegenüber der logarithmischen Normalverteilung ist eine genauere Beschreibung der langen Kluftlängen, die insbesondere bei Strömungsprozessen aufgrund der möglichen großen Konnektivität eine besondere Bedeutung haben (Bour & Davy, 1997).

Die Aufnahme von Kluftspuren kann entlang einer Messstrecke (*scanline-sampling*), z.B. Cruden (1977); Priest & Hudson (1981); Villaescusa & Brown (1992), oder innerhalb eines Beobachtungsfensters (*window-sampling*), z.B. Pahl (1981); Kulatilake & Wu (1984); Zhang & Einstein (1998); Mauldon (1998); Song & Lee (2001), erfolgen. Bei der Aufnahme der Kluftlängen treten ebenfalls Erfassungsfehler auf, die vor der statistischen Auswertung korrigiert werden müssen. Erfassungsfehler können nach Kulatilake & Wu (1984) in drei Kategorien eingeteilt werden:

1. Größenfehler (*size bias*) beruhen auf der Wahrscheinlichkeit, dass größere Klüfte häufiger aufgenommen werden als kleinere Klüfte.
2. Abschneidefehler (*truncation bias*) ergeben

sich dadurch, dass Kluftlängen unterhalb einer bestimmten Größe maßstabsabhängig nicht erkannt werden.

3. Zensierungsfehler (*censoring bias*) entstehen dadurch, dass die Schnittlinien der Klüfte im Beobachtungsfenster kleinere Kluftlänge suggerieren.

Im Rahmen der Geländeuntersuchungen konnten die Kluftspuren nur in einem Aufschluss der Reinhardswald-Region untersucht werden, da die anderen Aufschlüsse aufgrund der geringen Kluftdichte und ungeeigneter Aufschlusswände eine hinreichend genaue statistische Auswertung nicht ermöglichten. Die scheinbaren Kluftlängen wurden innerhalb von Beobachtungsfenstern (*window-sampling*) anhand hochauflösender Fotos der Aufschlussflächen gemessen. Entlang der dominanten Abbaurichtung Nord-Süd konnte die Länge der schichtnormalen Kluftspuren der Hauptklüfte innerhalb von vier Beobachtungsfenstern (4 m² bis 56 m²) bestimmt werden. Zusätzlich wurden die Längen der Kluftspuren an einer Aufschlussoberfläche mit der Größe von 12,5 m² ausgewertet. Auf eine Auswertung der Nebenkluft wurde verzichtet, da diese senkrecht zu den Hauptklüften orientiert sind und am Kontakt zu diesen absetzen. Die Länge der Nebenkluft ergibt sich demnach aus den Kluftabständen der Hauptklüfte.

In Abb. 4.12 sind die Häufigkeiten der Kluftlängen für die Hauptklüfte zusammenfassend für alle Beobachtungsfenster dargestellt. Die Kluftlängenverteilung kann durch eine logarithmische Normalverteilung beschrieben werden.

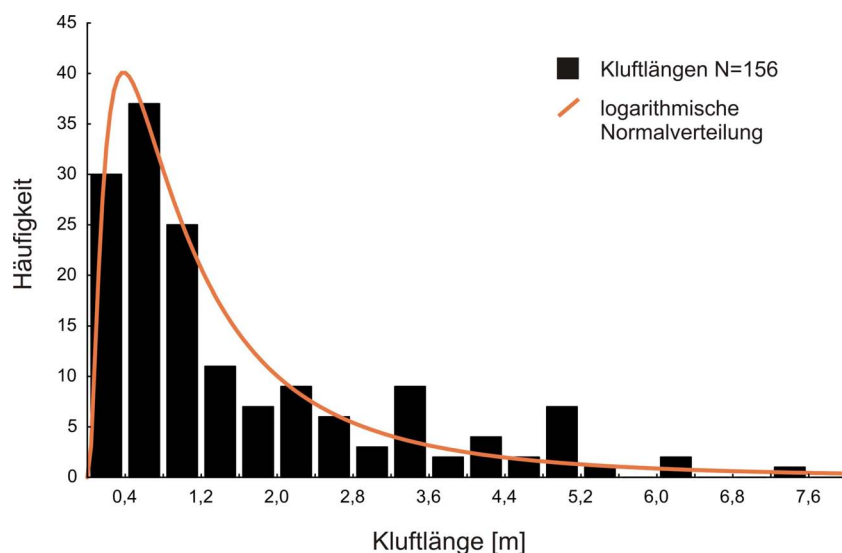


Abb. 4.12.: Histogramm der gemessenen scheinbaren Kluftlängen. Da alle Messungen im Aufschlussmaßstab erhoben wurden, wurden die Daten aller Beobachtungsfenster zusammengefasst.

Die mittlere wirkliche Kluftlänge der einzelnen Beobachtungsfenster wurde nach der Methode von Pahl (1981) bestimmt, welche bereits die oben genannten Erfassungsfehler berücksichtigt. Die Klüfte eines Beobachtungsfensters werden dabei je nach Lage ihrer Endpunkte in durchschneidende, schneidende und im Fenster liegende Klüfte eingeteilt (Abb. 4.13).

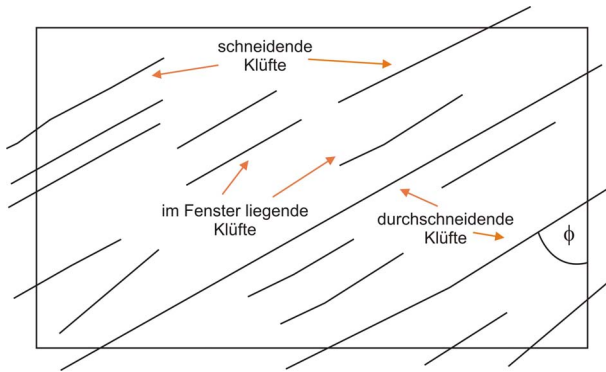


Abb. 4.13.: Einteilung der Klüfte nach Lage der Endpunkte zur Bestimmung der mittleren wahren Kluftlänge nach Pahl (1981).

Die mittlere wirkliche Kluftlänge von logarithmisch verteilten scheinbaren Kluftlängen kann anschließend nach folgender Gleichung geschätzt werden:

$$\mu = \frac{l(h - 2\eta)(1 + \frac{N_t}{N} - \frac{N_c}{N})}{(l \cdot \cos \phi + h \cdot \sin \phi)(1 - \frac{N_t}{N} + \frac{N_c}{N})} \quad (4.5)$$

Wobei l die Länge und h die Höhe des Beobachtungsfensters darstellen, η die untere „cut-off“ Länge ist, ϕ das Komplement des Einfallswinkels ϕ_a ($\phi = 90^\circ - \phi_a$) ist, N_t und N_c die Anzahl der schneidenden und im Fenster liegenden Klüfte sind sowie N die Anzahl aller Klüfte ist.

Nach Berechnung kann die durchschnittliche wahre Kluftlänge der Hauptklüfte mit 1,7 m geschätzt werden. Geländebeobachtungen lassen jedoch einen deutlich größeren Wert vermuten. Die Aufsicht auf teilweise freiliegende Schichtflächen lässt in allen Fällen ein Kluftnetz erkennen, das von geradlinig verlaufenden Hauptklüften dominiert wird, die sich über mehrere Meter fortsetzen. Auch trägt die Oberflächenbeschaffenheit vieler Abbauwände in den Steinbrüchen zu dieser Vermutung bei. So sind in den Aufschlüssen der Region Bad Karlshafen häufig Nord-Süd-streichende, vertikale Wände aufgeschlossen, die keinen Versatz an ihrer Oberfläche aufweisen und vermutlich eine Kluftfläche darstellen. Da diese Wände häufig

eine Fläche von über 100 m² einnehmen, sollte die Ausdehnung der Hauptklüfte weitaus größer sein als berechnet. Nach Pickering *et al.* (1995) wird die gute Anpassung an eine logarithmische Normalverteilung häufig durch Abschneidefehler langer Klüfte hervorgerufen, weshalb die Anpassung an eine Potenzverteilung oftmals die bessere Wahl darstellt. Die Daten wurden daher im Hinblick auf eine Potenzverteilung untersucht.

In Abb. 4.14 sind die Kluftlängen der einzelnen Beobachtungsfenster kumulativ gegen die Anzahl an Klüften pro m² logarithmisch aufgetragen. Die logarithmischen Normalverteilungen der Kluftlängen einzelner Beobachtungsfenster erscheinen als Kurven im Diagramm (Bonnet *et al.*, 2001). Die Krümmung der Kurve ist auf Erfassungsfehler zurückzuführen (Pickering *et al.*, 1995; Odling, 1997). Die meisten Klüfte werden im Beobachtungsfenster abgeschnitten und können dadurch nicht vollständig erfasst werden (Bonnet *et al.*, 2001). Aufgrund seiner Skaleninvarianz ermöglicht das Potenzgesetz (*power law*) Vorhersagen über die Kluftlängen in verschiedenen Maßstäben zu treffen. Jedoch befinden sich die untersuchten Beobachtungsfenster nur innerhalb eines kleinen Maßstabbereichs, so dass eine Anpassung an eine maßstabsunabhängige Potenzialverteilung erschwert wird. Daher sind nur bedingt Aussagen über die Kluftlängen mit Hilfe der Potenzverteilung möglich.

4.3. Diskussion

Ziel der Geländeuntersuchungen war die Erforschung der Klüftungsverhältnisse in den Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins, als Grundlage für die Erstellung diskreter Kluftnetzwerkmodelle. Die realitätsnahe Abbildung der Wirklichkeit in Modellen hängt dabei entscheidend von der Datengrundlage ab (Odling *et al.*, 1999). Naturgemäß entzieht sich jedoch die Aufnahme von Kluftsystemen im Untergrund einer umfassenden Feldbeobachtung. Daher wurden struktureologische Geländeaufnahmen in unterschiedlichen paleogeographischen Strukturen des Mittleren Buntsandsteins durchgeführt. Die aufgenommenen Kluftsysteme repräsentieren sicherlich nicht das komplette Spektrum an potenziell anzutreffenden Kluftsystemen. Die Ergebnisse sind daher nicht universal anwendbar und müssen individuell für jeden Standort

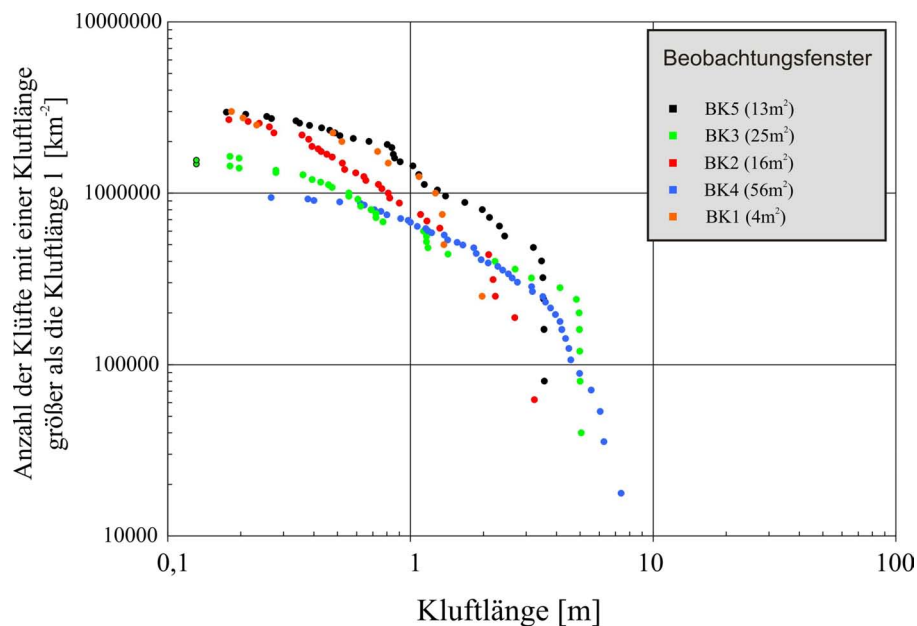


Abb. 4.14.: Anpassung der Kluftlängen an eine Potenzverteilung für die einzelnen Beobachtungsfenster.

erneut durchgeführt werden. Dennoch geben die gesammelten Informationen einen Eindruck über die wesentlichen Eigenschaften des Kluftsystems in den Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins wieder.

Ein Nachteil dieser Methode ist die Unsicherheit, ob das im Aufschluss analysierte Kluftsystem dem Bruchsystem entspricht, das in der Tiefe anzutreffen ist. Es stellt sich die Frage nach dem möglichen Zeitpunkt der Kluftbildung relativ zu den Prozessen, denen die Sedimente nach ihrer Ablagerung ausgesetzt waren (Versenkung, Diagenese, Exhumierung). In der Literatur besteht bezüglich der Kluftbildung keine einheitliche Meinung. Price (1966, 1974) sieht die Kluftentstehung im Zusammenhang mit der epirogenen Hebung einer Region und somit dem späten Stadium der Beckenbildung. Andere Autoren konnten nachweisen, dass Klüfte bereits in ungestörten, horizontal liegenden Lockersedimenten, insbesondere in Sanden und Kiesen, auftreten und somit in einem frühen Stadium der Diagenese gebildet werden (Cook & Johnson, 1970; Meier, 1985). Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass das Kluftsystem in den Sedimenten des Buntsandsteins ein frühes Bildungsalter hat und demnach Prognosen von der Oberfläche auf die Tiefe zulässt.

Eine andere Frage betrifft die Überprägung des Kluftsystems in der Nähe von Störungszo-

nen. In den Aufschlüssen treten mehrere kleinere Störungszone auf, die in etwa parallel zu der Hauptklufttrichtung orientiert sind. Das steile Einfallen und ein geringer vertikaler Versatz weisen auf Blattverschiebungen hin. Das Bruchsystem ist in unmittelbarer Umgebung zur Störungszone charakteristisch verändert. Insbesondere die Bruchhäufigkeit nimmt deutlich zu. Da sich die durchgeführten Geländeuntersuchungen auf Bereiche beschränken, in denen das Kluftsystem homogen ausgebildet ist, sollte in weiteren Arbeiten der Einfluss von Störungszone auf die Ausbildung des Kluftsystems detailliert untersucht werden.

Dennoch können Prognosen über die Ausbildung des Kluftsystem im Untergrund erstellt werden, selbst wenn die Kluftabstände oder -orientierungen unterschiedlich sind. Die Untersuchungen erlauben eine detaillierte, dreidimensionale Aufnahme des Kluftsystems und können somit weitere Methoden (wie Seismik oder Analyse von Bohrkernen oder -löchern) ergänzen, die in der Regel nur eingeschränkt Aussagen über das Kluftsystem zulassen (Peacock, 2006).

Auch wenn die Erhebung von Kluftparametern in Aufschlüssen im Vergleich zu anderen Methoden in der Regel eine detaillierte Aufnahme ermöglicht, so wurden trotzdem Unsicherheiten bei der Datenaufnahme festgestellt. Eine große Unsicherheit betrifft die statistische Auswertung von

Kluftparametern infolge einer zu geringen Datenmenge. Obwohl im Untersuchungsgebiet aufgrund des aktiven Abbaus der Sandsteine gute Aufschlussverhältnisse vorherrschen, konnten dennoch nicht alle Kluftparameter gleichwertig aufgenommen werden. Am einfachsten gestaltet sich naturgemäß die Aufnahme von Kluftorientierungen. Bei der Aufnahme der Kluftabstände sind unterdessen Unterschiede zwischen den einzelnen Regionen festzustellen. Während das Gestein in den Aufschlüssen der Regionen Reinhardswald und Solling stark zerklüftet ist und eine gute Aufnahme der Kluftabstände ermöglicht, konnten in den Aufschlüssen des Eichsfeldes weit weniger Kluftabstände aufgenommen werden. Eine hinreichend genaue statistische Auswertung der Kluftabstände ist hier aufgrund der geringen Datenmenge nicht möglich. Unterschiede ergeben sich aber nicht nur zwischen den Regionen, sondern auch zwischen den Kluftscharen eines Aufschlusses. So ist die gleichmäßige Erfassung der Kluftabstände beider Kluftscharen in den Steinbrüchen der Region Reinhardswald und Solling nicht möglich. Das Gestein wird vorwiegend in Nord-Süd-Richtung abgebaut, so dass in dieser Richtung aufgrund der ungleichen Aufschlussverhältnisse beider Abbauwände wesentlich mehr Daten erhoben werden konnten. Sichere Aussagen über die Häufigkeitsverteilung von Kluftabständen sind somit nur für die Hauptklüfte möglich.

Die größte Unsicherheit betraf jedoch die Aufnahme der Kluftlängen. Eine Aufsicht auf das Kluftsystem und die Auswertung der schichtparallelen Erstreckung von Klüften war nur in einem kleinen Beobachtungsfenster in einem Aufschluss der Region Reinhardswald möglich. Daher wurden die Kluftlängen in vertikalen Beobachtungsfenstern zusätzlich aufgenommen. Jedoch ist über Beziehungen der schichtparallelen und schichtnormalen Erstreckung einer Kluft noch wenig bekannt (Meier & Kronberg, 1989). Die ermittelten Häufigkeitsverteilungen der scheinbaren Hauptkluftlängen können durch eine logarithmische Normalverteilung beschrieben werden. Allerdings erscheint die berechnete mittlere wahre Kluftlänge zu gering und deckt sich nicht mit den Beobachtungen im Gelände. Eine Anpassung an eine Potenzialverteilung, wie sie häufiger für Kluftlängen in der Literatur beschrieben wird, ist nur sehr beschränkt möglich, da die meisten Klüfte im Beobachtungsfenster abgeschnitten werden. Als Vergleich müsste der

Maßstabsbereich der einzelnen Beobachtungsfenster erhöht werden, was aufgrund der Aufschlussverhältnisse jedoch häufig nicht möglich war. Eine weitere Methode wäre die Aufnahme von Lineamenten aus Luftbildern. Jedoch wird diese Aufnahme kritisch diskutiert, da Lineamente wie Klüfte behandelt werden, was die Frage aufwirft, bis zu welchem Grad diese Annahme gültig ist (Blum *et al.*, 2007).

Insgesamt zeigen die Geländeuntersuchungen, dass das Kluftsystem in den Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins aus zwei orthogonal zueinanderstehenden Kluftscharen gebildet wird, die senkrecht zu den flach lagernden Schichten orientiert sind. Bereits Hedemann (1950) konnte durch zahlreiche Messungen die über große Gebiete geregelte gute Klüftung im Mittleren Buntsandstein nachweisen. Eine Klufttrichtung ist ausnahmslos sehr gut ausgebildet, während eine zweite meist nicht so ausgeprägt erscheint. In bestimmten Gebieten tritt eine zweite Klufttrichtung stark untergeordnet auf (Hedemann, 1950). Die Ungleichwertigkeit beider Kluftscharen und die Einteilung in Haupt- und Nebenklüfte ist somit eher die Regel als die Ausnahme. Des Weiteren wird die Klufterstreckung und somit Abbildung des Kluftsystems wesentlich von der Schichtung kontrolliert, da viele Klüfte am Kontakt zu benachbarten Schichten absetzen. Häufig werden dafür Materialkontraste zwischen einzelnen Schichten verantwortlich gemacht, die als Spannungsbarriere fungieren und die kontinuierliche Ausbreitung der Klüfte verhindern (Helgeson & Aydin, 1991; Cooke & Underwood, 2001). Jedoch sind auch hier Unterschiede bezüglich der beiden Kluftscharen festzustellen. Während die Nebenklüfte ausnahmslos an den Schichtkontakten absetzen, erstrecken sich die Hauptklüfte häufiger über Schichtkontakte hinweg. Odling *et al.* (1999) haben die Kluftsysteme nach ihrer Kluftausbreitung in schichtgebundene (*stratabound*) und nichtschichtgebundene (*non-stratabound*) Kluftsysteme eingeteilt (Abb. 4.15). In der Natur können alle Stufen zwischen den beiden Fällen auftreten. Häufig ist dabei eine Maßstabsabhängigkeit zu erkennen. Während schichtgebundene Kluftsysteme im Aufschlussmaßstab zu beobachten sind, zeigen sich nicht-schichtgebundene Kluftsysteme im größeren Maßstab (Odling *et al.*, 1999). Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt jedoch in der diskreten Modellierung der Kluftsysteme im kleinräumigen Maßstab. Zusammen mit den Geländebeobachtun-

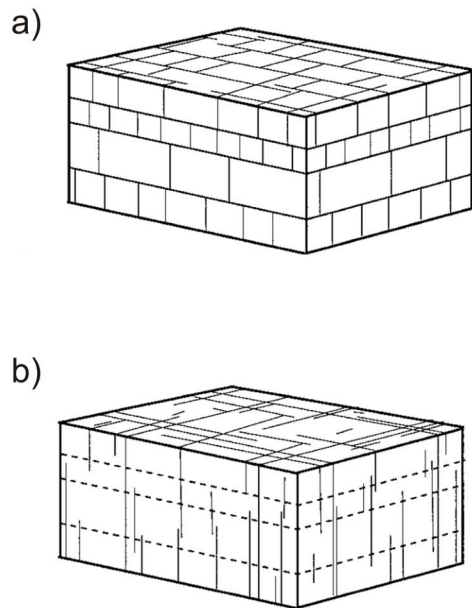


Abb. 4.15.: *Einteilung von Kluftsystemen in a) schichtgebundene und b) nicht-schichtgebundene nach Odling et al. (1999).*

gen erscheint die Betrachtung als schichtgebundene Kluftsysteme als sinnvoll. Die quantitative Auswertung und die Überführung in ein Kluft-Modell müssen daher für jede Schicht getrennt erfolgen, da sich das Kluftsystem einer Schicht von benachbarten Schichten, im Speziellen die Kluftabstände, unterscheidet.

5. Entwicklung eines diskreten Kluft-Modells

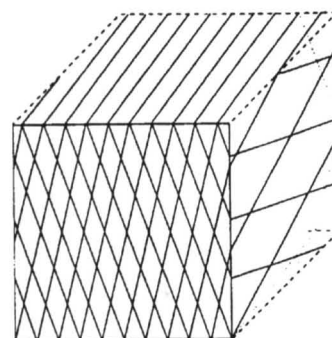
Die Generierung eines diskreten Kluft-Modells stellt die Verbindung zwischen der Natur und dem numerischen Modell zur Berechnung der Strömungs- und Deformationsprozesse dar (Dietrich *et al.*, 2005). Für die Kluftgenerierung in der Ebene (zweidimensional) oder im Raum (dreidimensional) kommen in der Regel deterministische, stochastische sowie fraktale Ansätze zur Anwendung (Abb. 5.1).

Deterministische Modelle werden verwendet, wenn die geometrischen Eigenschaften der Klüfte bekannt sind. Die Klüfte werden dabei, unter Kenntnis ihrer räumlichen Position, diskret in das Modell eingefügt (Abb. 5.1 a). Die Erstellung von komplexen und größeren Kluftsystemen ist somit vielfach mit einem hohen Schwierigkeitsgrad bei der Modellerstellung verbunden, weshalb neben deterministischen häufig auch stochastische Ansätze verfolgt werden (Abb. 5.1 b). Bei diesen werden zuerst die Kluftmittelpunkte mit Hilfe statistischer Annahmen im Generierungsgebiet verteilt. Anschließend werden den einzelnen Klüften ihre Orientierungen oder Größen mittels charakteristischer Verteilungsfunktionen zugeordnet. Die ermittelten statistischen Kenngrößen oder Verteilungsfunktionen der Kluftparameter (Orientierung, Kluftabstand etc.) müssen dabei als repräsentativ für das Untersuchungsgebiet sein. Ein weiterer Ansatz zur Generierung von diskreten Modellen erfolgt unter Anwendung fraktaler Betrachtungsweisen (Abb. 5.1 c). In Kluftsystemen findet sich oft eine Form der Selbstähnlichkeit über mehrere Größenskalen, die mit deterministischen und stochastischen Methoden nicht hinreichend genau beschrieben werden können.

Dreidimensionale Kluft-Modelle stellen sicherlich gegenüber zweidimensionalen Netzen eine adäquatere Abbildung der Natur dar, weisen aber bei der Modellentwicklung und Berechnung einen entsprechend höheren Schwierigkeitsgrad auf (Kosakowski, 1996). Zweidimensionale Kluftnetze stellen daher ein geeignetes Werkzeug zur Klärung grundlegender Fragestellungen dar (z.B. Ermittlung des REV, effektiver Durchlässigkeitsensor)

(Kolditz, 1997). Ansätze zur Generierung zweidimensionaler deterministischer und fraktaler Kluft-

a) Deterministisches Kluft-Modell



b) Stochastisches Kluft-Modell



c) Fraktales Kluft-Modell

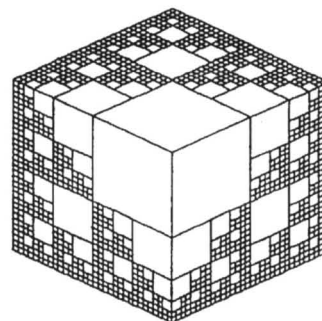


Abb. 5.1.: Übersicht von dreidimensionalen Kluft-Modellen mit a) deterministischen (Kolditz, 1994), b) stochastischen (Bruehl & Casas, 1992) und c) fraktalen Ansätzen (Acuna & Yortsos, 1995); verändert nach Kolditz (1997).

Modelle finden sich z.B. in Kolditz (1994) und Kosakowski (1996). Für die Modellierung von stochastischen Kluftnetzen stehen mehrere kommerzielle Programme, wie NAPSAC (Herbert & Lanyon, 1994), FracMan (Dershowitz *et al.*, 1998) sowie UDEC (Itasca, 2006e) zur Verfügung.

Vor den eigentlichen hydraulischen und mechanischen Berechnungen ist es, gemäß den Anforderungen an die Modellierungen notwendig, ein geeignetes Kluft-Modell zu wählen. Um einen deterministischen Modellaufbau zu gewährleisten, müsste die räumliche Position einer jeden Kluft im betrachteten Gebiet bekannt sein. Aufgrund der Aufschlussverhältnisse wäre die maximale Netzgröße auf wenige Quadratmeter limitiert und für die weiteren hydraulischen Modellierungen daher ungeeignet. Stochastische und fraktale Ansätze würden die Modellierung von größeren Netzen ermöglichen. Aufgrund der vorliegenden Datenbasis in Form von statistischen Kluftparametern stellt der stochastische dem fraktalen Modellaufbau gegenüber den geeigneteren Ansatz dar.

Die Kluft-Modelle wurden auf Basis statistischer Parameter mit der Modellierungssoftware UDEC (*Universal Distinct Element Code*) erstellt. Neben einer zweidimensionalen Kluftnetzgenerierung bietet UDEC zudem die Möglichkeit hydraulische und mechanische Prozesse miteinander zu koppeln. Zur besseren Handhabung können daher von der Modellentwicklung bis hin zu hydraulisch-mechanischen Berechnungen alle Schritte in einem Software-Paket erfolgen. UDEC stammt aus der Gruppe der Diskrete-Element-Verfahren und basiert auf der von Peter Cundall entwickelten Distinkte-Element-Methode (Cundall, 1980; Itasca, 2006e).

5.1. Die Distinkte-Element-Methode und das Programm UDEC

Bei der Distinkte-Element-Methode besteht das Modell aus einem Verband aus diskreten Elementen bzw. Blöcken, die starr oder verformbar sein können. Generell besteht ein Modell in UDEC somit aus Gesteinsblöcken, die durch Trennflächen, d.h. die Klüfte, getrennt sind. Damit Blöcke und Trennflächen in Wechselwirkung treten können,

sind die diskreten Elemente durch Kontakte untereinander verbunden. Eine angebrachte Last an einem diskreten Element führt zu dessen Bewegung sowie zusätzlich zu einer Deformation bei verformbaren Blöcken. Wird der Block verschoben oder verformt, werden die Kräfte durch die Kontakte auf benachbarte Blöcke in Form einer Belastung übertragen. Die Kontaktkräfte werden dabei für einen bestimmten Zeitabschnitt berechnet, so dass das dynamische Verhalten des Systems insgesamt schrittweise numerisch simuliert wird. Die Berechnungen müssen daher solange wiederholt werden, bis die Blockbewegungen einen Gleichgewichtszustand erreichen.

5.1.1. Numerische Beschreibung der Klüfte

Eine Kluft wird in UDEC als eine zwischen zwei Blöcken liegende Kontaktfläche beschrieben. Die Blöcke können sich entlang einer gemeinsamen Kante (Kante-zu-Kante-Kontakt) oder diskreten Punkten (Ecke-zu-Kante- bzw. Ecke-zu-Ecke-Kontakt) berühren. Für starre Blöcke wird jeder Kante oder Ecke eines Blockes ein Kontakt mit dem benachbarten Block erstellt. Abb. 5.2 zeigt eine schematische Darstellung der Kontakte.

Die Kontaktkräfte infolge einer Blockverschiebung werden als Steifigkeiten in Normal- oder Scherrichtung vereinbart. In UDEC steht neben linear-elastischen oder elastisch-plastischen Kluftverhalten nach Mohr-Coulomb zudem kontinuierlich fließendes Materialverhalten (*continuously yielding modell*) zur Verfügung, welches un-

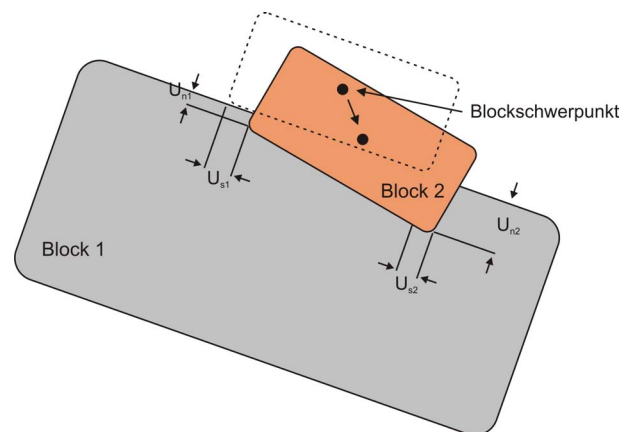


Abb. 5.2.: Schematische Darstellung der Kontakte (Itasca, 2006d).

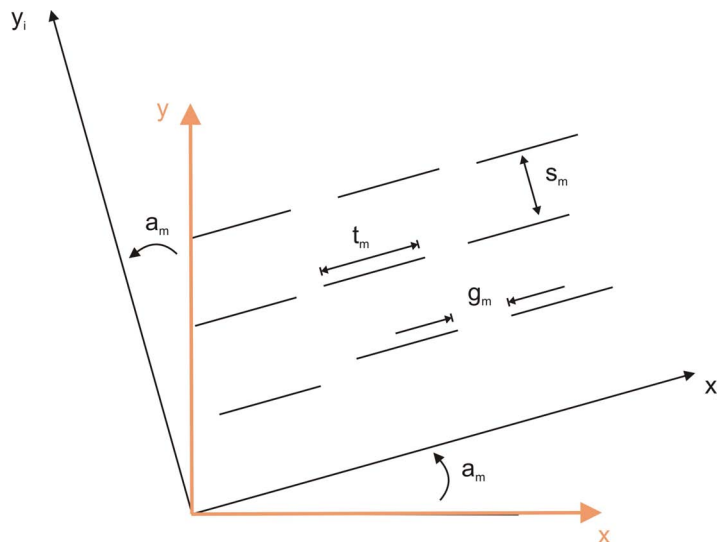


Abb. 5.3: Eingabeparameter mittels des *jset* Steuerbefehls in UDEC. Erläuterungen siehe Text; verändert nach Itasca (2006c).

ter zunehmender Schubbelastung die wirkliche Zerstörung durch Risse simuliert. Des Weiteren kann das Materialverhalten nach dem Barton-Bandis-Modell berechnet werden. Letzteres wurde im Rahmen der hydromechanischen Modellierungen eingesetzt und beschreibt das nicht-lineare Spannungs-Verschiebungs-Verhalten von rauen Kluftflächen unter Belastung (vgl. 7.2.1.1).

Ein allgemeines Problem bei der numerischen Formulierung der Kontakte ist die unrealistische Blockbewegung zweier gegenüber liegender Blockecken. Aufgrund der Geometrie erhalten scharfkantige Ecken eine sehr große Festigkeit, die in der Natur abgeschert würden. Eine Abscherung ist jedoch in dieser Art und Weise numerisch nicht durchführbar, weshalb Blockecken in UDEC mit einem definierbaren Rundungsfaktor versehen werden. Die Abrundung verhindert die Ausbildung von Spannungsspitzen und ermöglicht das Aneinandergleiten zweier gegenüberliegender Ecken. Die Rundung der Ecken spielt nur bei der Berechnung der Kontakte eine Rolle. Auf andere Eigenschaften, wie die Masse eines Blockes, hat die Rundung keinen Einfluss. Um Ungenauigkeiten bei den Berechnungen zu umgehen, sollte die Rundungslänge 1% der Kantenlänge eines Blockes nicht überschreiten (Itasca, 2006e).

Für eine ausführliche Beschreibung der theoretischen Hintergründe und numerischen Berechnungen sei auf Zhang & Sanderson (2002) und Itasca (2006d) verwiesen.

5.1.2. Kluftgenerator in UDEC

UDEC bietet verschiedene Ansätze, um ein diskretes Kluft-Modell zu generieren (Itasca, 2006c):

- Generierung eines deterministischen Kluft-Modells auf Basis bekannter xy-Koordinaten (mittels des *crack* Steuerbefehls),
- Erstellung eines eigenen Kluftgenerators mittels der programminternen Programmiersprache *FISH*,
- einen Generator zur Erzeugung von sog. Voronoi-Mosaiken (*voronoi* Steuerbefehl) sowie
- einen Kluftgenerator (Joint-Set Generator mittels *jset* Steuerbefehl) auf Basis allgemeiner geometrischer Eigenschaften.

Der Joint-Set Generator erlaubt die Erstellung von Kluft-Modellen in starker Anlehnung an die im Gelände erhobenen Kluftparameter. Folgende statistische Kluftparameter werden zur Generierung mit dem *jset* Steuerbefehl benötigt (Itasca, 2006c):

$$jset = a_m, a_d, t_m, t_d, g_m, g_d, s_m, s_d$$

- a = Winkel der Kluftschar zur X-Achse
- t = Kluftlänge
- g = Abstand einzelner Klüfte in Klufttrichtung
- s = Kluftabstand senkrecht zur Klufttrichtung

Die tief gestellten Indizes eines jeden Eingabepaares bezeichnen den Mittelwert m und die dazugehörige Standardabweichung d . Die Eingabeparameter sind in Abb. 5.3 illustriert.

Die Eingabeparameter zeigen, dass UDEC im Gegensatz zu beispielsweise FracMan oder NAPSAC nicht die Generierung diskreter Kluft-Modelle auf Basis charakteristischer Verteilungsfunktionen erlaubt, sondern nur mittels einfacher statistischer Parameter. Eine Generierung mit Hilfe von Wahrscheinlichkeitsverteilungen, wie sie im Kap. 4 für bestimmte Kluftparameter beschrieben wurden, ist somit nicht möglich.

5.2. Entwicklung des Kluft-Modells für das Fallbeispiel Reinhardswald

Die geometrische Beschreibung der im Gelände anzutreffenden Kluftsysteme hat gezeigt, dass sich deutliche Unterschiede in den Kluftparametern zwischen den untersuchten Lokalisationen ergeben. Jedoch ist die Datenbasis aufgrund der unterschiedlichen Aufschlussverhältnisse zwischen den Regionen sehr different. So konnten die Kluftlängen mittels des *windows-sampling* Verfahren nur für die Region Reinhardswald bestimmt werden. Da die Regionen Solling und das Gebiet der Eichsfeld-Altmark-Schwelle durch Kluftparameter nicht hinreichend genau zu beschreiben sind, sollte die Generierung des Kluft-Modells sowie die weiterführenden hydraulischen und mechanischen Berechnungen am Fallbeispiel der Region Reinhardswald erfolgen.

Für die Erstellung der Kluft-Modelle mittels des Kluftgenerators aus UDEC dienen die statistischen Eigenschaften der erhobenen Kluftparameter aus dem Gelände als Grundlage. Die Geländebeobachtungen haben insgesamt gezeigt, dass die Ausbildung des Kluftsystems sehr stark von der Schichtung des Gesteins beeinflusst wird (im Speziellen die Kluftabstände) und das System als schichtgebundenes Netzwerk angesehen werden kann. Die Eingabeparameter zur Generierung müssen daher spezifisch für eine bestimmte Schichtmächtigkeit bestimmt werden. Die Generierung der Modelle der Region Reinhardswald erfolgte exemplarisch für eine Schicht mit der Mächtigkeit von 55 cm. Da orthogonale Kluftsysteme beobachtet wurden, müssen die erforderlichen Parameter spezifisch für jede Kluftschar an den Generator übergeben werden. Hierbei ist darauf zu achten, dass mit dem ersten *jset* Steuerbefehl zuerst

die Hauptklüfte und anschließend die Nebensklüfte generiert werden, da UDEC die Klüfte hierarchisch erzeugt.

Die räumliche Orientierung der Klüfte beider Kluftscharen in Form eines Mittelwertes und der dazugehörigen Standardabweichung stellen den ersten erforderlichen Kluftparameter dar. Als Mittelwert wurden die Maxima beider Streichrichtungen gewählt (siehe Abb. 4.5 a). Die Standardabweichung für jede Kluftschar ergibt sich aus der Streuung um diesen Mittelwert.

Der Kluftabstand für eine Schichtmächtigkeit von 55 cm wurde regressiv in einem Diagramm aus Kluftabstandswerten als Funktion der Schichtmächtigkeit für beide Kluftscharen bestimmt (siehe Abb. 4.7). Aufgrund der linearen Regression wurde die Standardabweichung aus der Datenmenge der zugrunde liegenden Kriteriumsvariablen (in diesem Fall die Kluftabstände) als Fehlerbereich bestimmt.

Da die Nebensklüfte an den Hauptklüften absetzen, ergibt sich die mittlere Länge der Nebensklüfte und deren Standardabweichung aus den Kluftabständen der Hauptklüfte. Aufgrund der Aufschlussverhältnisse und der damit verbundenen Erfassungsfehler sind für die Hauptklüfte keine sicheren Kluftlängen zu bestimmen. Als ein erster Wert wurde daher die berechnete mittlere Kluftlänge der Hauptklüfte nach der Methode nach Pahl (1981) als Eingabeparameter verwendet. Die Standardabweichung wurde aus der Streuung der Kluftspurlängen aller Beobachtungsfenster um den Mittelwert ermittelt. In einem weiteren Schritt wurden die Kluftlängen mit dem Gap-Parameter (Abstand zwischen einzelnen Kluftsegmenten in Klufrichtung, siehe Abb. 5.3) und entsprechenden Beobachtungen aus dem Gelände angepasst. Geländebeobachtungen haben ergeben, dass das Kluftsystem durch die Hauptklüfte dominiert wird. Um einen kontinuierlichen Fortlauf sowie eine Überschneidung zwischen einzelnen Kluftsegmenten in Richtung der Hauptklufrichtung zu gewährleisten, wurde der Abstand für die Hauptklüfte auf Null gesetzt. Bei den Nebensklüften musste der Wert entsprechend korrigiert werden, da sonst unrealistische Netze erzeugt würden, die keine Dominanz der Hauptklüfte erkennen ließen. Durch Erhöhung des Abstandes ergeben sich weniger Überschneidungen mit den Hauptklüften und somit weniger potenzielle Fließwege. Als ein

Tab. 5.1.: Fallbeispiel Reinhardswald: Eingangsparameter für UDEC für eine Schicht mit der Mächtigkeit von 55 cm.

	Hauptklüfte		Nebenklüfte	
	Mittelwert	Standardabw.	Mittelwert	Standardabw.
Orientierung	105 °	6 °	16 °	10 °
Abstand	39 cm	19 cm	54 cm	31 cm
Länge	168 cm	62 cm	39 cm	19 cm
Gap Parameter	-	-	10 cm	-

geeigneter Abstandswert für die Nebenklüfte haben sich 10 cm herausgestellt. Eine Zusammenfassung aller Eingangsparameter zur Klufnetzgenerierung findet sich in Tab. 5.1.

In Abb. 5.4 ist ein Kluft-Modell dargestellt, das unter Verwendung der genannten Eingangsparameter generiert wurde. Ein Charakteristikum der Distinkte-Element-Methode und somit UDEC ist, dass sich das Modell aus diskreten Elementen bzw. Blöcken zusammensetzt, die an sich das Kontinuum darstellen. Kluftsegmente, die bei der Generierung einen Block nicht teilen und somit nicht durchgängig sind, werden beim Start der numerischen Berechnung gelöscht. Da diese Klüfte jedoch keinen Einfluss auf die Hydraulik haben, ist dieser Prozess kein Nachteil im Hinblick auf die Berechnungen.

5.3. Diskussion

UDEC erlaubt im Vergleich zu anderen Programmen nur die Generierung von Klüften mittels einfacher statistischer Parameter. Die Auswertung bestimmter Kluftparameter hat jedoch gezeigt, dass Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen in der Regel realitätsbezogener sind. Es stellt sich daher die Frage, wie gut die unter UDEC generierten Kluft-Modelle die Wirklichkeit abbilden. Für eine Verifizierung der generierten Kluftsysteme wird häufig die Kluftdichte verwendet, welche die Summe aller Kluftlängen in Abhängigkeit einer definierten Fläche angibt (Dershowitz, 1984). Die Aufnahme von Kluftlängen stellte sich jedoch im Rahmen der Arbeit als schwierig heraus. Da die Kluftlängen in vertikalen Beobachtungsfenstern aufgenommen wurden, geben sie somit nur Auskunft

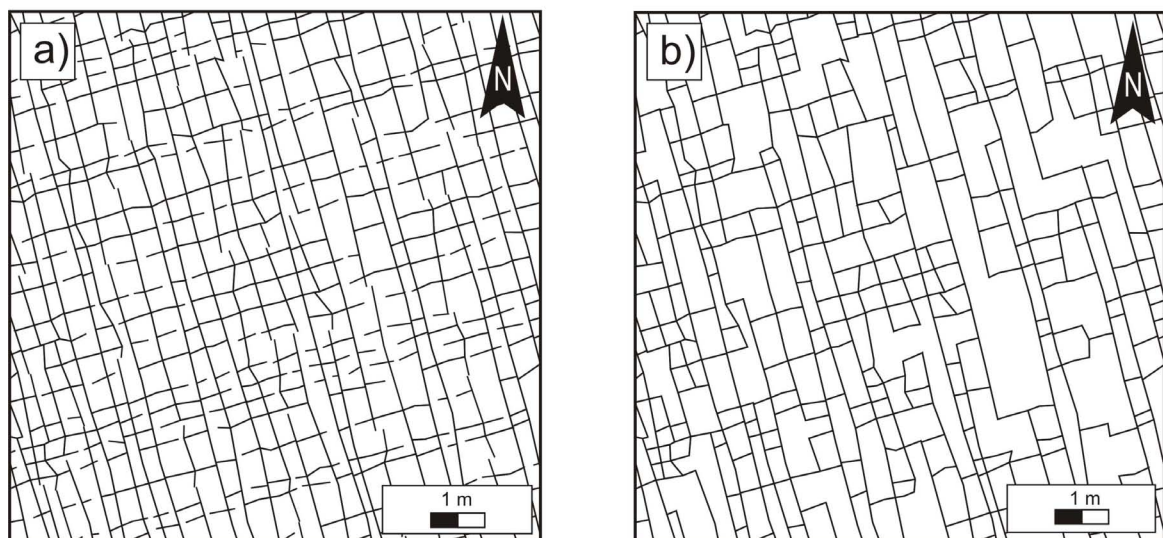


Abb. 5.4.: Darstellung eines generierten Kluft-Modells unter Anwendung der Eingabeparameter aus Tab. 5.1 a) vor und b) nach einer Löschung von nicht durchgängigen Klüften.

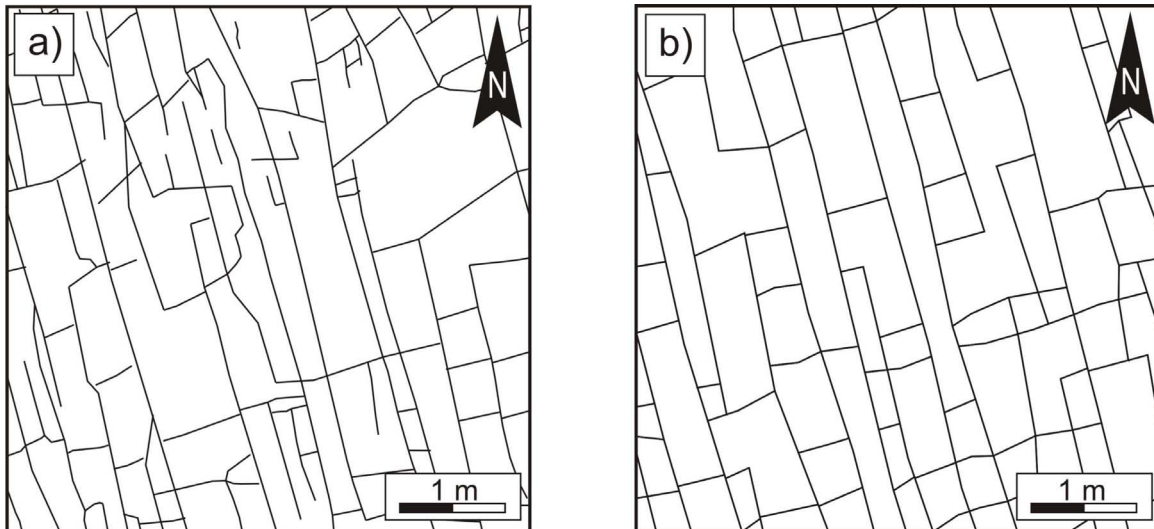


Abb. 5.5.: Vergleich zwischen a) einer Kluftaufnahme aus dem Gelände (Steinbruch Dreiländereck, Tab. 3.1) und b) einem generierten Kluftsystem mittels UDEC.

über eine der beiden steilstehenden Kluftscharen (in diesem Fall der Hauptklüfte). Eine Verifizierung der erstellten Kluftnetze muss sich daher auf einen rein visuellen Vergleich der Kluftnetze beschränken. Hier zeigt sich jedoch, dass das Erscheinungsbild der generierten Kluftsysteme eine hohe visuelle Ähnlichkeit mit den im Gelände beobachteten Kluftsystemen hat (Abb. 5.5).

6. Hydraulische Analysen

Im folgenden Kapitel soll die Bewegung des Wassers in den generierten Kluft-Modellen, angetrieben durch einen künstlich erzeugten Gradienten, berechnet werden. Ziel der hydraulischen Modellierungen ist die Bewertung hydraulischer Anisotropieeffekte sowie die Ermittlung des repräsentativen Elementarvolumens für das Fallbeispiel Reinhardswald. Aufgrund des numerischen Ansatzes der Diskrete-Element-Methode können hydraulische Strömungsprozesse nur zwischen den Gesteinsblöcken, d.h. in den Klüften, untersucht werden. Strömungsprozesse in dem Porenraum zwischen der Matrix werden im Rahmen der hydraulischen Modellierungen vernachlässigt. Die hydraulischen Modellierungen der Klüfte wurden mit der Software UDEC durchgeführt. Im Folgenden soll eine kurze Einführung in die Berechnungsweise von Strömungsprozessen mittels UDEC und der zugrundeliegenden analytisch-mathematischen Ansätze gegeben werden. Anschließend sollen Methoden zur Ermittlung des 2D-Durchlässigkeitstensors beschrieben werden, mittels derer eine Charakterisierung hydraulischer Anisotropieeffekte ermöglicht wird. Daran anschließend wird der Durchlässigkeitstensor für unterschiedliche Kluftnetzgrößen ermittelt, um Aussagen über die Größe des REV zu geben.

6.1. Theorien zur Beschreibung von Strömungsprozessen in geklüfteten Gesteinen

Neben dem Gesetz von Darcy (1856), welches das Fließverhalten in porösen Gesteinen beschreibt, wird das Fließverhalten im Kluftgestein in der Regel durch das Gesetz von Hagen-Poiseuille beschrieben (Snow, 1965). Stark vereinfacht kann der Transport eines Fluids in einer Kluft analog zwischen zwei parallelen Platten ausgedrückt werden. Für den Fall der laminaren, zweidimensionalen Strömung zwischen zwei Platten mit konstanter Öffnungsweite a und glatten Wandungen ergibt

sich die hydraulische Leitfähigkeit k_f aus:

$$k_f = \frac{\rho_f \cdot g}{12\mu} \cdot a^2 \quad (6.1)$$

Dabei ist ρ_f die Dichte des Fluids, g die Erdbeschleunigung und μ die dynamische Viskosität des Fluids. Der Volumenstrom Q in einer einzelnen Kluft errechnet sich aus dem Gesetz von Hagen-Poiseuille, auch *cubic law* genannt (Kolditz, 1997; Dietrich *et al.*, 2005):

$$Q = \frac{\rho_f \cdot g}{12\mu} \cdot a^3 \cdot i \quad (6.2)$$

Dabei ist i der hydraulische Gradient.

Das Strömungsmodell zwischen zwei parallelen Platten stellt eine idealisierte Form der Natur dar, da natürliche Oberflächen von Klüften in der Regel rau ausgebildet sind und eine unregelmäßige Geometrie aufweisen (Abb. 6.1). Die Gültigkeit des kubischen Gesetzes bei der Anwendung auf Klüfte wird deshalb in der Literatur vielfach angezweifelt und diskutiert (Witherspoon *et al.*, 1980; Thompson & Brown, 1991; Renshaw, 1995; Berkowitz, 2002). Das kubische Gesetz für das parallele Plattenmodell kann dennoch angewendet werden,

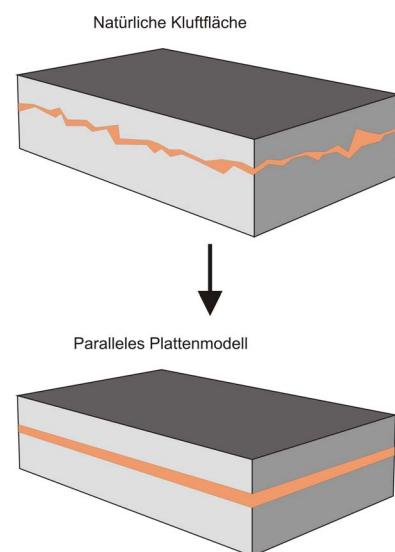


Abb. 6.1.: Von der natürlichen Kluftoberfläche zum parallelen Plattenmodell; verändert nach Dietrich *et al.* (2005).

wenn die Öffnungsweite entlang des Fließweges nur geringfügig variiert. Des Weiteren sollte nicht die mechanische Öffnungsweite, d.h. der real gemessene Abstand zweier Klüfte in einem Punkt, sondern eine geeignete hydraulische Kluftöffnungsweite gewählt werden (Brown, 1987; Moreno *et al.*, 1988). Als hydraulische Öffnungsweite wird der Mittelwert der realen Kluftöffnung über eine bestimmte Länge bezeichnet (Oron & Berkowitz, 1998). Die Ermittlung der Kluftöffnungsweite kann generell auf direktem oder indirektem Wege geschehen. Mit der direkten Methode wird die echte natürliche Verteilung der Klüfte gemessen (Hakami & Larsson, 1996), während die indirekte Ermittlung der Öffnungsweite mit Hilfe von Tracer- oder Pumpversuchen durchgeführt wird (Tsang, 1992; Winberg *et al.*, 2002).

Da keine hydraulischen Tests durchgeführt wurden, wird für die Berechnungen eine konstante hydraulische Öffnungsweite a_h von $200 \mu\text{m}$ angenommen. Diese kann jedoch unter der Annahme des kubischen Gesetzes mittels des Faktors f auf eine beliebige Öffnungsweite a_h^* skaliert werden (Blum *et al.*, 2007):

$$f = \left(\frac{a_h^*}{a_h} \right)^3 \quad (6.3)$$

Bei den weiterführenden hydraulisch-mechanischen Modellierungen haben die Deformationsprozesse einen enormen Einfluss auf die Öffnungsweiten und somit das hydraulische Verhalten. Die Ermittlung der hydraulischen Öffnungsweite sowie eine Veränderung durch Deformationsprozesse erfolgen daher bei weiterführenden Berechnungen auf Grundlage des Barton-Bandis-Modells (BB-Modell) (Bandis *et al.*, 1983). Dieses beruht auf den Ergebnissen von Modellversuchen und beschreibt das Spannungs-Verschiebungs-Verhalten von rauen Kluftflächen unter Belastung. Unter Anwendung mechanischer Kluftparameter leitet das BB-Modell sowohl die mechanische als auch die daraus resultierende hydraulische Öffnungsweite unter einer bestimmten Belastung automatisch ab (vgl. Kap. 7.2.1.1).

Als weitere Parameter für die hydraulischen Berechnungen wurde die Dichte des Wassers mit 1000 kg/m^3 , die Gravitationsbeschleunigung mit $9,81 \text{ m/s}^2$ sowie die dynamische Viskosität des

Wassers mit $1 \text{ mPa}\cdot\text{s}$ angenommen.

6.2. Berechnung der Strömung in UDEC

UDEC hat die Fähigkeit, den Fluidfluss in Klüften in einem System aus undurchlässigen Blöcken zu berechnen. Es ist eine vollständige hydraulisch-mechanische Analyse möglich, bei der der Durchfluss in Abhängigkeit der Deformation bzw. die Verformung in Abhängigkeit des Wasserdrucks berechnet wird. Wie bereits in Kap. 5.1.1 beschrieben, treten die Blöcke und Trennflächen durch Kontaktpunkte in Verbindung (Abb. 6.2).

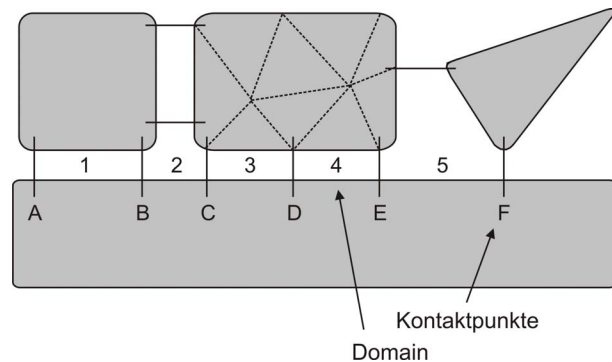


Abb. 6.2.: Der Fluidfluss in Klüften berechnet sich in dem Bereich (in UDEC als Domain bezeichnet) zwischen zwei Kontakten. Der Kontaktpunkt D deutet auf einen Knotenpunkt der Diskretisierungselemente hin und führt somit zu einer Bildung zweier Domänen entlang der Kante; verändert nach Itasca (2006d).

Zwischen den Kontakten entstehen Bereiche. Für jeden Bereich wird der Fluidfluss unter Annahme des *cubic law* berechnet und die Information durch die Kontakte an die benachbarten Bereiche weitergegeben. Bei verformbaren Blöcken entstehen aufgrund der Diskretisierung und der Bildung weiterer Kontakte entlang der Knoten weitere Kontaktpunkte und somit kleinere Bereiche. Die numerischen Berechnungen zur Ermittlung der Strömung können daher durch eine Verfeinerung des Diskretisierungsgitters verbessert werden.

Mit UDEC können stationäre (*steady-state flow algorithm*) und instationäre (*transient flow algorithm*) Strömungsverhältnisse modelliert werden. Stationäre Verhältnisse treten auf, wenn die Strömungsverhältnisse (z.B. Wasserdruck, Durchfluss) keinen zeitlichen Veränderungen unterliegen.

Bei instationären Strömungsverhältnissen spielen hingegen zeitliche Veränderungen (z.B. Änderung des Wasserdrucks aufgrund von Deformationsprozessen) eine Rolle. Da im Rahmen der hydraulischen Modellierungen die Strömungsverhältnisse über die Zeit konstant gehalten werden, findet der Algorithmus zur Modellierung stationärer Strömungsverhältnisse Verwendung.

In UDEC werden die Berechnungen schrittweise durchgeführt, bis das Ergebnis bezüglich eines bestimmten Parameters einen Gleichgewichtszustand erreicht hat. Im Vorfeld einer jeden Modellierung muss daher die Anzahl der Zeitschritte zum Erreichen stationärer Verhältnisse bestimmt werden. Zur Ermittlung des Gleichgewichtszustandes wurde als Parameter die Durchflussmenge in neun Punkten eines jeden Netzwerkes über die Zeit aufgenommen bis annähernd konstante Bedingungen vorlagen (Abb. 6.3).

6.3. Hydraulische Modellierungen

6.3.1. Ermittlung des 2D-Durchlässigkeitstensors

Das hydraulische Verhalten von geklüftetem Gestein wird maßgeblich von der Ausbildung des Kluftsystems kontrolliert. Aufgrund ihrer Entstehungsgeschichte sind Kluftsysteme häufig aniso-

trop aufgebaut und können somit zu einer bevorzugten Fließrichtung führen. Auch der Einfluss von Spannungen hat einen enormen Einfluss auf die Richtung der Strömungswege. In diesem Kapitel soll eine Methode zur Ermittlung des zwei-dimensionalen Durchlässigkeitstensors vorgestellt werden, mit dem die Anisotropie sowie die Durchflussmenge der erstellten Kluft-Modelle quantifiziert werden soll.

Zur Ermittlung des Durchlässigkeitstensors wurden in der Vergangenheit eine Reihe verschiedener Methoden entwickelt. Alle Methoden haben die Gemeinsamkeit, dass künstlich erzeugte hydraulische Gradienten durch Randbedingungen an das Modell angelegt werden. Eine Methode verwendet z.B. Randbedingungen in Form unterschiedlicher, aber konstanter Druckhöhen auf zwei gegenüberliegenden Seiten. An den anderen Seiten findet kein Zufluss oder Abfluss statt, sie sind undurchlässig (Panda & Kulatilake, 1999). Ein Nachteil dieser Methode ist, dass die Randbedingungen der undurchlässigen Seiten das Fließverhalten des Systems nur unbefriedigend beschreiben. Long *et al.* (1982) entwickelte eine Methode, bei der an allen vier Seiten ein Zufluss ermöglicht wird. Durch Rotation des Kluftnetzes und Berechnung des Durchflusses unter gleichen Randbedingungen kann die Richtungsabhängigkeit der Durchlässigkeit eines Kluftnetzes berechnet werden. Eine ähnliche Methode wurde von Jackson

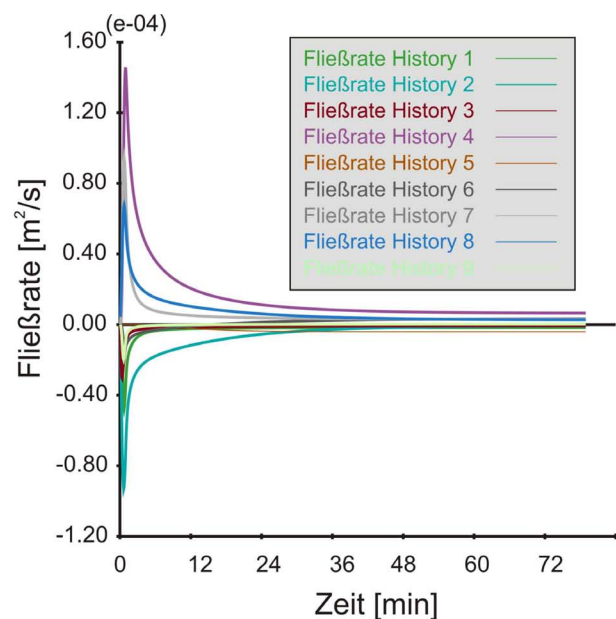
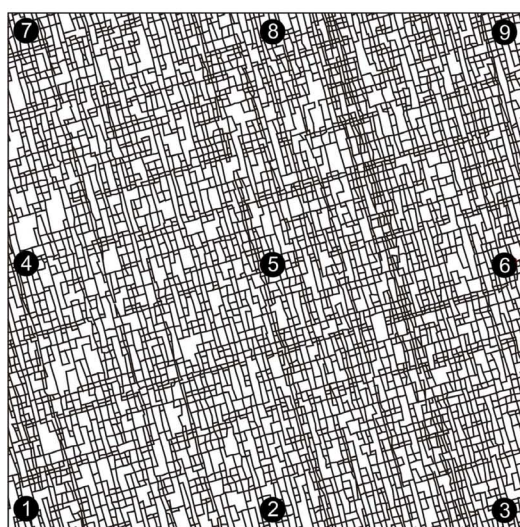


Abb. 6.3.: Aufzeichnung der Fließrate in Abhängigkeit der Zeit bis zum Erreichen konstanter hydraulischer Bedingungen.

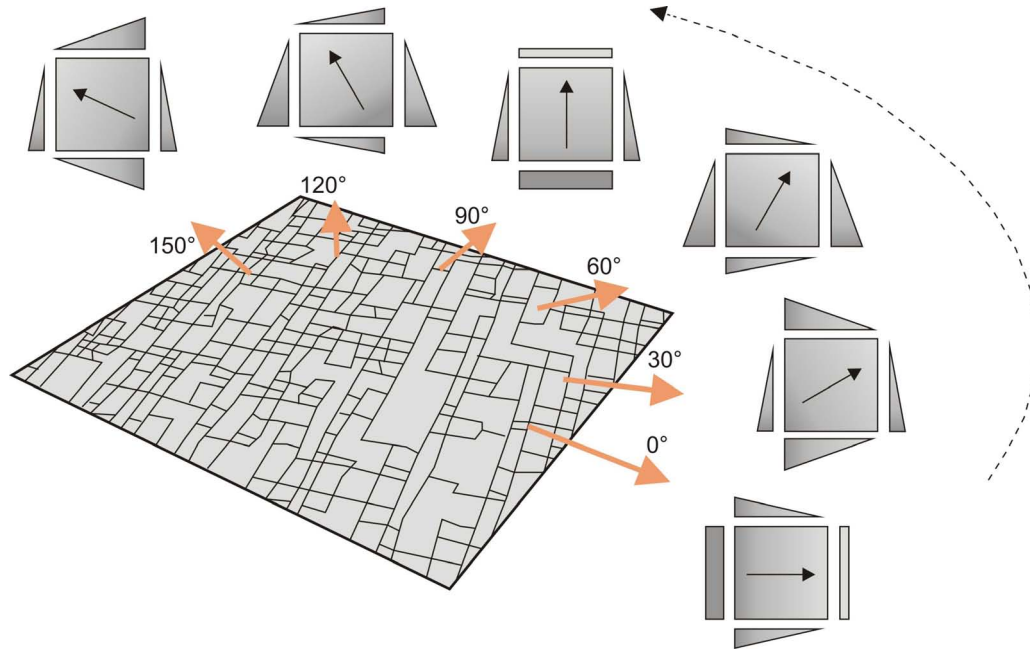


Abb. 6.4.: Der verwendete Ansatz zur Berechnung des 2D-Durchlässigkeitstensors beruht auf einer Rotation der Randbedingungen, d.h. einer Variation der Richtung des hydraulischen Gradienten in jeweils 30°-Schritten.

et al. (2000) entwickelt, bei der jedoch nicht das Kluftnetz, sondern die Randbedingungen rotiert werden. Die Berechnung des Durchlässigkeitstensors erfolgt in Anlehnung an diese Methode (Blum *et al.*, 2007). Der 2D-Durchlässigkeitstensor wird dabei durch eine Rotation der Randbedingungen und somit durch Variation der Richtung des hydraulischen Gradienten in jeweils 30°-Schritten berechnet (Abb. 6.4).

Der Durchfluss des Kluftnetzes wird bei jeder Rotation mittels des Programmes UDEC ermittelt. Für jede Seite des Modells wurde der Durchfluss pro Einheitsfläche nach dem kubischen Gesetz berechnet. Nachfolgend wurde angenommen, dass der Durchfluss über die Seiten des Modells ebenso mit dem Gesetz nach Darcy beschrieben werden kann. Unter dieser Annahme wurden die Durchflussraten in x- und y-Richtung pro Einheitsfläche (q_x und q_y) sowie die drei Komponenten des Durchlässigkeitstensors (k_{xx} , k_{xy} und k_{yy}) mit folgender Gleichung nach Darcy beschrieben (Blum *et al.*, 2007):

$$\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} \\ k_{xy} & k_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\delta h}{\delta x} \\ \frac{\delta h}{\delta y} \end{bmatrix} \quad (6.4)$$

Unter Annahme eines Einheitsgradienten (9810 Pa/m bzw. 1 m/m) lässt sich der hydraulische Gradient in x- und y-Richtung der einzelnen

Rotationen mittels folgender Gleichung berechnen (Blum *et al.*, 2007):

$$\frac{\delta h}{\delta x} = \cos \theta \quad (6.5)$$

$$\frac{\delta h}{\delta y} = \sin \theta \quad (6.6)$$

Der Winkel θ ist dabei der Winkel des angelegten hydraulischen Gradienten von der x-Achse gegen den Uhrzeigersinn. Die drei Komponenten des 2D-Durchlässigkeitstensors können anschließend durch den sechsfach simulierten Durchfluss mit folgender Funktion abgeschätzt werden (Blum *et al.*, 2007):

$$\sum_{i=1}^6 (q_x - k_{xx} \cos \theta_i + k_{xy} \sin \theta_i)^2 + (q_y - k_{xy} \cos \theta_i + k_{yy} \sin \theta_i)^2 \quad (6.7)$$

Die Geometrie des erzeugten Kluftsystems hängt in UDEC von einer Zufallsvariablen ab, die den Startpunkt der Kluftgenerierung festlegt. Unter Beibehalt der statistischen Parameter werden somit bei jedem Aufruf des Kluftnetzgenerators Kluftsysteme erzeugt, die im Aussehen variieren. Mit Hilfe des Parameters *random seed* kann der Anwender die Zufallsvariable manuell setzen, um

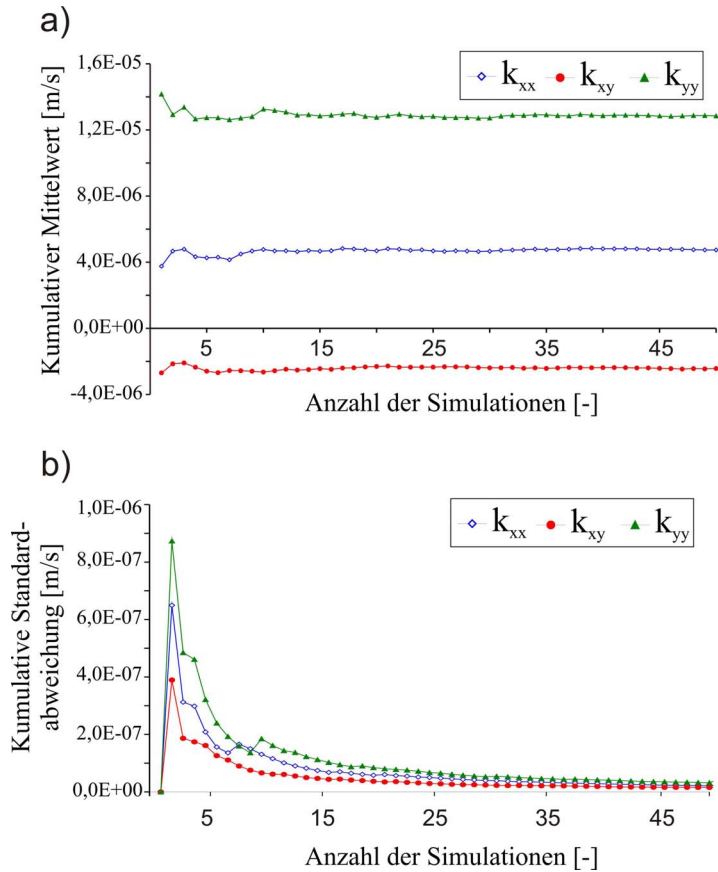


Abb. 6.5: Kumulative a) Mittelwerte und b) Standardabweichungen der drei angepassten Komponenten des Durchlässigkeitstensors für ein simuliertes Kluft-Modell mit der Kantenlänge von 5 m.

bei jedem Durchlauf identische Netze zu erzeugen. Um einen repräsentativen Permeabilitätstensor unter Beibehalt der statistischen Ausgangsparameter zu ermitteln, wurden mehrere Netze mit dem Kluftgenerator aus UDEC und einer Variation des Parameters *random seed* erzeugt. Jedes Kluftsystem musste anschließend auf Generierungsfehler überprüft werden, da häufig ein Abbruch der Generierung unter der Fehlerbeschreibung *negative or zero block area* stattfand und somit zu einer unvollständigen Kluftgeometrie führte. Je dichter die Klüfte gesetzt wurden und je größer das Netz gewählt wurde, desto häufiger erfolgte der Abbruch. Um größere und dichtere Kluftsysteme zuverlässig zu generieren, bedarf es daher noch softwaretechnischer Nachbesserung.

Der mittlere Permeabilitätstensor wird anschließend aus den Hauptkomponenten des Durchlässigkeitstensors der Einzelsimulationen berechnet. Als Konvergenzkriterium fanden dabei der kumulative Mittelwert und die kumulative Standardabweichung der drei Hauptkomponenten des Durchlässigkeitstensors Verwendung. Für die generierten Kluftnetze mit der Größe von 5 m x 5 m ist die Konvergenz nach etwa 20 Simulationen erreicht. Die berechnete kumulative Standardabweichung vom Mittelwert der drei Hauptkomponenten des Durchlässigkeitstensors lag bei Konvergenz unter 1% (Abb. 6.5).

Der 2D-Durchlässigkeitstensor jeder Einzelsimulation lässt sich mit Hilfe einer Ellipse veranschaulichen. Die Durchlässigkeitsellipse wird durch die zwei Hauptkomponenten des Durchlässigkeitstensors k_{max} und k_{min} sowie die Orientierung der Durchlässigkeitsellipse θ_{max} (Winkel zwischen k_{max} und der x-Achse gegen den Uhrzeigersinn) beschrieben und kann wie folgt berechnet werden (Zhang & Sanderson, 2002):

$$k_{max} = \frac{k_{xx} + k_{yy}}{2} + \frac{|k_{xy}|}{\sin 2\Theta} \quad (6.8)$$

$$k_{min} = \frac{k_{xx} + k_{yy}}{2} - \frac{|k_{xy}|}{\sin 2\Theta} \quad (6.9)$$

$$\Theta_{max} = \tan^{-1} \left(\frac{k_{max} - k_{xx}}{k_{xy}} \right) \quad (6.10)$$

In Abb. 6.6 ist der Durchlässigkeitstensor von 50 Einzelsimulationen für ein Kluft-Modell mit der Kantenlänge von 10 m x 10 m dargestellt.

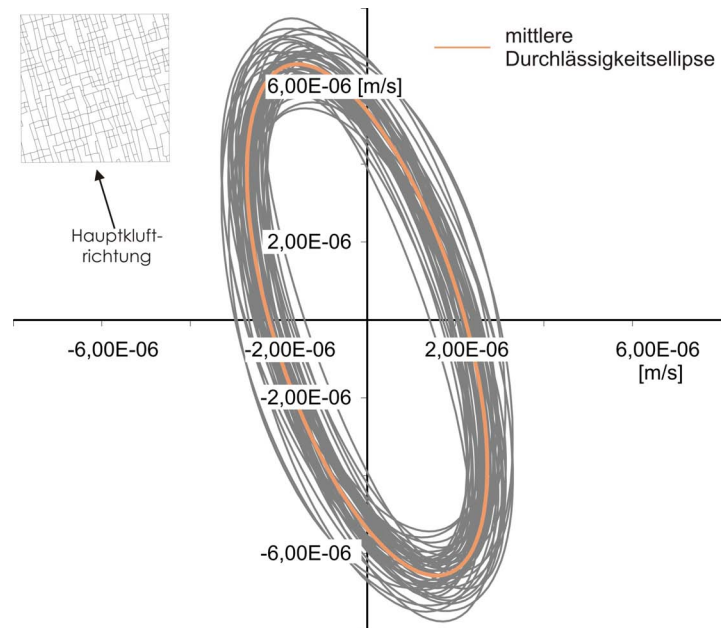


Abb. 6.6: *Durchlässigkeitstensor von 50 Einzelsimulationen für ein Kluft-Modell mit der Kantenlänge von 10 m x 10 m. Der berechnete Anisotropiefaktor beträgt für die Durchschnittsellipse 3,1.*

Deutlich ist zu erkennen, dass in Richtung der Hauptklüfte gegenüber der Nebenkluft-richtung eine ausgeprägte Durchlässigkeit zu messen ist. Um Aussagen über die Anisotropie der generierten Kluftsysteme zu machen, wurde der Anisotropiefaktor als Verhältnis der maximalen Durchlässigkeit zur minimalen Durchlässigkeit (k_{max}/k_{min}) angegeben (Zhang & Sanderson, 2002). Des Weiteren sind nur geringe Abweichungen zwischen den einzelnen Simulationen festzustellen, die auf ein durchgängig vernetztes Kluftsystem hindeuten.

6.3.2. Ermittlung des repräsentativen Elementarvolumens (REV)

Um ein repräsentatives Elementarvolumen zu bestimmen, wurden die Mittelwerte der Hauptkomponenten der Durchlässigkeitsellipse mit zunehmender Größe der Kluftnetze berechnet

(Abb. 6.7 a). Die entsprechenden Daten sind in Tab. 6.1 aufgelistet.

Für die berechneten Kluftnetze sind selbst bei kleinen Kluftnetzgrößen nur geringfügige Änderungen in den ermittelten Hauptkomponenten des Durchlässigkeitstensors festzustellen. Ab einer Netzgröße von 10 m x 10 m können die Durchlässigkeiten als konstant angesehen werden. Auch die Orientierung der Durchlässigkeitsellipse ist mit zunehmender Kluftnetzgröße konstant (Abb. 6.7 b).

Zur Bestimmung des minimalen repräsentativen Elementarvolumens wurden als subjektives REV-Kriterium die beiden Hauptkomponenten sowie die Orientierung der Durchlässigkeitsellipse herangezogen. Die betrachtete Kluftnetzgröße entspricht dabei dem minimalen REV, wenn die kumulative Varianz der beiden Hauptkomponenten und die Orientierung der Durchlässigkeitsellipse weniger als 5% der kumulativen Mittelwerte be-

Tab. 6.1.: *Ergebnisse der hydraulischen Modellierungen. Aufgelistet sind die drei Hauptkomponenten k_{xx} , k_{xy} und k_{yy} des Durchlässigkeitstensors. Daraus wurde die maximale und minimale Durchlässigkeitsrichtung sowie die Orientierung der Durchlässigkeitsellipse abgeleitet. Zusätzlich mitangegeben ist die Anisotropie der Durchlässigkeit.*

Kantenlänge [m]	k_{xx} [m/s]	k_{xy} [m/s]	k_{yy} [m/s]	k_{max} [m/s]	k_{min} [m/s]	k_{max}/k_{min}	Θ_{max} [°]
5m	4,74E-06	-2,43E-06	1,28E-05	1,35E-05	4,07E-06	3,3	105,5
10m	4,93E-06	-2,30E-06	1,29E-05	1,35E-05	4,32E-06	3,1	104,9
20m	5,36E-06	-1,97E-06	1,26E-05	1,31E-05	4,86E-06	2,7	104,3
40m	5,54E-06	-1,94E-06	1,26E-05	1,31E-05	5,05E-06	2,6	104,4

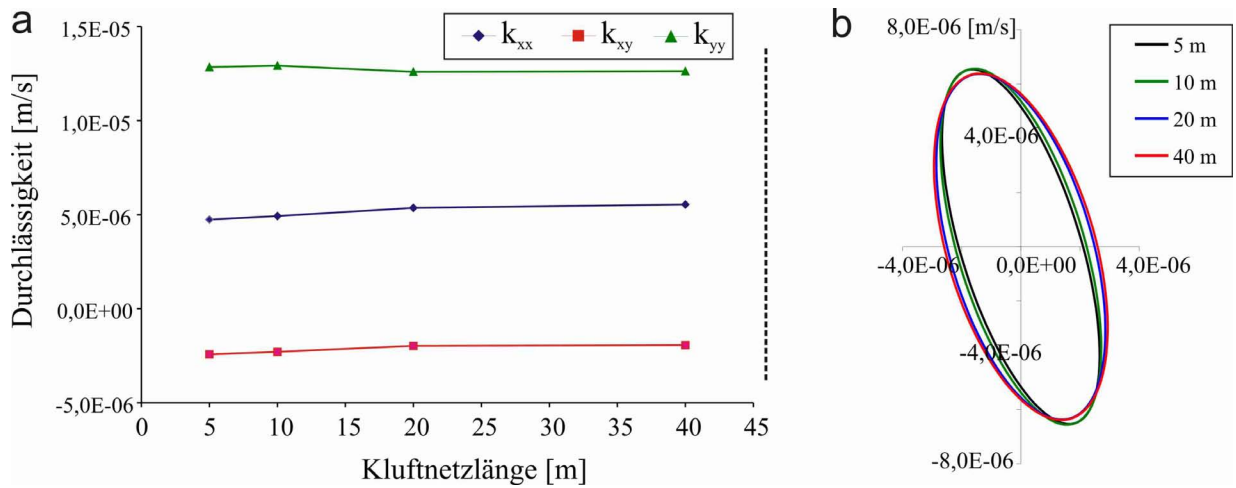


Abb. 6.7.: Darstellung a) der drei Komponenten des Durchlässigkeitsensors sowie b) der Durchlässigkeitsellipse mit zunehmender Kantenlänge des Kluft-Modells.

tragen. In diesem Fall liegt bei einer Netzgröße von $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ bereits ein REV vor.

6.4. Diskussion

Aufgrund des „leiterartigen“ Kluftsystems mit regelmäßigen Kluftabständen der beiden Kluftscharen zeigen die hydraulischen Modellierungen, dass die Klüfte in der horizontalen Ebene gut miteinander verknüpft sind. Jedoch repräsentieren die mittels statistischer Kluftparameter generierten diskreten Kluftmodelle nur eine Schicht mit einer Mächtigkeit von 55 cm . Sedimente, und im Speziellen die untersuchten Gesteine des Mittleren Buntsandsteins, setzen sich aber in der Regel aus zahlreichen Schichten mit unterschiedlicher Mächtigkeit zusammen. Die hydraulischen Eigenschaften variieren daher von Schicht zu Schicht, da jede Bank andere Kluftparameter und somit ihr eigenes Kluftsystem aufweist.

Es muss bedacht werden, dass die Modellierungen ausschließlich Informationen über die Strömungsprozesse in den vertikalen Klüften einer horizontalen Fläche liefern. Aussagen zum Fließverhalten entlang der Schichtflächen sind somit nicht möglich, können jedoch maßgeblich einen Einfluss auf die Gesamtdurchlässigkeit des Systems haben (Hitchmough *et al.*, 2007). Ferner müssen Strömungsprozesse in der schichtnormalen Richtung bedacht werden. Die durchgeführten Geländeaufnahmen haben gezeigt, dass sich die Hauptklüfte oftmals über mehrere Schichten er-

strecken, während die Nebenklüfte an entsprechenden Schichtgrenzen absetzen. Es ist somit wahrscheinlich, dass sich die Durchlässigkeitsanisotropien bei einer bankübergreifenden, dreidimensionalen Betrachtung hinsichtlich der Haupt- und Nebenklufttrichtung verstärken.

Des Weiteren wurden Modellierungen unter Annahme einer konstanten hydraulischen Öffnungsweite durchgeführt. Generell besteht zwischen der Erstreckung einer Kluft und deren Öffnungsweite ein Zusammenhang (Renshaw, 1995; Baghbanan & Jing, 2007). Da sich beide Hauptklufttrichtungen deutlich in ihren Erstreckungen unterscheiden, ergibt sich daraus eine recht inhomogene Öffnungsweitenverteilung; außerdem könnten sich die beschriebenen Anisotropieeffekte ebenfalls intensivieren.

Odling *et al.* (1999) stellen aufgrund von Geländebeobachtungen die Annahme auf, dass in gut perkolierenden Kluftsystemen mit orthogonalen Kluftscharen die Größe des REV etwa ein bis zwei Größenordnungen über den gemessenen Kluftabständen liegt. Diese Annahme deckt sich gut mit den eigenen simulierten Kluftsystemen und dem bestimmten REV. Für andere Bankmächtigkeiten bzw. für die anderen untersuchten Lokalitäten ist daher die Größe des REV entsprechend der gemessenen Kluftabstände anzupassen. Bei Lokalitäten, die ein Kluftsystem aufweisen, bei dem die Nebenklüfte nur rudimentär entwickelt sind (Hedemann, 1950), sind die Annahmen bezüglich der REV-Größe mit Vorsicht zu betrachten, da eine entsprechende Konnektivität nicht vorhanden ist.

7. Hydromechanische Analysen

Bei der Planung und Nutzung eines geklüfteten geothermischen Reservoirs muss besonders der Einfluss der Klüfte auf die Permeabilität und die Deformation berücksichtigt werden. Im folgenden Kapitel sollen daher die Wechselwirkungen zwischen Strömungs- und Verformungsprozessen in geklüfteten Gesteinen mittels hydromechanischer Modellierungen untersucht werden. Die Öffnungsweite und somit die Durchlässigkeit einer Kluft ist äußerst spannungssensitiv (Rutqvist & Stephansson, 2003). In einem ersten Schritt wurde die Durchlässigkeit eines Reservoirs mit zunehmender Tiefe, d.h. zunehmenden Spannungen untersucht. Das Verformungsverhalten entlang der Bruchflächen hängt jedoch nicht nur von den anliegenden Gebirgsspannungen ab, sondern ist an den Wasserdruck innerhalb der Brüche gekoppelt (Rutqvist & Stephansson, 2003). So finden bei hydraulischen Stimulationsarbeiten aufgrund einer Erhöhung des Wasserdrucks Verformungsprozesse entlang vorhandener Bruchflächen statt, die die Durchlässigkeit eines Reservoirs erhöhen, aber zugleich die Ursache für Erdstöße im Untergrund sind (Häring *et al.*, 2008). In einem weiteren Schritt sollen daher die hydromechanischen Prozesse bei Stimulationsarbeiten simuliert werden.

Hydromechanische Analysen finden besonders in der Erdgas- und Ölindustrie (Koutsabeloulis & Hope, 1998; Gutierrez & Lewis, 1998; Osorio *et al.*, 1998), bei der untertägigen Deponierung von nuklearen Endprodukten (Jing *et al.*, 1996) sowie bei der Nutzung geothermaler Energie Anwendung (Evans *et al.*, 1999). Weitere Anwendungsgebiete sind der Steinkohlebergbau, die Speicherung von Erdgas sowie aktuell die Speicherung von CO_2 im Untergrund (Rutqvist & Stephansson, 2003).

In den Kap. 7.1 und Kap. 7.2 werden zunächst Theorien und das verwendete numerische Modellkonzept zur Beschreibung des hydromechanischen Verhaltens von geklüfteten Gesteinen vorgestellt. Das intakte Gestein und die Diskontinuitäten werden mittels relevanter Parameter in Kap. 7.3 charakterisiert, welche als Eingabeparameter für die sich daran anschließenden hydromechanischen Mo-

dellierungen dienen.

7.1. Theorien zur Beschreibung des hydromechanischen Verhaltens von geklüftetem Gestein

Klüfte sind maßgeblich für das hydromechanische Verhalten eines Gesteinskörpers verantwortlich. Vorhandene Brüche stellen Schwachstellen im Gestein dar, die auf eine Belastungsänderung sehr leicht in Form von Verformungsprozessen entlang der Kluftflächen reagieren (Jaeger *et al.*, 2007). Da Klüfte in vielen Reservoiren bevorzugte Fließwege für Wasser darstellen, ist der Volumenstrom in einem Reservoir somit äußerst spannungssensitiv. Hierbei spielt häufig die im Vergleich zum intakten Gestein geringere Scherfestigkeit der Klüfte eine wichtige Rolle. Unter Scherbelastungen kann es zu Scherbewegungen entlang der Kluftflächen kommen, die kluftöffnend oder -schließend wirken und somit die hydraulische Durchlässigkeit des Gesteinskörpers steuern können (Rutqvist & Stephansson, 2003).

Die mittels des Gesetzes von Hagen-Poiseuille (*cubic law*) berechnete Durchlässigkeit einer Kluft beruht auf dem Konzept des parallelen Plattenmodells (vgl. Kap. 6.1), das als Berechnung einer hydraulischen Kluftöffnungsweite annimmt. Aufgrund ihrer Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte ist jedoch die Oberfläche einer Kluft häufig unregelmäßig und rau ausgebildet. Die bei der Schließung zweier Kluftflächen entstehende mechanische Öffnungsweite ist somit nicht mit der hydraulischen Kluftöffnungsweite gleichzusetzen (Oron & Berkowitz, 1998). Um Aussagen über die hydraulischen Eigenschaften einer Kluft zu treffen, müssen zunächst die Struktur und die Verformungsprozesse entlang der Kluftwandungen untersucht werden. In den folgenden Unterkapiteln werden aus diesem Grund die grundlegenden mechanischen Prozesse, die das Deformationsverhalten eines geklüf-

teten Gesteinskörpers steuern, und ihr Einfluss auf das hydraulische Verhalten erläutert.

7.1.1. Mechanisches Verhalten

Das mechanische Verhalten eines Gesteinskörpers hängt im Wesentlichen von dessen strukturellem Aufbau ab. In diesem Zusammenhang ist es üblich, das intakte Gestein und die makroskopischen Diskontinuitäten (Klüfte, Brüche, Störungen etc.) bezüglich ihres mechanischen Verhaltens getrennt zu betrachten, obwohl auch das intakte Gestein Brüche in Form von Mikrorissen aufweist (Brady & Brown, 2004). Beide Strukturen üben in Abhängigkeit vom Untersuchungsmaßstab und den Belastungsänderungen unterschiedlichen Einfluss auf das Verformungsverhalten eines Gesteinskörpers aus (Jaeger *et al.*, 2007). Beinhaltet das Arbeitsgebiet nur wenige Diskontinuitäten, ist die Gesteinsmatrix vorrangig für die Verformungsprozesse des Gesteinskörpers verantwortlich. Sind jedoch die Abstände einzelner Brüche im Verhältnis zur Größe des zu untersuchenden Gesteinskörpers klein, sind Verformungsprozesse entlang der Klüftflächen von Bedeutung.

7.1.1.1. Intaktes Gestein

Ein fester Körper, der äußeren Kräften ausgesetzt ist, tendiert dazu, sich zu verschieben und seine Form zu ändern. Der Widerstand, den ein Körper auf eine von außen angreifende und auf eine Flächeneinheit A bezogene Kraft F ausübt, wird als

Spannung σ definiert:

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad (7.1)$$

Die Gesamtheit aller Spannungskomponenten in einem Punkt eines Körpers wird als Spannungszustand bezeichnet. Der dreidimensionale Spannungszustand in einem Punkt eines Körpers kann mit Hilfe eines Würfels veranschaulicht werden, bei dem die an jeder Seitenfläche angreifenden Spannungen aufgeteilt werden: in eine Normalspannung σ_n senkrecht zur Fläche und zwei Scherspannungen τ parallel zu den Würfelkanten. Für jeden Spannungszustand können drei zueinander orthogonale Ebenen gefunden werden, in denen keine Scherspannungen auftreten und in denen die Normalspannungen Extremwerte annehmen (Jaeger *et al.*, 2007). Spannungskräfte, die senkrecht zu diesen Ebenen wirken, werden je nach ihrem Betrag als Hauptspannungen (Konvention $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) bezeichnet.

Unter niedrigen Umgebungsdrücken und Temperaturen, wie denen in geringer Tiefe in der Erdkruste, zeigen Gesteine im Allgemeinen zwei Verhaltensweisen der Deformation: elastische Verformung oder sprödes Materialverhalten. Bei der elastischen Verformung entsteht keine permanente Verformung des Gesteins, d.h. das Gestein kehrt in seine ursprüngliche Form zurück, wenn die Belastung wieder abnimmt. Sprödes Materialverhalten beschreibt die Gesteinseigenschaft, bei der die elastische Verformung zum Bruchversagen führt. Um das Verformungsverhalten eines Gesteins unter realistischen Spannungsbedingungen zu untersuchen, werden üblicherweise Triaxialversuche

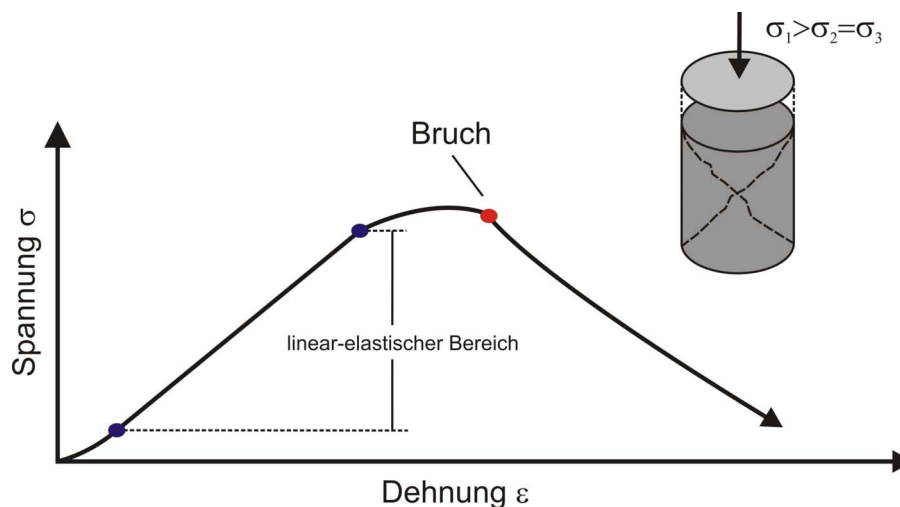


Abb. 7.1.: Spannungs-Dehnungs-Diagramm

im Labor durchgeführt. Ein typisches Spannungs-Dehnungs-Diagramm eines weggesteuerten Triaxialversuches ist in Abb. 7.1 dargestellt.

Bei hinreichend kleinen Spannungen besteht bei Gesteinen eine linear-elastische Beziehung zwischen Spannung σ und Verformung ϵ , die durch das Hooke'sche Gesetz beschrieben wird:

$$\sigma = E \cdot \epsilon \quad (7.2)$$

Der Proportionalitätsfaktor E wird als Elastizitätsmodul (E-Modul) bezeichnet und stellt ein Maß für die Steifigkeit der Probe dar. Für die meisten Gesteine kann der E-Modul Werte zwischen 1 GPa (Tonstein) und 100 GPa (Granit) annehmen (Bell, 2000). Unter Laborbedingungen an Gesteinsproben ermittelte E-Moduln sind im Allgemeinen um ein Vielfaches höher als in situ Werte, da vorhandene Brüche die Steifigkeit eines natürlichen Gesteinskörpers verringern (Heuze, 1980).

Die Beziehung zwischen Volumenänderung und Spannung wird durch die Poissonzahl ν (Querdehnzahl) ausgedrückt:

$$\nu = -\frac{\epsilon_{lat}}{\epsilon_{ax}} \quad (7.3)$$

Das Verhältnis zwischen lateraler Dehnung ϵ_{lat} und axialer Dehnung ϵ_{ax} ist gesteinspezifisch und liegt bei den meisten Gesteinen zwischen 0,25 und 0,35 (Jaeger *et al.*, 2007).

Eine linear-elastische Beziehung zwischen Spannung und Verformung kann jedoch nur für ideale Körper angenommen werden. Gesteine verhalten sich meist nicht linear-elastisch, sondern zeigen Nichtlinearität, Hysterese und bleibende Deformation in Abhängigkeit von der Verformungsrate. Bei kleinen Druckänderungen bietet jedoch die Elastizitätstheorie nach dem Hooke'schen Gesetz eine brauchbare und akkurate Näherung (Jaeger *et al.*, 2007).

7.1.1.2. Diskontinuitäten

Die Spannungen, die auf eine Kluffläche wirken, können analog zum intakten Gestein in eine Normal- und eine Scherspannungskomponente eingeteilt werden. Die bewirkte Deformation einer Spannungskomponente ist dabei häufig vom Betrag der anderen abhängig. Beide Spannungskomponenten sind somit eng miteinander verbunden

und steuern das Verformungsverhalten einer Kluffläche. Der Grund hierfür ist die Struktur der Kluffläche mit ihren Rauigkeitsspitzen (NRC & CoF-CaFF, 1996), welche schematisch in Abb. 7.2 a dargestellt sind. Unter Scherbelastung und niedrigen Normalspannungen werden die Rauigkeitsspitzen gegeneinander aufgeschoben und führen zu einer Dilatation der Kluffläche. Dagegen bewirkt eine Erhöhung der Normalspannungen eine Zunahme der Kontaktflächen zwischen den Klufflächen.

Verhalten unter Normalspannungen: Unter Normalspannungen verhält sich das Verformungsverhalten einer Kluffläche normalerweise nicht-linear (Abb. 7.2 b). Die Deformation ist unter kleinen Normalspannungen am größten, da die Kontaktfläche zwischen den Klufflächen zu Beginn der Belastung klein ist. Mit zunehmendem Druck vergrößert sich die Kontaktfläche und die Deformation verringert sich. In der Regel zeigen die Gesteine bei Belastung und Entlastung einen Hysterese-Effekt, der durch einen Versatz der Oberfläche, Probennahmeeffekte oder durch Brechen der Rauigkeitsspitzen entsteht (Barton *et al.*, 1985). Nach mehrmaligen Belastungs- und Entlastungs-Zyklen nähert sich der Verformungsverlauf der maximalen Klufflächenschließung Δu_{max} an (Pyrak-Nolte *et al.*, 1987). Um das hyperbolische Verformungsverhalten von Klufflächen zu beschreiben, stellte Goodman (1976) ein erstes grundlegendes empirisches Modell auf. Das heutzutage am häufigsten genutzte hyperbolische Verformungsmodell geht jedoch auf Bandis *et al.* (1983) zurück. Die mechanische Klufflächenöffnungsweite in Abhängigkeit von der Belastung wird aufgrund empirischer Beziehungen mittels bestimmter Klufflächenparameter (Klufflächenrauigkeitskoeffizient JRC und Klufflächensteifigkeit JCS) empirisch berechnet (Barton *et al.*, 1985). In der Literatur werden neben hyperbolischen auch logarithmische Verformungsmodelle beschrieben (Evans *et al.*, 1992). Sowohl die hyperbolischen als auch die logarithmischen Verformungsmodelle wurden mit zahlreichen Laboruntersuchungen an Gesteinsproben entsprechend angepasst. Während hyperbolische Verformungsmodelle für glatte Oberflächen die geeignetere Anpassung darstellen, sind logarithmische Modelle für raue Oberflächen besser geeignet (Rutqvist & Stephansson, 2003). Jedoch konnten Evans *et al.* (1992) und Zhao & Brown (1992) nachweisen, dass das logarithmische Verformungsmodell unter kleinen Spannungen (kleiner

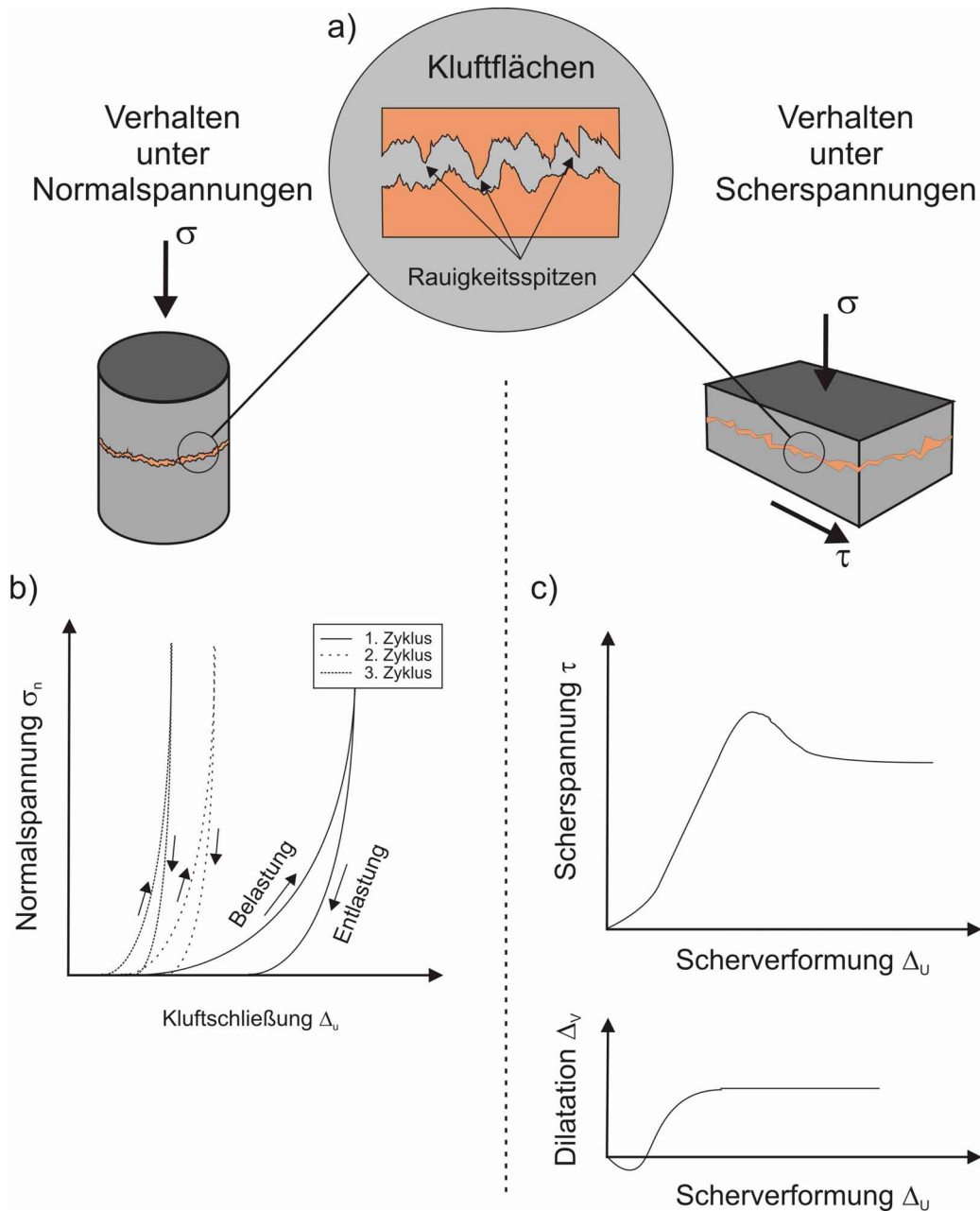


Abb. 7.2.: Die Darstellung zeigt a) schematisch die Rauigkeitsspitzen, die einen wesentlichen Einfluss auf das Verformungsverhalten der Klüfte unter b) Normalspannungen und c) Scherspannungen haben.

als 10 MPa) auch für glatte Oberflächen geeignet ist. Unter hohen Spannungen stellt das logarithmische Modell die mechanische Öffnungsweite nicht realistisch dar, da eine verbleibende mechanische Öffnungsweite nicht simuliert werden kann und die Klüfte vollständig geschlossen werden (Rutqvist & Stephansson, 2003).

Verhalten unter Scherspannungen: Im Vergleich zu Normalspannungen führen Scherspannungen zu einer parallelen Deformation entlang

der Kluftoberfläche. Bei dieser tangentialen Bewegung der Kluftebenen gegeneinander ist häufig anfänglich eine Dilatation der Kluft zu beobachten, die durch das Aufschieben von Rauigkeitsspitzen entgegen des Drucks senkrecht zur Kluft entsteht. Eine Verformung parallel zur Kluftoberfläche wird als Scherversatz Δu bezeichnet. Analog dazu wird der Versatz senkrecht zur Kluftwandung als Dilatation Δv beschrieben. Ein typischer Kurvenverlauf für das Verformungsverhalten einer Kluftoberfläche unter Erhöhung der Scher-

spannungen und konstanten Normalspannungen ist in Abb. 7.2 c dargestellt. Unter Scherbelastung werden zunächst die Rauigkeitsspitzen aufeinander geschoben und führen zu einer Dilatation. Die Scherfestigkeit nimmt zu und bei einer Erhöhung der Belastung über der Bruchfestigkeit scheren die Rauigkeitsspitzen ab und führen zu einer irreversiblen Schädigung der Kluftoberfläche. Die Größe der Dilatation erreicht ihr Maximum am Höchstwert der Scherfestigkeit (Barton *et al.*, 1985).

Das Verformungsverhalten einer Kluft unter Scherbelastung ist entscheidend von der Größe der Normalspannung abhängig. Eine erste bilineare Beziehung wurde von Patton (1966) aufgestellt. Analog zum Verformungsverhalten unter Normalspannungen stellten Barton & Choubey (1977) und Bandis *et al.* (1983) ein Modell zum Verformungsverhalten von Klüften unter Scherspannungen auf.

Obwohl sich das Verformungsverhalten von Klüften mittels Laboruntersuchungen schematisch darstellen lässt, sind dennoch im Gebirgsverband andere Verhaltensweisen zu erkennen. Beim Aufschieben der Rauigkeitsspitzen und der Dilatation werden gleichzeitig die Normalspannungen aufgrund des umgebenden Gesteins erhöht. Im Gegensatz zum Labor sind die Normalspannungen nicht als konstant anzusehen, sondern verändern sich kontinuierlich. Im Gebirgsverband ist daher eine wesentlich geringere Dilatation zu vermuten (Ohnishi & Dharmaratne, 1990).

7.1.2. Hydromechanisches Verhalten

Der Einfluss der Wandrauigkeit auf die hydraulischen und mechanischen Eigenschaften einer Kluft sind durch zahlreiche Untersuchungen belegt und führen demnach zu der Annahme, dass die Kluftsteifigkeit und die Durchlässigkeit eng miteinander gekoppelt sind (Cook, 1992; Pyrak-Nolte & Morris, 2000). Da jedoch die hydraulischen Prozesse vorwiegend von der Öffnungsweite, aber die mechanischen Prozesse von der Kontaktfläche zwischen den Rauigkeitsspitzen abhängen, sind beide Prozesse nur indirekt miteinander gekoppelt (Hopkins, 2000). Ein funktionaler Zusammenhang zwischen hydraulischen und mechanischen Prozessen ist somit recht komplex.

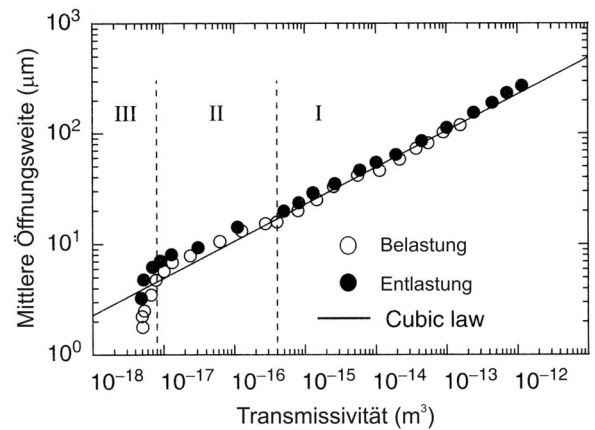


Abb. 7.3.: Durchlässigkeit einer Kluftfläche in Abhängigkeit der Kluftöffnungsweite; verändert nach Witherspoon *et al.* (1980).

Witherspoon *et al.* (1980) untersuchte an Gesteinsproben im Labor die Durchlässigkeit von Zugbrüchen unter Normalspannungen (Abb. 7.3). Unter kleinen Spannungen ist die Kluftöffnungsweite im Verhältnis zur Rauigkeit groß. Da sich die Durchlässigkeit proportional zur Kluftöffnungsweite verändert (Bereich I), kann das hydraulische Verhalten mittels des Gesetzes von Hagen-Poiseuille beschrieben werden. Unter weiterer Belastung (Bereich II) führen verschiedene Prozesse (Abnahme der mittleren Öffnungsweite, Zunahme der Kontaktfläche sowie Zunahme der Rauigkeit relativ zur Öffnungsweite) dazu, dass die Kluftöffnungsweite langsamer abnimmt als die Durchlässigkeit (Jaeger *et al.*, 2007). Unter hohen Spannungen verändert sich die Durchlässigkeit nur unwesentlich (Bereich III). Grund dafür sind offene Kluftflächen mit sehr kleinen Längenverhältnissen, die sich unter zunehmenden Spannungen kaum verformen (Gentier & Hopkins, 1997; Pyrak-Nolte *et al.*, 1987). Das Ergebnis ist eine Restöffnungsweite in Form von Fließkanälen, welche spannungsresistent sind.

Unter Scherbelastung führt der Versatz senkrecht zur Kluftoberfläche (Dilatation) zu einer Zunahme der Durchlässigkeit. Untersuchungen zum Durchströmungsverhalten unter Scherbelastung sind durch zahlreiche Autoren beschrieben (Olsson & Brown, 1993; Gentier *et al.*, 2000; Lee & Cho, 2002; Li *et al.*, 2008). Das hydraulische Verhalten unter Scherbelastung ist in Abb. 7.4 dargestellt (Esaki *et al.*, 1999). Die Durchlässigkeit sinkt zu Beginn der Scherverformung typischerweise ab und steigt rapide um mehrere Größenordnungen

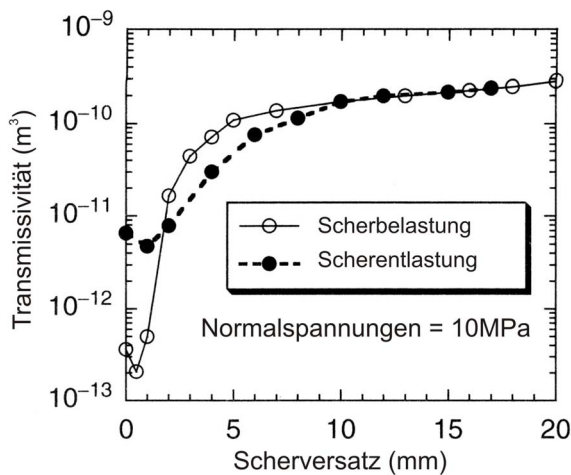


Abb. 7.4.: Durchlässigkeit in Abhängigkeit vom Scherversatz unter 10 MPa Normalspannungen; verändert nach Esaki et al. (1999).

bis zum Erreichen des maximalen Scherfestigkeitsplateaus.

7.2. Numerische Modellkonzepte zur Modellierung von geklüftetem Gestein

Analytische Verfahren sind zur Lösung hydromechanischer Fragestellungen sehr kompliziert und mathematisch aufwendig, weshalb häufig numerische Berechnungsverfahren verwendet werden. Eine sehr ausführliche Zusammenfassung aller numerischen Verfahren im Bereich der Gesteinsmechanik wird in Jing (2003) gegeben. Zu den am häufigsten angewandten numerischen Modellen im Bereich der Gesteinsmechanik zählen (Jing & Hudson, 2002):

- Kontinuum-Modelle, wie die Finite-Differenzen-Methode (FDM), Finite-Volumen-Methode (FVM), Boundary-Element-Methode (BEM) und Finite-Element-Methode (FEM),
- Diskontinuum-Modelle wie die Distinkte-Element-Methode (DEM) und diskrete Kluftnetzwerke (DFN) sowie
- Hybrid-Modelle, welche Kontinuum- und Diskontinuum-Modelle miteinander kombinieren.

Die numerischen Methoden der Kontinuumtheorien beschreiben das hydromechanische Verhalten des intakten Gesteins und dessen Diskontinuitäten ohne explizit die einzelnen Verformungsprozesse entlang der Kluftflächen zu berücksichtigen. Die einzelnen hydromechanischen Prozesse eines geklüfteten Körpers werden somit durch ein Mittlungsvolumen (repräsentatives Elementarvolumen, REV) homogenisiert. Die gemittelten Spannungen und Verformungen innerhalb des REV resultieren somit sowohl aus der Deformation des intakten Gesteins als auch aus der auf den Bruchflächen auftretenden Verformung. Kontinuum-Modelle werden bevorzugt eingesetzt, wenn sich das Betrachtungsgebiet aus wenigen Diskontinuitäten zusammensetzt und wenn keine erheblichen Kluftöffnungen stattfinden (Jing & Hudson, 2002).

Die FDM nutzt als älteste numerische Methode der Kontinuumtheorien ein regelmäßiges Berechnungsgitter, durch das die partiellen Differentialgleichungen in ein System von Differenzgleichungen umformuliert und gelöst werden. Die konventionelle FDM ist somit bei der Behandlung von komplexen Randbedingungen und Materialinhomogenitäten recht unflexibel. Durch die Implementierung ungleichförmiger Berechnungsgitter wurde der Nachteil zumindest teilweise behoben. Die FVM bildet die Brücke zwischen der FDM und der FEM und ist zugleich eine der gängigsten numerischen Methoden in der Gesteinsmechanik. Als ein bekannter Code im Bereich der FVM/FDM ist der FLAC Code zu nennen (Itasca, 2006a). Obwohl die FVM in zahlreichen Gebieten der Gesteinsmechanik Anwendung findet (Detournay & Hart, 1999), ist die Modellierung von diskreten Brüchen mit Schwierigkeiten verbunden (Jing & Hudson, 2002).

Hinsichtlich der bisher genannten Nachteile (Materialinhomogenitäten, komplexe Randbedingungen etc.) zeigt sich die FEM recht flexibel und stellt somit die am meisten genutzte Methode in den Natur- und Ingenieurwissenschaften dar. Die Darstellung von Brüchen und das mechanische Verhalten von geklüftetem Gestein mittels der FEM gehen auf die Arbeiten von Goodman *et al.* (1968) und Goodman (1976) zurück und wurden stetig verbessert (Gens *et al.*, 1995).

Als eine weitere Methode stellt die BEM eine effiziente Alternative bei einer großen Anzahl an

Problemstellungen im Bereich der Gesteinsmechanik gegenüber der FEM und FDM dar. Da die Methode nur eine Diskretisierung der Berandung verlangt und somit die Datenmenge zur Berechnung verringert, ist sie besonders bei sich entwickelnden Strukturen (z.B. Bruchausbreitung) von Vorteil (Zhang & Sanderson, 2002). Bei heterogenen Materialien und nicht-linearen Materialverhalten ist sie jedoch weniger effizient als die FEM (Jing & Hudson, 2002).

Insgesamt lässt sich mittels der Kontinuum-Modelle das mechanische Verhalten von Diskontinuitäten, insbesondere die Kluftöffnung und das Gleiten entlang der Flächen, nur bei relativ kleiner Verformung modellieren (Kawamoto & Aydan, 1999). Für eine exakte Simulation des hydromechanischen Verhaltens von Klüften sind sie daher ungeeignet.

Die DEM im Bereich der Diskontinuumtheorien geht auf Cundall (1980) zurück und wurde entwickelt, um die Diskontinuitäten direkt zu behandeln und das mechanische Verhalten von geklüfteten Gesteinen realitätsnah zu simulieren. Die Methode hat ein großes Anwendungsspektrum, u.a. in der Gesteinsmechanik, Bodenmechanik, Strukturanalyse und Materialverarbeitung. Eine ausführliche Darstellung von Anwendungsbeispielen mit Auflistung von Literaturstellen geben Sharma *et al.* (1999) und Jing & Stephansson (2007). Die DEM sieht ein Modell vor, das aus einem Verband aus Blöcken besteht, die sich durch Kontakte wechselseitig beeinflussen (vgl. Kap. 5.1). Ein grundlegender Unterschied gegenüber der FEM ist, dass sich die Kontaktflächen zwischen den Diskontinuitäten während der Deformation stetig verändern, während sie bei der FEM fixiert sind. Bei der DEM wird zwischen impliziten und expliziten Methoden unterschieden. Die implizite Methode findet Verwendung in der Diskontinuierlichen-Deformations-Analyse (DDA), die von Shi (1992) entwickelt wurde. Beispiele zur Lösung hydromechanischer Fragestellungen mittels der DDA sind in Kim *et al.* (1999) und Jing *et al.* (2001) zu finden. Die wohl bekanntesten expliziten Verfahren sind die beiden kommerziellen Computercodes UDEC und 3DEC für zwei- und dreidimensionale Problemstellungen (Itasca, 2006e). Eine weitere häufig genutzte Methode ist die DFN Methode, welche Strömungs- und Transportprozesse in geklüfteten Medien simuliert. Sie wird hauptsächlich

eingesetzt, um äquivalente hydraulische Parameter für Kontinuum-Modelle zu erheben (Long *et al.*, 1982) sowie das Fließverhalten in geklüfteten Gesteinen zu untersuchen, die sich nicht durch äquivalente Kontinuum-Modelle beschreiben lassen.

Hybrid-Modelle stellen eine Kombination von Kontinuum- und Diskontinuum-Modellen dar. Gewöhnlich werden BEM für großräumige Systeme verwendet, während DEM und FEM für kleinräumige Systeme eingesetzt werden, bei denen eine explizite Darstellung der Diskontinuitäten nötig ist (Jing & Hudson, 2002). Eine Kombination von DEM, DFN und BEM Verfahren wird z.B. in Wei & Hudson (1998) aufgezeigt, um das hydromechanische Verhalten von geklüftetem Gestein zu untersuchen. Eine detaillierte Zusammenfassung aller Hybrid-Modelle ist in Jing & Hudson (2002) gegeben.

7.2.1. Hydromechanische Modellierungen mittels UDEC

Da Kontinuum-Modelle bei der Modellierung hydromechanischer Prozesse in geklüfteten Gesteinen Defizite aufweisen, wurde für eine exaktere Beschreibung der Diskontinuitäten die Software UDEC im Bereich der Diskontinuumtheorien verwendet. Der Berechnungsalgorithmus in UDEC wechselt zwischen der Anwendung eines Spannungs-Verschiebungs-Verhältnisses auf den Kontaktflächen und der Anwendung des zweiten Newton'schen Gesetzes auf allen Blöcken ab (Wang, 2001). Für eine ausführliche Beschreibung der theoretischen Hintergründe und numerischen Berechnungen sei auf Zhang & Sanderson (2002) und Itasca (2006d) verwiesen.

Das Deformationsverhalten des intakten Gesteins (Blöcke) und der Diskontinuitäten kann durch eine Auswahl an Stoffgesetzen und Verformungsmodellen beschrieben werden. Eine Zusammenfassung der verfügbaren konstitutiven Modelle in UDEC für das intakte Gestein und für die Klüfte ist in Tab. 7.1 aufgeführt.

Um eine Deformation des intakten Gesteins zu realisieren, werden die Blöcke in UDEC in dreieckige Finite-Differenz-Elemente mit je drei Knotenpunkten (Zonen) diskretisiert. Das elastisch-isotrope Materialgesetz stellt das einfachste Verformungsmodell dar. Obwohl sich Gesteine ani-

Tab. 7.1.: Verfügbare Stoffgesetze in UDEC für das intakte Gestein und die Diskontinuitäten Itasca (2006e).

Verformungsmodell intaktes Gestein	Verformungsmodell Diskontinuitäten
Null-Modell	Punkt-Kontakt-Modell-Coulomb slip
elastisch, isotropes Modell	Flächen-Kontakt-Modell-Coulomb slip
Drucker-Prager-Modell (plastisch)	Flächen-Kontakt-Modell-Coulomb slip (mit Restfestigkeit)
Mohr-Coulomb-Modell (plastisch)	kontinuierlich fließendes Modell
<i>strain-softening</i> -Modell	Barton-Bandis-Modell
<i>double-yield</i> -Modell	-

sotrop und nicht-elastisch verhalten, bietet der linear-elastische Ansatz bei kleinen Druckänderungen eine brauchbare Näherung (Jaeger *et al.*, 2007). Das Modell findet gewöhnlich Anwendung, wenn ein Gleiten entlang von Bruchflächen den dominierenden Verformungsprozess darstellt (Itasca, 2006e). Dieses Modell wurde daher im Rahmen dieser Arbeit für das Verformungsverhalten des intakten Gesteins verwendet. Die anderen aufgeführten Modelle beschreiben plastisches Materialverhalten und werden daher nicht weiter erläutert.

Um das Verformungsverhalten der Diskontinuitäten unter Spannungsänderungen zu simulieren, stellt das Mohr-Coulomb-Modell das gebräuchlichste und einfachste Modell dar. Unter Normalspannungen verhält sich die Verformung bis zu einer maximalen Kluftschließung linear. Die Größe der Deformation ist dabei von der Kluftnormalsteifigkeit K_n abhängig. Die Scherverformung verhält sich unter Scherbelastung ebenfalls linear. Die Größe der Verformung wird durch die Kluftschersteifigkeit K_s gesteuert. Nach Erreichen der Scherfestigkeit ist die Scherverformung plastisch. Das Modell wird daher bevorzugt bei Bruchflächen verwendet, die relativ glatt sind, eine geringe Zugfestigkeit haben und unter Scherbelastung keine Dilatation zeigen. Des Weiteren steht das kontinuierlich fließende Modell (*continuously yielding*) zur Verfügung, das den wirklichen Mechanismus eines fortschreitenden Bruchs der Kluft unter Scherbelastung simuliert (Wang, 2001). Während jedoch die Eingangsparameter des kontinuierlich fließenden Modells aus Laboruntersuchungen erhoben werden müssen, erlaubt das Barton-Bandis-Modell die Beschreibung des Verformungsverhaltens mittels bestimmter Kluftparameter (Itasca, 2006e). Liegen entsprechende Parameter des BB-

Modelles vor, dann stellt das BB-Modell die geeignetere Beschreibung des Verformungsverhaltens der Klüfte dar (Itasca, 2006e). Im Rahmen dieser Arbeit wurde das BB-Modell genutzt, welches im folgenden Kapitel detailliert beschrieben wird.

7.2.1.1. Barton-Bandis-Modell in UDEC (UDEC-BB)

Das BB-Modell basiert auf empirischen Beziehungen aus Laboruntersuchungen an Gesteinsproben und ist als optionale Funktion für die Software UDEC erhältlich. Eine ausführliche Beschreibung des BB-Modells findet sich in Bandis *et al.* (1983) und Barton *et al.* (1985).

Zusammenfassend kann das Verformungsverhalten von Klüften mittels folgender Eigenschaften beschrieben werden (Itasca, 2006b):

1. Verhalten unter Normalspannungen:

- hyperbolischer Spannungs- Verformungsverlauf,
- Hysterese-Effekte aufgrund aufeinanderfolgender Belastungs- und Entlastungs-Zyklen,
- Zunahme der Kluftnormalsteifigkeit aufgrund aufeinanderfolgender Belastungs- und Entlastungs-Zyklen,
- Veränderung der Kluftnormalsteifigkeit aufgrund eines Oberflächenversatzes durch Scherverformung,
- Berechnung von hydraulischen Kluftöffnungsweiten basierend auf einer Kluftschließung und der Klufttraugigkeit.

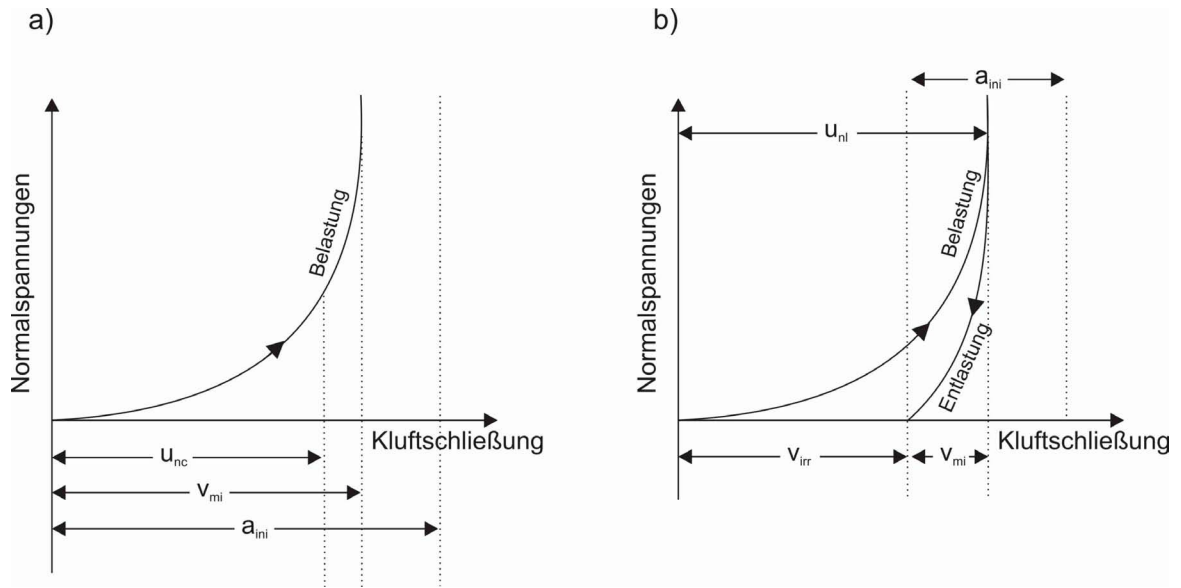


Abb. 7.5.: Parameter die während der Berechnung des a) Belastungs- und b) Entlastungs-Zyklus verwendet werden; verändert nach Itasca (2006b).

2. Verhalten unter Scherspannungen:

- Dilatationsprozesse als Funktion von Normalspannungen und Scherverformung,
- Schädigung der Kluftflächen bei Belastung über der Bruchfestigkeit,
- reduzierte sekundäre Bruchfestigkeit am Wendepunkt der Bruchfestigkeit durch Scherbewegungen.

Das Verformungsverhalten unter Normalspannungen für das BB-Modell folgt dabei einem hyperbolischen Belastungspfad (Abb. 7.5a), der sich aus der Normalspannung σ_n , der initialen Kluftnormalsteifigkeit K_{ni} , der aktuellen Verformung u_{nc} und der maximalen Kluftschießung für den i-ten Belastungs-Zyklus v_{mi} berechnet (Itasca, 2006b):

$$\sigma_n = \frac{-u_{nc} \cdot K_{ni}}{1 - \frac{u_{nc}}{v_{mi}}} \quad (7.4)$$

Die initiale Kluftnormalsteifigkeit K_{ni} kann mittels der mechanischen Kluftöffnungsweite a_{ini} , der Druckfestigkeit der Kluftoberfläche JCS_0 und dem Klufttrauigkeitskoeffizienten JRC_0 nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$K_{ni} = 0,0178 \left[\frac{JCS_0}{a_{ini}} \right] + 1,748JRC_0 - 7,155 \quad (7.5)$$

Die Parameter JRC und JCS sind maßstabsabhängig. Unter Anwendung einer bestimmten Korrekturfunktion, welche in UDEC implementiert ist, werden die entsprechenden Parameter skaliert (Barton & Bandis, 1990). Die Bestimmung der Parameter JCS und JRC wird in Kap. 7.3.2 detailliert erläutert. Des Weiteren wird zur Berechnung der initialen Kluftnormalsteifigkeit K_{ni} die initiale mechanische Kluftöffnungsweite a_{ini} mittels der Parameter JRC , JCS sowie der uniaxialen Druckfestigkeit des intakten Gesteins UCS durch folgende empirische Beziehung berechnet (Itasca, 2006b):

$$a_{ini} = \frac{JRC}{5} \left(0,2 \cdot \frac{UCS}{JCS} - 0,1 \right) \quad (7.6)$$

Nachdem die initiale Kluftnormalsteifigkeit K_{ni} berechnet wurde, wird in einem weiteren Schritt die maximale Kluftschießung für den i-ten Belastungs-Zyklus v_{mi} unter Anwendung empirisch bestimmter Konstanten (A_i, B_i, C_i, D_i) nach folgender Gleichung berechnet (Itasca, 2006b):

$$v_{mi} = A_i + B_i(JRC_0) + C_i \left[\frac{JCS_0}{a_{ini}} \right]^{D_i} \quad (7.7)$$

Um das Verformungsverhalten unter Entlastung zu bestimmen, muss eine neue maximale Kluftschließung v_{mi} und eine initiale Kluftnormalsteifigkeit K_{ni} berechnet werden (Abb. 7.5 b). Unter Anwendung einer neuen Kluftöffnungsweite a_{ini} , welche durch eine irreversible Kluftschließung v_{irr} reduziert wird, kann die Kluftnormalsteifigkeit K_{ni} durch Rekursion mit Formel 7.5 berechnet werden. Die irreversible Kluftschließung v_{irr} kann mittels der maximalen Kluftschließung eines kompletten Belastungs- und Entlastungspfadens und der empirisch bestimmten Konstanten C_1 und C_2 wie folgt berechnet werden (Itasca, 2006b):

$$v_{irr} = \left[C_1 - C_2 \left(\frac{JCS_0}{a_{ini}} \right) \right] \frac{u_{nl}}{100} \quad (7.8)$$

Im Laufe aufeinanderfolgender Belastungs- und Entlastungs-Zyklen wird somit das Verformungsverhalten normal zur Kluftoberfläche steifer. Die empirischen Konstanten bleiben nach dem vierten Belastungs- und Entlastungs-Zyklus konstant, jedoch kann sich die mechanische Öffnungsweite weiter verringern.

Um eine ungestörte Kluftoberfläche innerhalb eines Gesteinsverbandes zu simulieren, werden die Klüfte ausgehend von einer vollständigen Entlastung normal zur Kluftoberfläche dreimal belastet und entlastet, bis 60 % der Bruchfestigkeit erreicht sind (Itasca, 2006b). Das Verformungsverhalten jeder Kluft beginnt daher mit dem vierten Belastungs- und dem ersten Scherbelastungszyklus. In Laborversuchen wurde eine deutliche Zunahme der Kluftnormalsteifigkeit bei aufeinanderfolgenden Belastungs-Zyklen beobachtet, die auf eine Störung der Kluftoberfläche bei der Probenpräparation zurückzuführen ist (Itasca, 2006b). Hingegen ist bei ungestörten Kluftoberflächen eine deutlich geringere Zunahme der Kluftsteifigkeit festzustellen. Durch vorausgehende Belastungs-Zyklen soll somit ein realistischeres Verformungsverhalten simuliert werden.

Das Verformungsverhalten der Klüfte unter Scherbelastung kann durch die Kluftschersteifigkeit K_s beschrieben werden, die sich aus der Belastung τ_p und dem Scherversatz u_{sp} bei Erreichen der maximalen Scherfestigkeit wie folgt berechnet (Barton & Choubey, 1977):

$$K_s = \frac{\tau_p}{u_{sp}} \quad (7.9)$$

Die Scherfestigkeit τ_p wird mittels der Normalspannung σ_n , den Kluftparametern JRC und JCS sowie dem Reibungswinkel ϕ_r nach folgender Beziehung berechnet (Barton & Choubey, 1977):

$$\tau_p = \sigma_n \tan \left[JRC \cdot \log_{10} \left(\frac{JCS}{\sigma_n} \right) + \phi_r \right] \quad (7.10)$$

Der Scherversatz u_{sp} , der bis zum Erreichen der maximalen Scherfestigkeit entsteht, ist von der Kluftlänge L_n und der Kluftrauigkeit JRC abhängig (Barton & Bandis, 1990):

$$u_{sp} = \frac{L_n}{500} \left(\frac{JRC_n}{L_n} \right)^{0,33} \quad (7.11)$$

Bei einer Erhöhung der Belastung über der Bruchfestigkeit scheren die Kluftflächen ab und führen somit zu einer Verringerung der Rauigkeit. Um diesen Prozess zu simulieren, wird die Rauigkeit JRC mit einem Schädigungsfaktor multipliziert. Diese reduzierte Rauigkeit JRC_{mob} ersetzt bei Belastung über die Bruchfestigkeit JRC in Formel 7.10. Analog zur Scherbewegung wird auch die Dilatation bei Belastung über die Bruchfestigkeit mittels eines Faktors reduziert und durch JRC_{mob} neu berechnet. Eine ausführliche Darstellung aller Gleichungen zur Berechnung der reduzierten Rauigkeit JRC_{mob} findet sich in Itasca (2006b).

Die hydraulischen Modellierungen in UDEC beruhen auf dem Konzept des Gesetzes von Hagen-Poiseuille, das als Berechnung einer hydraulischen Öffnungsweite annimmt. Die vorausgegangenen Formeln gehen jedoch auf mechanische Verformungsprozesse entlang der Kluftwandungen zurück und geben somit nur Auskunft für die mechanische Kluftöffnungsweite. Zwischen mechanischer a_m und hydraulischer Kluftöffnungsweite a_h stellte Barton *et al.* (1985) folgende empirische Beziehung auf:

$$a_h = \frac{a_m^2}{JRC^{2,5}} \quad (7.12)$$

Die mechanische Öffnungsweite bezeichnet hier die mittlere reale Öffnungsweite zweier Kluft-

flächen. Aus Formel 7.12 ergibt sich somit eine nicht-lineare Beziehung zwischen hydraulischer und mechanischer Öffnungsweite. In der Literatur existieren weitere Näherungen zwischen hydraulischer und mechanischer Öffnungsweite (Witherspoon *et al.*, 1980; Elliot *et al.*, 1985; Rutqvist, 1995), die jedoch auf eine lineare Beziehung zurückgehen. Die Formel nach Barton *et al.* (1985) stellt somit die geeignetere Wahl bei der Berechnung der hydraulischen Öffnungsweite dar (Rutqvist & Stephansson, 2003). Jedoch wird die Näherung der hydraulischen Öffnungsweite nach Barton *et al.* (1985) kritisch diskutiert. So konnten Ohnishi & Dharmaratne (1990) und Dewiere *et al.* (1996) nachweisen, dass die berechneten hydraulischen Öffnungsweiten besonders unter Scherbelastung nur unzureichend mit Laborversuchen validiert werden können. Eine korrigierte Näherung wurde von Olsson & Barton (2001) vorgeschlagen, die Schädigungsprozesse bei einer Scherbelastung über die Bruchfestigkeit und eine damit verbundene Änderung der Öffnungsweite besonders berücksichtigt. Die korrigierte Näherung ist jedoch bisher nicht im UDEC-BB-Modell implementiert. Für das Scherverhalten unterhalb der Bruchfestigkeit ($u_s \leq 0,75 u_{sp}$) behält jedoch die Näherung nach Barton *et al.* (1985) weiterhin Gültigkeit.

7.3. Materialeigenschaften

Neben der Ausbildung des Kluftsystems haben besonders die mechanischen Eigenschaften des intakten Gesteins und der Brüche einen wesentlichen Einfluss auf die hydraulischen Eigenschaften eines Reservoirs. Im folgenden Kapitel werden daher das intakte Gestein und die Klüfte unter Anwendung eines umfangreichen Messprogramms mittels relevanter Kennwerte charakterisiert.

7.3.1. Charakterisierung des Gesteins

Eine wesentliche Grundlage für das Verständnis von Verformungsprozessen des Gesteins ist eine fundierte Zustandsbeschreibung mittels petrographischer, gefügekundlicher und gesteintechnischer Untersuchungsmethoden. Für die Gesteinscharakterisierung wurden zumeist Standardverfahren eingesetzt. Somit ist eine Vergleichbarkeit mit vorhandenen Daten und eine Anwendung der

Methoden bei zukünftigen Geothermieprojekten gewährleistet.

7.3.1.1. Aufbau und Eigenschaften von Sandsteinen

Sandsteine gehören, neben Brekzien, Konglomeraten und Tongesteinen, zu der Gruppe der terrigenen, klastischen Sedimentgesteine. Für eine Klassifikation der Sandsteine werden generell die mineralogische Zusammensetzung und die Struktur berücksichtigt. Petrologisch setzt sich ein Sandstein aus Detritus (Klasten), Matrix und diagenetischen Zementen zusammen (Tucker, 1985).

Die Zusammensetzung der detritischen Körner hängt vorwiegend vom Ausgangsgestein und der Stabilität der Minerale während des Transports ab. Als Hauptanteile werden in der Regel Quarz, Feldspat sowie Gesteinsfragmente verschiedener Art angesehen anhand deren quantitativer Zusammensetzung eine Klassifizierung erfolgt (Abb. 7.6).

Untergeordnet finden sich Glimmer wie Muskovit und Chlorit. Akzessorisch können zudem Schwerminerale wie Apatit, Rutil, Zirkon und Turmalin vorkommen. Oxidische Eisenverbindungen, wie Hämatit (Fe_2O_3) und Limonit (FeOOH), deren Ursprung synsedimentär oder diagenetisch sein kann, sind für die Farbe des Gesteins verantwortlich.

Die Matrix eines Sandsteins wird primär als der mit dem Detritus abgelagerter Feinanteil bezeichnet. Die kritische Korngröße für den Feinanteil liegt nach Füchtbauer (1988) bei $20 \mu\text{m}$, wohingegen Pettijohn *et al.* (1987) die Grenze bei $30 \mu\text{m}$ definiert. Während der Diagenese kann die mineralogische Zusammensetzung durch die Bildung von Zementen sekundär verändert werden (Füchtbauer, 1988). Zemente entstehen durch die Ausfällung gelöster Stoffe aus der Porenlösung. Ein Wachstum von Mineralen von der Oberfläche der Körner in den Porenraum führt zu einer Verkittung des Detritus und somit Verfestigung des Sandsteins. Teilweise können dabei detritische Körner überwachsen oder verdrängt werden. Die Menge und die Art des Bindemittels, das karbonatisch, tonig oder quarzitisches (kieselig) ausgebildet ist, hat einen wesentlichen Einfluss auf die Eigenschaften des Gesteins, wie Festigkeit und Porenraumgefüge.

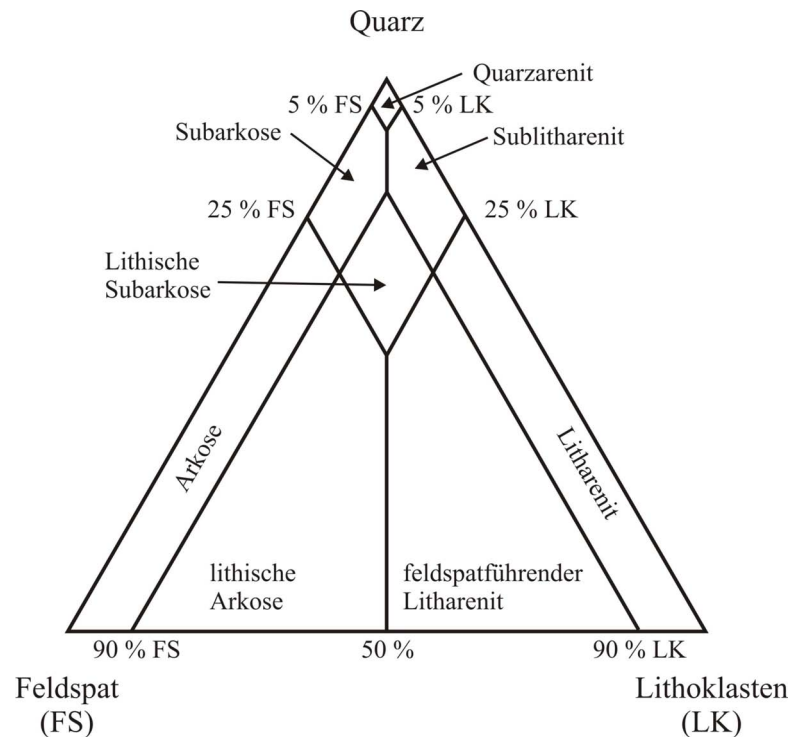


Abb. 7.6: Schema zur Klassifizierung von Sandsteinen (McBride, 1963).

Zement in großer Menge bewirkt nicht nur eine gute Verkittung der Sandkörner, sondern trägt auch zur Verkleinerung des Porenvolumens bei. Kieselig gebundene Sandsteine zeichnen sich durch hohe Festigkeiten aus, während karbonatisch gebundene Sandsteine anfällig für chemische Verwitterungsprozesse sind. Für die geringe Festigkeit von tonig gebundenen Sandsteinen sind besonders die Quelleigenschaften der Tonminerale verantwortlich (Rüdrich *et al.*, 2005).

7.3.1.2. Probennahme und Präparation

Die Probennahme zur petrophysikalischen Charakterisierung des Mittleren Buntsandsteins richtet sich nach den im Untersuchungsgebiet auftretenden Paläostrukturen (Trog- und Schwellenbe-

reiche, vgl. Abb. 3.2) und den damit verbundenen unterschiedlichen Ablagerungs- und Diagenesebedingungen sowie nach petrographischen Gesichtspunkten.

Es wurden insgesamt 25 unterschiedliche Sandsteine aus Steinbrüchen, Aufschlüssen und Bahnanschnitten beprobt. Um eine Auswahl repräsentativer Sandsteine vornehmen zu können und um ein grundsätzliches Verständnis des Materialverhaltens der beprobten Gesteine zu erlangen, wurden in einem ersten Schritt die Porositäten der Sandsteine ermittelt. Ziel der Probenauswahl ist es, eine möglichst große lithologische Spannbreite vom niedrig porösen und gering permeablen Sandstein bis zum guten Reservoirsandstein mit hoher Porosität abzudecken. Neben der Porosität wurde zudem das äußere Erscheinungs-

Tab. 7.2.: Herkunft und stratigraphische Einordnung der untersuchten Proben.

Probenname	Lokalität	Rechts-/Hochwert	Formation
BKHK	Bad Karlshafen	3530700/5723800	Solling, Wilhelmhausener Schichten
BKS21	Bad Karlshafen	3531100/5724280	Solling, Trendelburger Schichten
BKN4	Bad Karlshafen	3530400/5724250	Solling, Karlshafener Schichten
LBSF1	Lobach (Arholzen)	3536600/5747450	Solling Bausandstein
UDSF	Uder (Heiligenstadt)	3574300/5693300	Solling Bausandstein

bild (Verwitterungszustand) als Auswahlkriterium herangezogen.

Für die weiterführenden Untersuchungen wurden insgesamt fünf verschiedene Buntsandsteine der Solling-Formation ausgewählt. Drei der Sandsteine stammen aus den in Kap. 3.4.2 beschriebenen und untersuchten Aufschlüssen des Reinhardswaldes, Sollings und Eichsfeldes. Für den Reinhardswald wurden die Karlshafener Schichten (Probe BKN4) und für das Solling (LBSF1) und Eichsfeld (UDSF) die Schichten des Bausandsteins ausgewählt (Tab. 7.2). Sie werden im Rahmen der Arbeit als repräsentativ für das jeweilige Gebiet angesehen. Um jedoch die lithologische Spannbreite der Solling-Formation hinsichtlich gesteintechnischer Parameter zu charakterisieren, wurden im Rahmen des Messprogramms zusätzlich zwei weitere Sandsteine des Reinhardswaldes hinzugefügt, die den Wilhelmhausener (BKHK1) und Trendelburger Schichten (BKS21) zuzuordnen sind. Die ermittelten Parameter der letztgenannten Sandsteine finden im Rahmen der Modellierungen jedoch keine Verwendung und dienen nur der Dokumentation.

Für die Ermittlung von räumlich orientierten Gefügeelementen und ihrer Korrelation mit anisotropen petrophysikalischen Eigenschaften ist die Anwendung eines geeigneten Probenreferenzsystems zwingend erforderlich. Die Proben wurden entsprechend makroskopisch sichtbarer Gefügeeigenschaften (vorwiegend Sedimentstrukturen) auf ein Koordinatensystem mit den Raumrichtungen x , y und z orientiert (Abb. 7.7). Eine Orientierung der Sandsteine in x - und y -Richtung erfolgte nach praktischen Gesichtspunkten.

7.3.1.3. Untersuchte Sandsteine

Für die Region Reinhardswald wurden insgesamt drei Proben der Solling-Formation untersucht, die sich den Wilhelmhausener, Trendelburger sowie Karlshafener Schichten zuordnen lassen. Die Proben des Solling und des Eichsfeldes repräsentieren Gesteine des Solling-Bausandsteins.

Um die petrographischen und gefügekundlichen Unterschiede zwischen den einzelnen Sandsteinen zu charakterisieren, wurden mikroskopische Untersuchungen (Durchlichtmikroskopie) durchgeführt. Für die Untersuchungen wurden

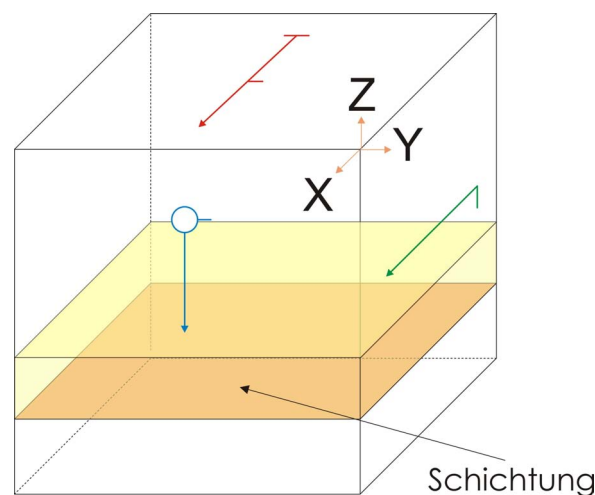


Abb. 7.7.: Orientierung des Referenzsystems zu den makroskopisch sichtbaren Gefügeeigenschaften.

hochpolierte Dünnschliffe mit Raumlage entsprechend dem Referenzkoordinatensystem parallel zu den Ebenen xz und xy angefertigt.

Reinhardswald, Wilhelmhausener Schichten (BKHK) Die Wilhelmhausener Schichten sind an der Basis der Hannoverschen Klippen aufgeschlossen, wo sie erosiv in die unterlagernden Wechselfolgen der höheren Hardeggen-Formation einschneiden (Weber, 2000). Zusammen mit den Trendelburger Schichten bilden sie entlang der Weserseite äußerst verwitterungsbeständige, mächtige Natursteinklippen, die als flächiges Naturdenkmal unter Schutz gestellt sind (Lepper, 1993). Es handelt sich um einen mittelkörnigen, äußerst dicht erscheinenden Sandstein mit rötlichgrauer Farbe (Abb. 7.8 a). Die Wilhelmhausener Schichten zeigen eine deutliche, kieselsäurebetonte diagenetische Überprägung (Weber, 2000). Das Gestein zeichnet sich durch eine hohe Anzahl an verheilten Rissen aus.

Die Komponenten des Sandsteins setzen sich aus Quarz (85 Vol. %) und Feldspäten (10 Vol. %) zusammen (Abb. 7.8 b). Glimmer kommen nur akzessorisch vor. Es treten vorwiegend Quarzeinkristallkörner auf, die eine schwache undulöse Auslöschung zeigen. Viele Quarze zeigen Flüssigkeitseinschlüsse in Form von dunklen Flecken oder Vakuolen, die in Linien angeordnet sind (Abb. 7.8 c). Vereinzelt treten polykristalline Quarze auf, wobei die Grenzen der einzelnen Kristallindividuen zumeist gerade sind (Abb. 7.8 d).

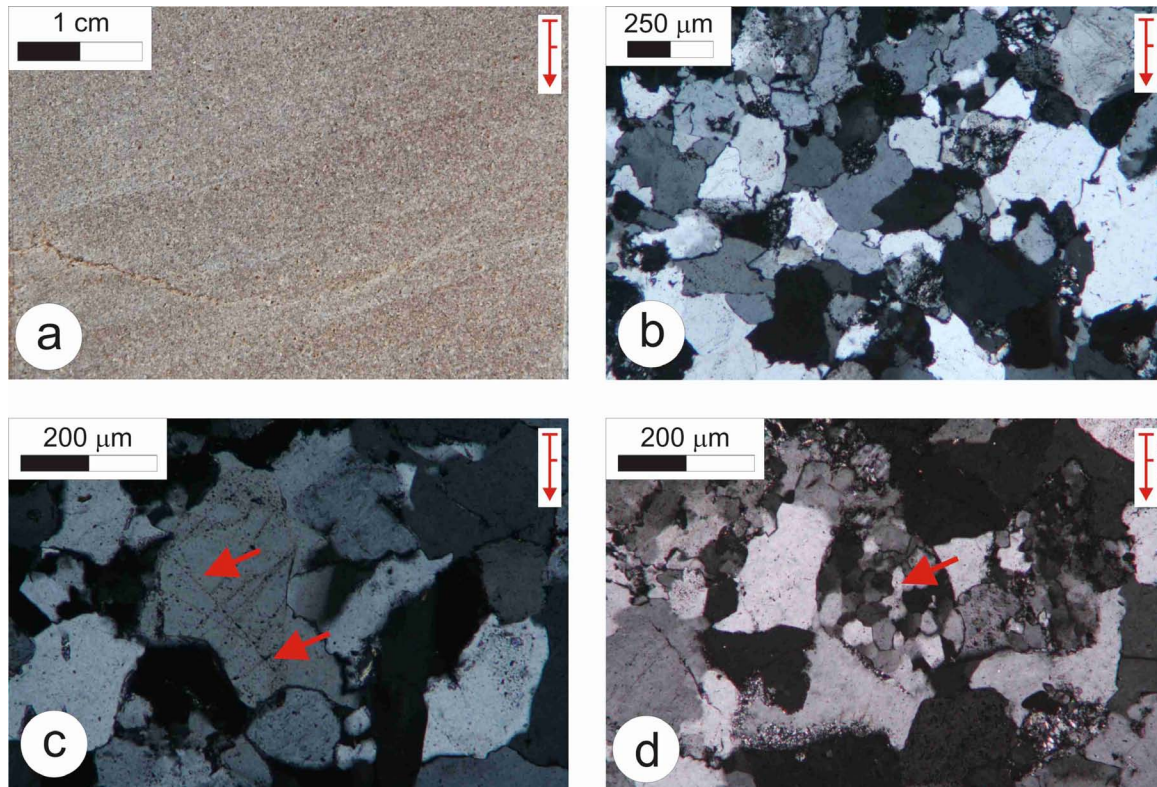


Abb. 7.8.: Sandstein der Wilhelmshausener Schichten im Reinhardswald. Bild a) Anschnitt der Probe; es handelt sich um einen äußerst kompakten, festen Sandstein mit rötlich-grauer Farbe. Bild b) Mikroskopisches Übersichtsbild zeigt einen Sandstein, der vorwiegend aus Quarzeinkristallkörnern besteht und große Mengen an authigen angewachsenen Quarzsäumen enthält. Bild c) Detailaufnahme von Fluideinschlüssen in Quarzkristallen. Bild d) Polykristalline Quarze, die im Vergleich zu den Einkristallkörnern einen runderen Habitus aufweisen; Mikroskopische Aufnahmen unter gekreuzten Polarisatoren.

Feldspäte zeigen Bereiche intensiver Alteration und sind im linear polarisierten Licht aufgrund der trüben Erscheinungsweise erkennbar. Die Rundung der Körner kann als angular bis subangular bezeichnet werden. Die Kornkontakte sind in der Regel punktförmig oder länglich, seltener konkav-konvex. Der Sandstein ist durch große Mengen (bis 15 Vol. %) authigener Quarzanwachssäume stark zementiert. Da sowohl Anwachssäume als auch die detritischen Quarzkörner einheitliche Interferenzfarben zeigen, ist die ehemalige Oberfläche der Quarze nur sichtbar, wenn diese durch einen rotbraunen Saum aus Eisenoxid nachgezeichnet ist (Abb. 7.8 c). Der Sandstein kann als Subarkose definiert werden.

Reinhardswald, Trendelburger Schichten (BKS21) Es handelt sich um einen graugelben, mäßig bis gut sortierten, feinkörnigen Sandstein mit einer undeutlichen Parallelschichtung (Abb. 7.9 a).

Den Hauptanteil am Detritus bilden Quarzeinkristallkörner mit 75 Vol. % (Abb. 7.9 b). Die schlecht gerundeten (angular-subangular) Quarze zeigen eine geringe undulöse Auslöschung. Die Kornkontakte werden überwiegend durch Längskontakte realisiert, weniger durch konkav-konvexe oder punktuelle Kontakte. Deutlich sind große Mengen an authigenen Quarzanwachssäumen zu erkennen (Abb. 7.9 c). Die Grenze zwischen Detritus und Zement ist durch einen Schmutzsaum aus rotbraunem Fe-Oxid erkennbar. Partiiell treten auch polykristalline Quarze auf, die gegenüber den Einkristallkörnern eine rundere Form aufweisen. Feldspäte haben einen Anteil von etwa 10 Vol. % und sind stark alteriert (Abb. 7.9 d). Sie erscheinen im Durchlicht trübe und die charakteristische Verzwilligung ist nur reliktsch erkennbar. Glimmer treten mit etwa 10 Vol. % auf. Hauptsächlich ist Muskovit vertreten, der sich aufgrund des länglichen Habitus entlang der Körner parallel zur Schichtung

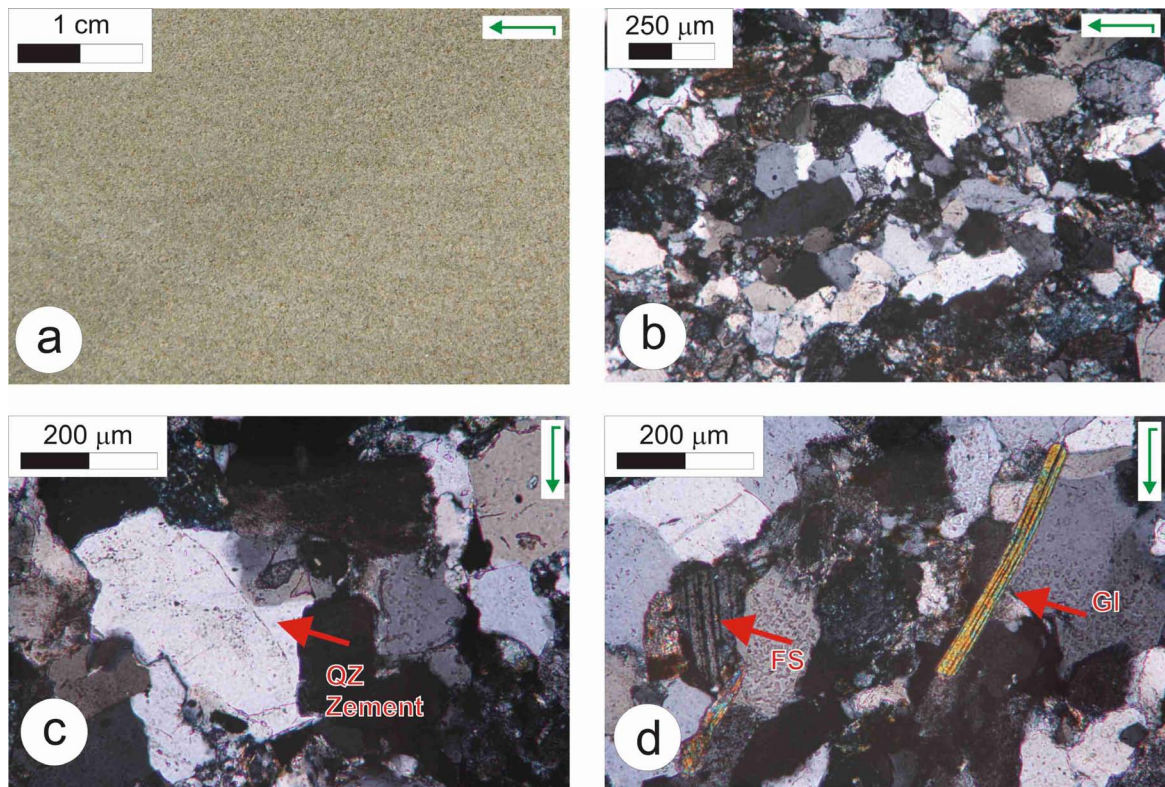


Abb. 7.9.: Sandstein der Trendelburger Schichten im Reinhardswald. Bild a) Probenanschnitt; die feinkörnigen Sandsteine zeichnen sich durch eine graugelbe Farbe aus. Bild b) Mikroskopisches Übersichtsbild; der Quarzdetritus bildet mit den Quarzabscheidungen und einem ferritisch-tonigem Bindemittel ein komplexes Gefüge. Bild c) Detailaufnahme der authigenen Quarzabscheidungen. Bild d) Detailaufnahme von Feldspäten (FS) mit reliktscher Verzwilligung sowie länglich eingeregelter Muskovit (GL); Mikroskopische Aufnahmen unter gekreuzten Polarisatoren.

einregelt. Als Zement treten bevorzugt die authigenen Quarzabscheidungen sowie eine ferritische Tonmineralmatrix auf, die bis zu 10 Vol. % betragen kann. Der Sandstein kann als Subarkose bezeichnet werden.

Reinhardswald, Karlshafener Schichten (BKN4)

Dieser feinkörnige und dichte Sandstein zeigt eine rote bis rotbraune Farbe (Abb. 7.10 a). Charakteristisch ist der hohe Anteil und die Einreglung von plattigen Glimmermineralen. Die häufig auf Schichtflächen konzentrierten Glimmerminerale verleihen dem Gestein eine gute Spaltbarkeit.

Der Karlshafener Sandstein zeigt im Dünnschliff ein feinsandiges Korngrößenspektrum und eine mäßige Sortierung. Quarzeinkristallkörner bilden mit ca. 70 Vol. % an dem Detritus die Hauptgemengteile (Abb. 7.10 b). Eine schwache undulöse Auslöschung ist häufig zu beobachten. Die Zurundung der Quarzeinkristallkörner ist schlecht und kann als angular-subangular beschrieben wer-

den. Die Kornkontakte sind länglich bis punktförmig und häufiger konkav-konvex ausgebildet. Viele Quarzkörner zeigen Cutanen in Form eines feinen Randes aus Fe-Oxid. Häufig sind syntaxial angewachsene Quarzemente auf den detritischen Quarzkörnern zu erkennen, bei denen opake Mineralpigmente die Grenze zwischen Detritus und Zement angeben (Abb. 7.10 c). Seltener kommen polykristalline Einzelkörner aus mikrokristallinem Quarz vor. Im Gegensatz zu den Einkristallkörnern sind die polykristallinen Quarze insgesamt kleiner und weisen eine rundere Kornform auf. Feldspäte nehmen einen Anteil von 10 Vol. % ein und weisen Zonen intensiver Alteration auf (Abb. 7.10 d). Eine Verzwilligung ist häufig nur undeutlich zu erkennen. Gesteinsbruchstücke nehmen einen Anteil von unter 10 Vol. % ein und werden meist durch ein feinkörniges Gemenge aus Quarz, Feldspäten und Glimmern gebildet. Glimmer sind mit etwa 10 Vol. % enthalten und aufgrund ihres Habitus vorwiegend entlang von Korngrenzen (häufig gebogen oder geknickt) paral-

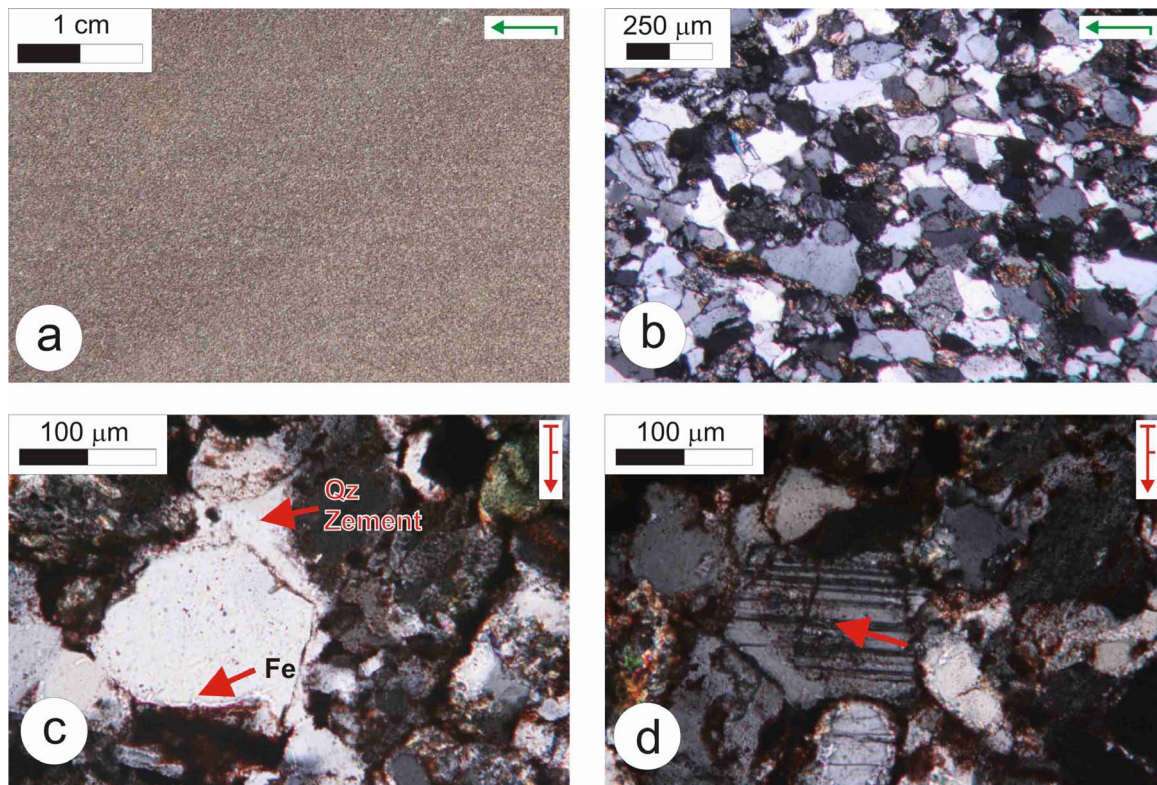


Abb. 7.10.: Sandstein der Karlshafener Schichten im Reinhardswald. Bild a) Anschnitt; der feinkörnige Sandstein zeichnet sich durch eine rot bis rotbraune Farbe aus. Bild b) Das Übersichtsbild zeigt einen Sandstein, der vorwiegend aus Quarzeinkristallkörner besteht. Die Kornbindung der Sandsteine erfolgt bevorzugt durch authigene Quarzabscheidungen sowie über eine Tonmineralmatrix, die mit dem Detritus ein komplexes Gefüge bilden. Bild c) Detailaufnahme authigen aufgewachsener Quarzsäume. Bild d) Detailaufnahme eines alterierten Plagioklases mit Verzwillingung nach dem Albitgesetz; Mikroskopische Aufnahmen unter gekreuzten Polarisatoren.

lel zur Schichtung eingeregelt. Die Kornbindung der Sandsteine erfolgt bevorzugt durch authigene Quarzabscheidungen sowie über eine tonig-ferritische Matrix. Der Matrixanteil kann am Gesamtvolumen bis zu 15 % betragen und bildet zusammen mit dem Detritus ein komplexes Gefüge. Der Sandstein kann als Subarkose bezeichnet werden.

Solling, Bausandstein (LBSF) Der rote Sandstein in Arholzen ähnelt den Sandsteinen der Karlshafener Schichten, zeigt jedoch eine höhere Porosität und ist weniger fest (Abb. 7.11 a). Charakteristisch sind Sandnester von bis zu 1 cm Größe.

Die Hauptgemengteile des mittelkörnigen Sandsteins sind Quarz und Gesteinsbruchstücke. Als Nebengemengteil treten Feldspäte auf. Akzessorisch kommen Muskovit, Biotit und Chlorit vor. Das Gestein ist mäßig gut sortiert (Abb. 7.11 b).

Der Kornverband wird überwiegend durch syntaxiale Quarzemente und parallele Kornkontakte gebildet. Partiiell tritt toniges oder karbonatisches Bindemittel auf (Abb. 7.11 c). Quarz hat mit 75 Vol. % den Hauptanteil am Detritus und wird vorwiegend von Quarzeinkristallkörnern gebildet. Untergeordnet treten polykristalline Quarze auf, die sich meistens aus wenigen Kristallkörnern mit geraden Korngrenzen zusammensetzen. In der Regel sind die Quarzkörner von einem dünnen Fe-Oxid umgeben. Diese dünne Fe-Oxid-Schicht markiert häufig die Grenze zwischen Detritus und syntaxial angewachsenen Quarzementen (Abb. 7.11 d). Die Zementsäume bilden in Richtung Porenraum oftmals gerade Kristallflächen aus. Die Quarzkörner zeigen ein undulöses Auslöschchen und sind häufig von Fluidbahnen durchsetzt. Als Korneinschlüsse treten Zirkone und opake xenomorphe Kristalle auf. Gesteinsbruchstücke haben einen Anteil von 15 Vol. %. Der Feldspatanteil beträgt etwa 5 Vol. %. Aufgrund der starken Al-

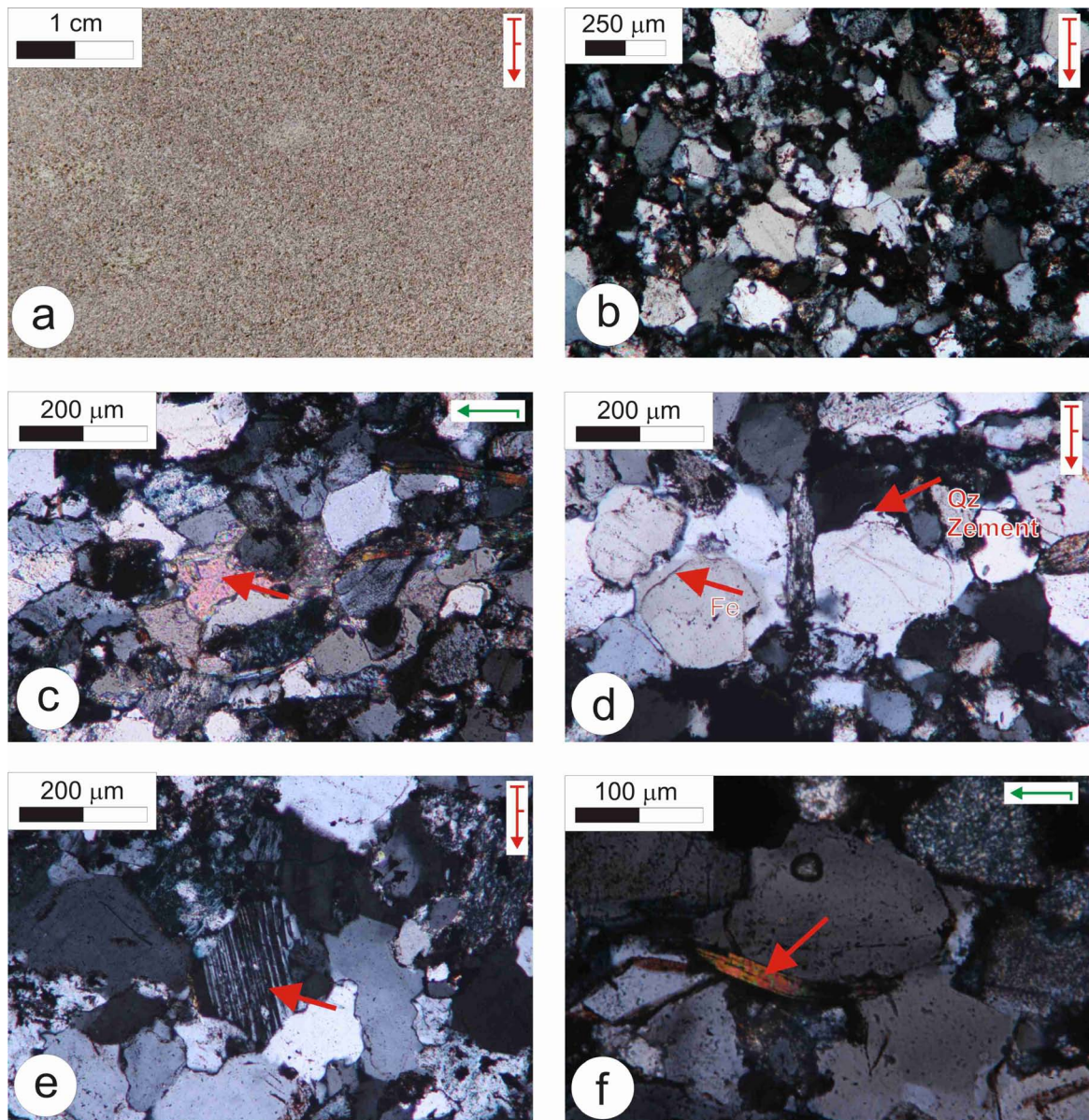


Abb. 7.11.: Arholzener Sandstein im Solling. Bild a) Probenanschnitt; der rote Sandstein zeigt eine hohe Ähnlichkeit zu den Karlshafener Sandsteinen aus dem Reinhardswald, ist jedoch weniger dicht. Bild b) Übersichtsbild; deutlich ist die müßige Sortierung des Sandsteins zu erkennen. Bild c) Detailaufnahme von partiell auftretendem karbonatischem Bindemittel. Bild d) Detailaufnahme eines Quarzeinkristalls mit syntaxial angewachsenem Quarzzement. Bild e) Detailaufnahme eines stark verwitterten Plagioklas mit reliktscher polysynthetischer Verzwillingung. Bild f) Detailaufnahme von Muskovitplättchen; Mikroskopische Aufnahmen unter gekreuzten Polarisatoren.

teration (Serizitisierung) erscheinen sie im linear polarisierten Licht trübe. Die typische Mikroklingitterung der Alkalifeldspäte sowie die polysynthetische Verzwillingung der Plagioklase sind dadurch nur schwer zu erkennen (Abb. 7.11e). Glimmer sind zu weniger als 5 Vol. % enthalten. Muskovit erscheint in Form von dünnen Plättchen, die sich oftmals den Nachbarkörnern anschmiegen (Abb. 7.11f). Biotit hat gerade Kanten und ist

unter linear polarisiertem Licht durch die bräunliche Eigenfarbe und den starken Pleochroismus zu erkennen. Je nach Anteil an Feldspäten und Lithoklasten kann der Sandstein als Subarkose oder Sublitharenit klassifiziert werden.

Eichsfeld, Bausandstein (UDSF) Der rötliche Sandstein aus Uder zeigt eine fein- bis mittlere

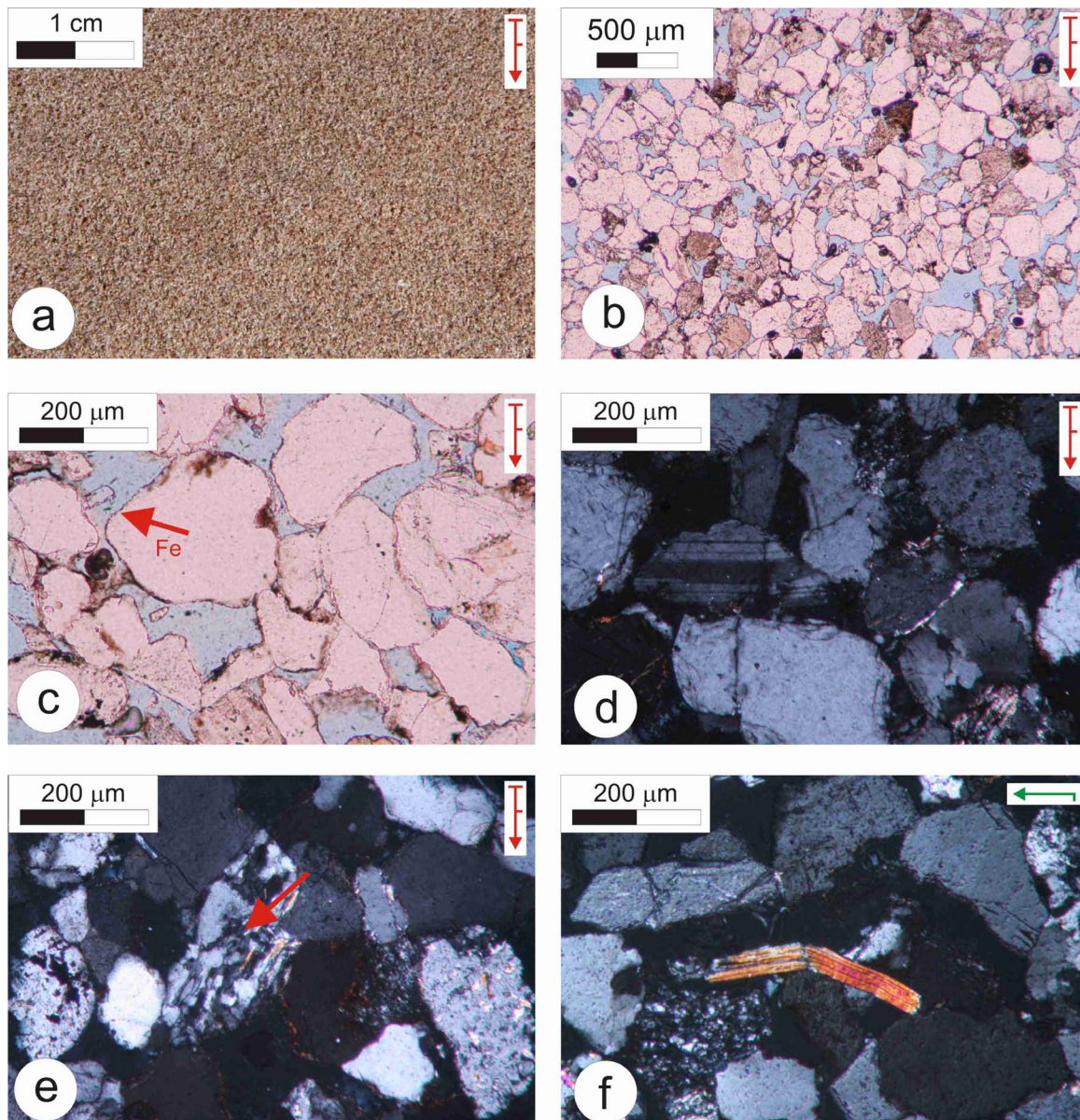


Abb. 7.12.: Sandstein der Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Bild a) Probenanschnitt; der rötliche Sandstein zeigt gegenüber den anderen Sandsteinen eine deutlich höhere Porosität. Bild b) Das Übersichtsbild zeigt einen mäßig sortierten Sandstein mit korngestütztem Gefüge. In den Zwischenräumen sind kaum feinere Kornfraktionen vorhanden und verleihen dem Sandstein eine schlechte Zementierung. Bild c) Detailaufnahme von tonig-ferritischem Bindemittel, das sich fein verteilt um viele Quarzkörner befindet. Bild d) Detailaufnahme (unter gekreuzten Polarisatoren) eines Plagioklases mit Verwilligung nach dem Karlsbader- und Albitgesetz. Bild e) Lithoklasten bestehend aus Quarz, Feldspat und feinkörnigen Glimmern (unter gekreuzten Polarisatoren). Bild f) Detailaufnahme (unter gekreuzten Polarisatoren) von parallel zur Schichtung angeordneten Muskovitplättchen.

re Korngröße und ist deutlich schräggeschichtet (Abb. 7.12 a). Im Vergleich zu den vorher genannten Gesteinen ist der Sandstein weniger dicht und zeigt ein leichtes Absanden.

Der fein- bis mittelsandige, mäßig sortierte Sandstein zeigt ein korngestütztes Gefüge (Abb. 7.12 b). In den Zwischenräumen befinden

sich kaum feinere Kornfraktionen und verleihen dem Sandstein daher eine schlechte Zementierung. Die Kornbindung erfolgt neben Quarzement vorwiegend durch Karbonatzemente. Ein tonig-ferritisches Bindemittel findet sich fein verteilt um viele Quarzkörner (Abb. 7.12 c). Die mäßig gerundeten Quarzkörner haben einen Anteil

an 80 Vol. %. Neben Quarzeinkristallkörnern treten auch polykristalline Quarzkörner auf, mit zu meist elongiertem internem Korngefüge und deutlich undulöser Auslöschung. Das streifige Aussehen des Sandsteins wird durch Partien gebildet, die durch einen höheren Anteil an Feldspäten und ferritischem Bindemittel gekennzeichnet sind. Des Weiteren zeigen die Quarzkörner eine Einregelung parallel zur Schichtung. Neben Punktkontakten sind die Quarze daher vorwiegend durch Längskontakte vernetzt. Feldspäte haben einen Anteil an 10 Vol. % und zeigen meist starke Alterationserscheinungen (Abb. 7.12 d). Lithoklasten sind zu unter 5 Vol. % enthalten und bestehen aus Quarz, Feldspat und feinkörnigen Glimmern (Abb. 7.12 e). Akzessorisch vertreten sind Muskovitminerale, die entlang der Längsachse eingeregelt sind (Abb. 7.12 f). Aufgrund des Feldspatanteils kann der Sandstein als Subarkose bezeichnet werden.

7.3.1.4. Dichte und Porenraumeigenschaften

Die Dichte ist ein Indiz für die Gesteinszusammensetzung und ist für die Berechnung des Porenanteils erforderlich. Bezüglich der Gesteinsdichte wird zwischen der Matrixdichte ρ_m (mittlere Dichte der Mineralbestandteile ohne Poren) und der Rohdichte ρ_{roh} (mittlere Dichte von Mineralbestandteilen und Poren) unterschieden. Die Messung der Dichte erfolgt durch die Auftriebswägung nach dem Archimedes-Prinzip an würfelförmigen Proben mit Kantenlängen von 60 mm. Dabei wird zunächst das Gewicht der Proben im getrockneten Zustand m_t nach einer Lagerung von min. 48 Stunden im Trockenschrank (50 °C) bestimmt. Anschließend werden die Proben nach Evakuierung im Exsikkator mit demineralisiertem Wasser geflutet und es wird das Gewicht im wassergesättigten

Zustand an der Raumluft m_n sowie wassergesättigt im Wasserbad m_{au} ermittelt. Die Bestimmung der Matrixdichte und der Rohdichte erfolgt nach der Beziehung (DIN-EN-1936, 1999):

$$\rho_m = \frac{m_t}{m_t - m_{au}} \quad (7.13)$$

$$\rho_{roh} = \frac{m_t}{m_n - m_{au}} \quad (7.14)$$

Bei der Anwendung werden abgeschlossene Poren nicht mit Wasser gefüllt und daher nicht berücksichtigt, so dass aus den resultierenden Auftriebs- und Nassgewichten tendenziell zu kleine Matrixdichten bestimmt werden.

Da die Matrixdichte und die Rohdichte den Quotienten aus Trockenmasse und Volumen ausschließlich und einschließlich des Porenraums definieren, müssen bei porösen Gesteinen beide Werte differenziert betrachtet werden. Die Matrixdichte eines Gesteins ist ausschließlich von dessen mineralogischer Zusammensetzung abhängig. Die petrographischen Untersuchungen haben gezeigt, dass die Sandsteine einen hohen Quarzgehalt aufweisen. Die Matrixdichte nimmt daher in etwa die Dichte von Quarz mit 2,65 g/cm³ an (Tab. 7.3). Da der Porenraum der Sandsteine einen entscheidenden Einfluss auf die mechanischen Eigenschaften des Gesteins hat und die Rohdichte maßgeblich durch das Hohlraumvolumen gesteuert wird, gibt sie indirekt Auskunft über die zu erwartenden Festigkeiten. Mit Werten von 2,03 g/cm³ bis 2,55 g/cm³ liefern die untersuchten Sandsteine im Vergleich zu Literaturwerten eine große Spannweite (Mosch, 2009).

Die Ausbildung des Porenraums von Sandsteinen wird durch das Ablagerungsmilieu und die Art des Sedimentmaterials maßgeblich beein-

Tab. 7.3.: Porosität, Rohdichte und Matrixdichte der untersuchten Sandsteinproben.

Probenname	Porosität [Vol. %]	Rohdichte [g/cm ³]	Matrixdichte [g/cm ³]
BKHK	3,0	2,55	2,63
BKS21	6,0	2,52	2,68
BKN4	7,6	2,47	2,68
LBSF1	11,9	2,37	2,69
UDSF	23,3	2,03	2,65

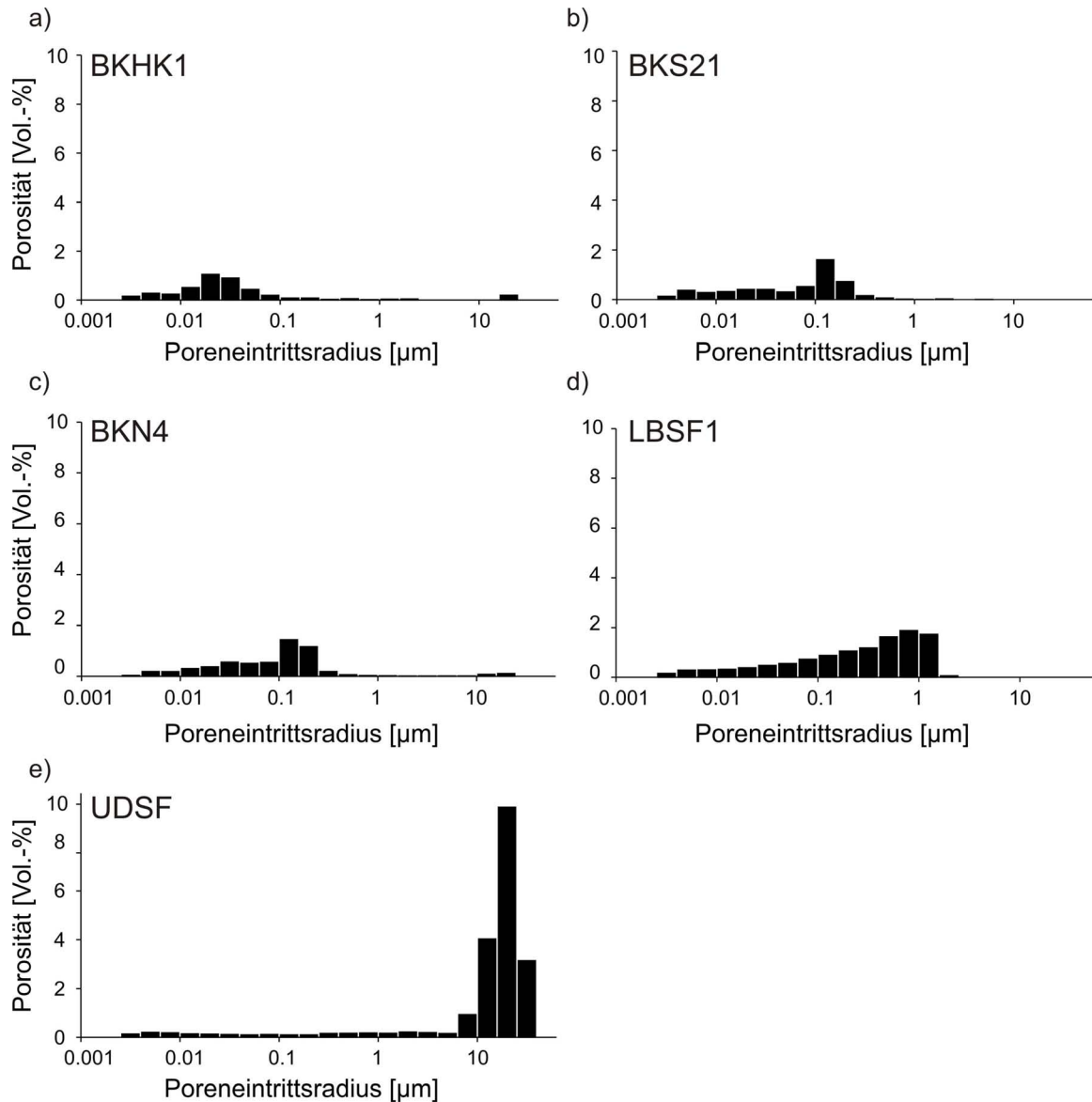


Abb. 7.13.: Porenradienverteilungen der untersuchten Sandsteine.

flusst (Tucker, 1985). Größe, Form, Sortierung und Packung der Sedimentkörner bestimmen hauptsächlich Anteil, Dimension und Struktur des nach der Ablagerung vorliegenden Porenraumes. Diagenetische Prozesse, wie Kompaktion, Zementation und Drucklösungen, führen zu einer druck- und temperaturabhängigen Reduktion des Porenraums (Füchtbauer, 1988). Kenntnisse zur diagenetischen und tektonischen Überprägung müssen daher mit der Porenraumcharakterisierung in Relation gesetzt werden, um das geothermische Potenzial der Sandsteine einzuordnen. Die Porosität Φ eines Gesteins ist als Verhältnis von Porenvolumen V_p zu Gesamtvolumen V_g definiert (DIN-EN-1936, 1999):

$$\Phi = \frac{V_p}{V_g} \cdot 100 \quad (7.15)$$

Dabei wird zwischen Totalporosität und der effektiven Porosität unterschieden. Unter der effektiven Porosität werden nur die Porenräume verstanden, die für Flüssigkeiten oder Gase von außen zugänglich sind. Für hydraulische Transportprozesse ist daher die effektive Porosität, d.h. das nutzbare Porenvolumen, die relevante Größe. Die Porosität liefert jedoch keine Informationen über die Porenraumstruktur.

Die effektive Porosität Φ kann aus den in Formel 7.13 und 7.14 gewonnenen Gewichtsdaten nach folgender Beziehung berechnet werden (DIN-EN-

1936, 1999):

$$\Phi = \frac{m_n - m_t}{m_n - m_{au}} \cdot 100 \quad (7.16)$$

Die Porositäten der untersuchten Sandsteine liegen zwischen 3,0 und 23,3 Vol.% (Tab. 7.3) und weisen im Vergleich mit Werten, die in der Literatur beschrieben wurden, ein großes Porositätsspektrum auf (Koch & Siegesmund, 2001; Rüdlich & Siegesmund, 2007; Mosch, 2009).

Die Porenradienverteilung gibt den Anteil unterschiedlicher Porengrößen (Porenklassen) am Porenvolumen eines Gesteins wieder. Die Verteilung der Porenradien wurde mit Hilfe eines Quecksilberporosimeters (Typ Porosimeter 2000 der Firma Carlo Erba) bestimmt. Bei diesem Messverfahren wird nach dem Prinzip der druckabhängigen Quecksilberintrusion die Porosität im Radienbereich von $0,0038 \mu\text{m}$ bis $100 \mu\text{m}$ gemessen. Zu jedem Kapillarradius kann ein bestimmter Druck angegeben werden, der aufgebracht werden muss, um das Quecksilber in die Pore zu pressen. Der Zusammenhang zwischen Injektionsdruck P_k (Kapillardruck) und Kapillarradius r_k beruht auf der „Washburn Gleichung“, die das Fortschreiten einer Flüssigkeitsfront in benetzbaren porösen Materialien beschreibt:

$$P_k = \frac{-2\sigma_{Hg} \cdot \cos\theta}{r_k} \quad (7.17)$$

In der Berechnung wird die Oberflächenspannung des Quecksilbers σ_{Hg} (485 mN/m^2) und der Benetzungswinkel θ (für Quarz $141,3^\circ$) zwischen Gestein und Quecksilber berücksichtigt. Da die Quecksilberporosimetrie verfahrensbedingt nicht den realen Radius der Poren, sondern nur den Poreneintrittsradius einer idealisierten zylindrischen Pore erfasst, muss das Ergebnis als Modell der wirklichen Porenradienverteilung angesehen werden. Insbesondere können große Poren mit kleinen Eintrittsradien, so genannte *ink-bottle*-Poren, einen zu hohen Anteil an kleinen Poren vortäuschen (Fitzner *et al.*, 1992).

Die Ergebnisse der Quecksilberporosimetrie lassen erkennen, dass die feinkörnigen Sandsteine der Region Reinhardswald überwiegend Mikroporen ($< 0,1 \mu$) aufweisen (Abb. 7.13). In der Klasse der mittelporösen Sandsteine (LBSF1) treten neben Mikroporen auch Makroporen ($> 0,1 \mu$) auf.

Jedoch überwiegen die Porositätsanteile der Makroporen gegenüber den Mikroporen. Ein Maximum ist zwischen $0,63 \mu$ und 1μ festzustellen. Bei der hochporösen Sandsteinprobe UDSF dominieren die Makroporen mit einem Verteilungsmaximum bei Eintrittsradien $> 10 \mu$. Mikroporen spielen am Gesamtvolumen nur eine untergeordnete Rolle.

7.3.1.5. Matrixpermeabilitäten und -durchlässigkeiten

Mit den durchgeführten hydraulischen Modellierungen konnten hydraulische Strömungsprozesse nur innerhalb der Klüfte berechnet werden. Um einen Vergleich zwischen den Strömungsprozessen in den Klüften und der Matrix herzustellen, wurden die Durchlässigkeiten der untersuchten Sandsteine im Labor ermittelt.

Die Permeabilität kann als die Eigenschaft von Gesteinen definiert werden, die in Poren vorhandenen Flüssigkeiten oder Gase durchzulassen und weiterzuleiten. Sie wird aus dem Gesetz von Darcy (1856) abgeleitet und ist wie folgt definiert:

$$K = \frac{\eta \cdot Q \cdot L}{A \cdot \Delta P} \quad (7.18)$$

Die Permeabilität K beschreibt das Volumen eines flüssigen oder gasförmigen Stoffes mit der Viskosität η , das pro Zeiteinheit durch ein zylindrisches Gesteinsstück mit dem Querschnitt A und der Länge L bei einem gemessenen Druckunterschied ΔP fließt. Bei einer Änderung der Viskosität verändert sich in gleichem Maße die Fließrate in der Art und Weise, dass das Produkt aus Fließrate und Viskosität konstant bleibt. Die Permeabilität ist daher eine gesteinspezifische Konstante, die die Beschaffenheit eines Porensystems unabhängig von den Fluideigenschaften des durchströmenden Mediums beschreibt (Hölting & Col-dewey, 2005). Die Permeabilität wird in Darcy ($1 \text{ D} = 10^{-12} \text{ m}^2$) angegeben. Im Gegensatz dazu ist die Durchlässigkeit neben den Gesteinseigenschaften außerdem von den Eigenschaften des Wassers (Dichte ρ , Viskosität η) abhängig (Hölting & Col-dewey, 2005). Die Permeabilität K und die hydraulische Durchlässigkeit k_f sind durch folgende Gleichung verknüpft:

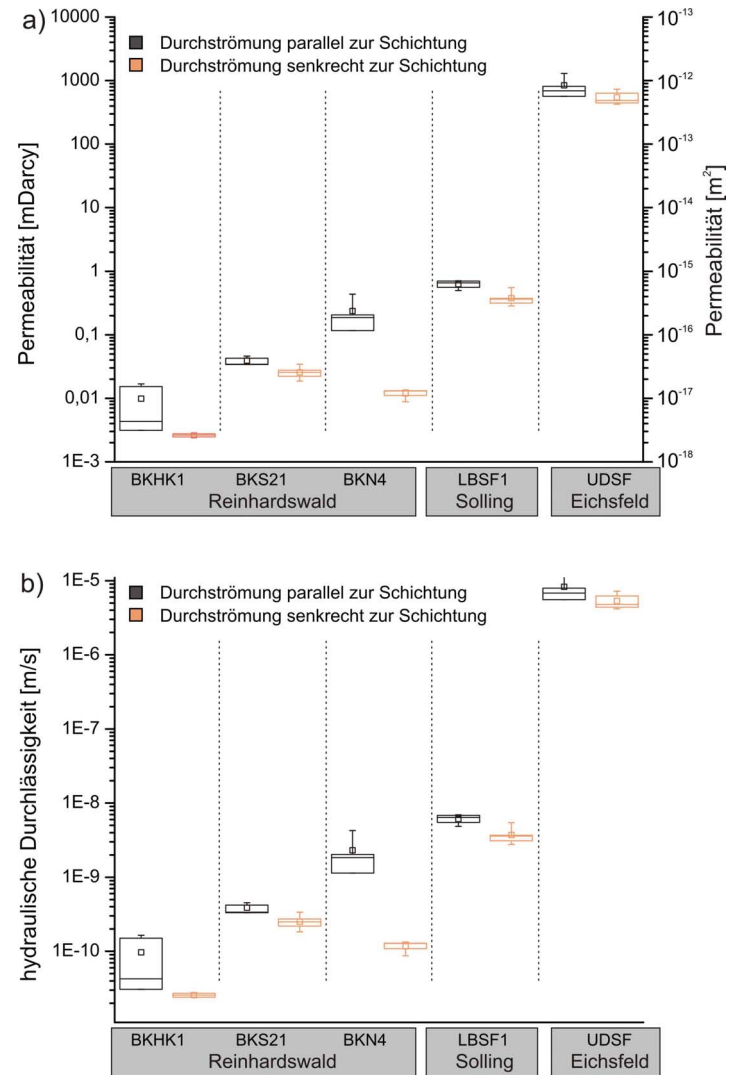


Abb. 7.14: Permeabilitäten (a) und hydraulische Durchlässigkeiten (b) der untersuchten Sandsteine mittels Box-Whisker-Plots.

$$k_f = \frac{K \cdot \rho \cdot g}{\eta} \quad (7.19)$$

Zur Messung wurde eine luftdicht abschließbare Kerneinspannapparatur verwendet, in der ein Gummikörper unter Druck (5 bar) an die Probe gepresst wird und somit ein seitliches Vorbeiströmen an der Mantelfläche verhindert (sog. Hassler Zelle, z.B. Nover *et al.* (1995)). Als Probenkörper wurden zylindrische Plugs mit einer Länge von 40 mm und einem Durchmesser von 30 mm verwendet. Durch einen außen angelegten Druck fließt Luft ($\eta = 0,0171 \text{ mPa}\cdot\text{s}$) durch die Apparatur und Probe. Der Eingangs- und Ausgangsdruck (gegen Atmosphärendruck) wird über elektronische Druckaufnehmer ermittelt und die Durchflussmenge wird über ein Flowmeter bestimmt.

Zur Bestimmung der Permeabilität wurden pro untersuchtem Sandstein fünf Messungen in jeweils zwei Raumrichtungen durchgeführt. Aus den

Permeabilitäten wurde anschließend die Durchlässigkeit für Wasser ($\rho = 1 \text{ kg/m}^3$) nach Formel 7.19 berechnet. Als weitere Parameter wurden die Gravitationsbeschleunigung mit $9,81 \text{ m/s}^2$ sowie die dynamische Viskosität des Wassers mit $0,001 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ angenommen. Die Ergebnisse der durchgeführten Messungen sind in Abb. 7.14 dargestellt. Als Darstellung wurden Box-Whisker-Plots verwendet, die auch bei weiteren Diagrammen als Darstellungsart gewählt wurden. Dabei gibt die Box den Medianwert an (Linie) und zeigt den Bereich, in dem 50 % der Daten liegen (25 % und 75 % Quantil). Die Whisker geben die Extremwerte sowie das arithmetische Mittel (Rechteck) an. Deutlich ist eine Verknüpfung zwischen Porosität bzw. Porenradienverteilung und Permeabilität zu beobachten. Die Sandsteine des Eichsfeldes weisen die größten Permeabilitäten auf, während die gering porösen Wilhelmshausener Schichten des Reinhardswaldes die geringsten Durchlässigkeiten haben. Bei einer

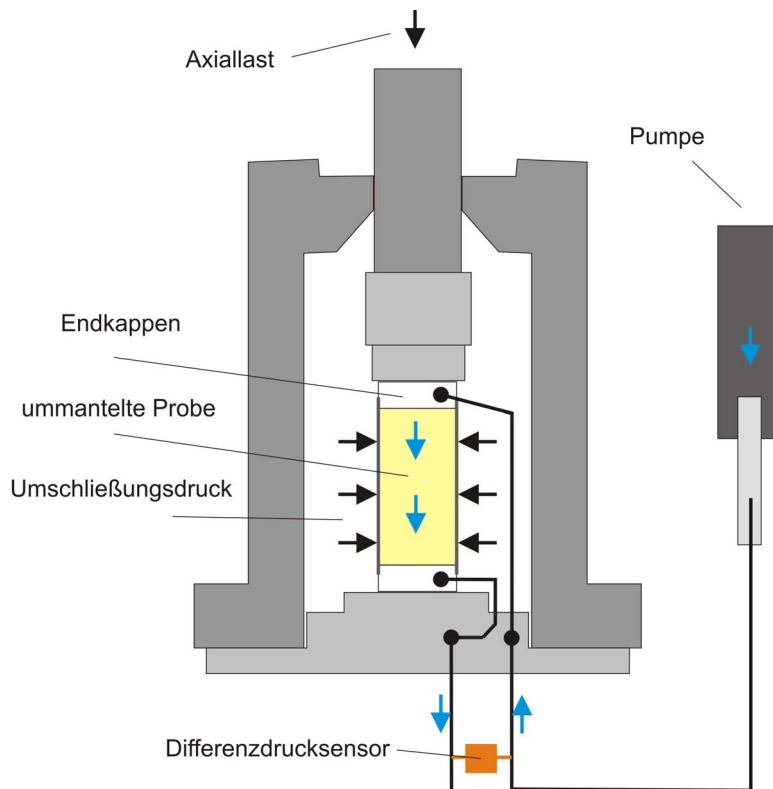


Abb. 7.15: Schematischer Aufbau der Apparatur mit Hochdruckzelle und hydraulischem Kreislauf.

Durchströmung parallel zur Schichtung sind bei allen Sandsteinen größere Werte zu messen. Ursachen dieser Richtungsanisotropie werden in der Regel durch eine Einregelung nach der Kornform, einer Anordnung von Mikrorissen sowie des Porenraumgefüges hervorgerufen (Dürrast *et al.*, 2001). Nach DIN-18130-1 (1998) sind die Wasserdurchlässigkeiten der untersuchten Sandsteine als sehr schwach ($<10^{-8}$ m/s), schwach (10^{-6} - 10^{-8} m/s) sowie als durchlässig (10^{-4} - 10^{-6} m/s) zu bezeichnen.

7.3.1.6. In situ Matrixpermeabilitäten

Unter zunehmendem Druck wird das Korngerüst eines Sandsteins komprimiert und die Matrixpermeabilität sinkt. Um zu zeigen, welche Bedeutung die Matrixpermeabilität im Gegensatz zur Kluftpermeabilität an der Gesamtporosität im Reservoir hat, wurden am Deutschen GeoForschungszentrum in Potsdam unter simulierten in situ Bedingungen hydraulische Messungen durchgeführt. Für die Experimente stand eine triaxiale Hochdruckpresse der Firma MTS (Typ 815) zur Verfügung, die aus einem steifen Lastrahmen mit integrierter Hochdruckzelle besteht (Abb. 7.15). Axialkräfte von maximal 4600 kN und Umschließungsdrücke von maximal 140 MPa werden durch servohydraulische Druckstempel erzeugt. Die auf die

Probe einwirkenden Kräfte werden durch Kraftmessdosen erfasst. Im Gegensatz zur Axialkraft wirkt der Umschließungsdruck verfahrenstechnisch allseitig auf die Probe. Die Durchströmung der Probe wird durch Hochdruck-Fluid-Pumpen der Firma Quisix realisiert, die, durch Schrittmotoren angetrieben, eine konstante Durchströmung der Probe (unter definiertem Druck oder definierter Fließrate) gewährleisten. Für eine ausführliche Beschreibung der Apparatur sei auf die Arbeit von Trautwein (2005) verwiesen.

Für die Messung der Permeabilität wurden zylinderförmige Gesteinsproben mit einer Länge von 100 mm und 50 mm verwendet. Der Umgebungsdruck wird durch Hydrauliköl in der Hochdruckkammer hervorgerufen, so dass eine Abdichtung zum hydraulischen Kreislauf nötig ist. Die Probe und die Kappen zum Anschluss des hydraulischen Kreislaufes wurden daher mit einem Teflonschrumpfschlauch ummantelt. Im Übergangsbereich zwischen Probe und Endkappen sind zusätzlich O-Ring-Dichtungen angebracht. Probe und Endkappen wurden anschließend mittels Stehbolzen vorgespannt und in die Hochdruckzelle eingebaut. In einem nächsten Schritt wurde der hydraulische Kreislauf samt Probe über eine Vakuumpumpe evakuiert. Hiernach konnte die Hochdruckzelle geschlossen werden und mittels Hydrauliköl

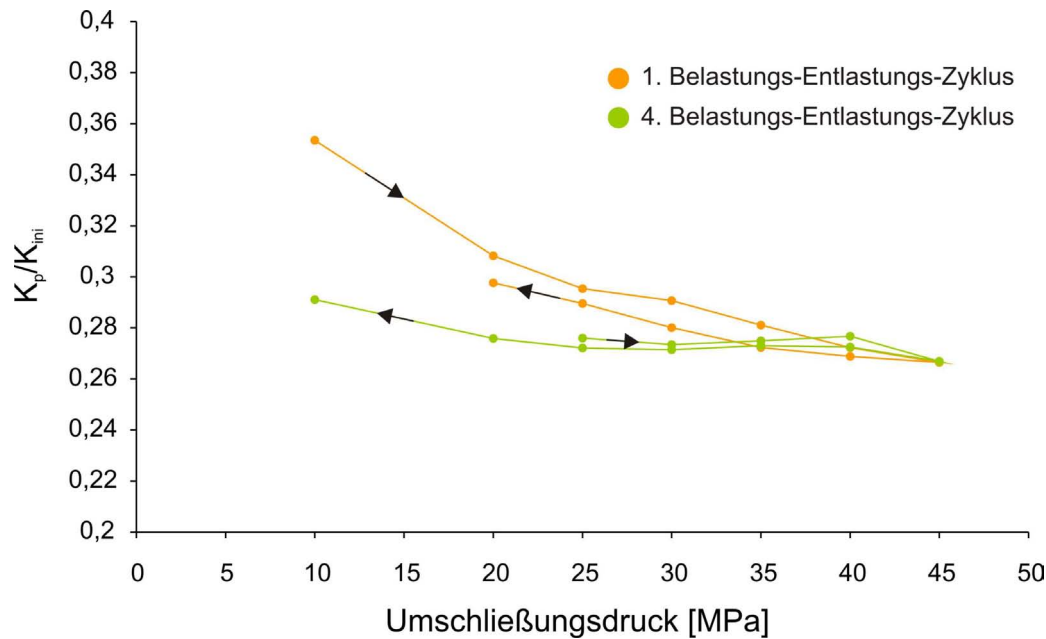


Abb. 7.16.: Einfluss des Umschließungsdrucks P auf die Permeabilität K_p für den mittel porösen Sandstein des Sollings. K_{ini} beschreibt die initiale Permeabilität des Sandsteins unter 0,5 MPa Umschließungsdruck (entspricht dem Anpressdruck der Kerneinspannapparatur).

ein entsprechender Umgebungsdruck auf die Probe angebracht werden.

Obwohl mit anisotropen Spannungszuständen im Reservoir zu rechnen ist, wurde ein vereinfachter Aufbau gewählt, bei dem die Probe nur durch das umgebende Öl allseitig, d.h. isotrop, belastet wird. Die Axiallast wurde nur zum Sichern der Probe in der Kammer verwendet. Um ein ungestörtes Reservoirgestein zu simulieren, wurden vier Belastungs-Entlastungs-Zyklen durchgeführt. In einem Belastungs-Zyklus wurde der Umschließungsdruck auf bis zu 45 MPa erhöht und im Entlastungs-Zyklus wieder auf 20 MPa gesenkt. Die Permeabilitäten wurden jeweils im ersten und letzten Belastungs-Entlastungs-Zyklus bestimmt.

Die effektiven Spannungen, die auf ein Gestein einwirken, entsprechen der Differenz zwischen Totspannung (Umschließungsdruck) und dem im hydraulischen Kreislauf anliegenden Porendruck. Der Porendruck wirkt der Totspannung jedoch nicht vollständig entgegen, sondern muss je nach Gesteinsart durch den Biot-Koeffizienten vermindert werden (vgl. Gl. 4.1). Für die untersuchten Sandsteine sind die Biot-Koeffizienten jedoch nicht bekannt. Im hydraulischen Kreislauf wurden daher nur geringe Porendrücke erzeugt, so dass der Umschließungsdruck in etwa den effektiven Spannungen entspricht. Eingangs- und Ausgangsdruck

wurden über einen Differenzdrucksensor ermittelt. Bei einer Fließrate von 0,06 ml/min konnten geringe Differenzdrücke von etwa 4 bar gegenüber dem Luftdruck (offenes Ausgangsventil) gefahren werden. Die Permeabilität wurde nach der Darcy-Gleichung (Gl. 7.18) unter Eingabe der konstanten Fließrate und des resultierenden Eingangs- und Ausgangsdruckes berechnet. Als Medium kam demineralisiertes Wasser mit Zimmertemperatur zum Einsatz (Viskosität 0,001 Pa·s). Die Zunahme des Umschließungsdrucks führt zu einer Verringerung des Probenvolumens, das jedoch aufgrund eines Ausfalls der angebrachten Extensiometer nicht bestimmt werden konnte. Geringe Permeabilitätsänderungen aufgrund einer Volumenänderung konnten daher nicht ermittelt werden, da die Größe der Probe über die Tiefe als konstant angesehen wurde.

Aufgrund der extremen Permeabilitätsunterschiede der untersuchten Sandsteine konnte verfahrenstechnisch nur der mittel poröse Sandstein des Sollings untersucht werden. In Abb. 7.16 sind die entsprechenden Permeabilitäten der Belastungs-Entlastungs-Zyklen, welche auf die initiale Permeabilität normiert wurden, gegen den Umschließungsdruck aufgetragen. Die initiale Permeabilität entspricht der im vorigen Kapitel gemessenen Permeabilität des Solling Sandsteins unter 0,5 MPa Umschließungsdruck ($K_{ini}=0,62\text{mD}$).

Da die hydraulischen Modellierungen eine Durchströmung in horizontalen Gesteinsschichten simulieren, erfolgte die Durchströmung der Probe parallel zur Schichtung (x-Richtung). Im Vergleich zur Permeabilität unter Atmosphärendruck sinkt die Permeabilität bei einem Umschließungsdruck von 10 MPa auf 35 % ab. Eine deutliche nicht-lineare Abnahme der Permeabilität in geringen Tiefen geht vorwiegend auf die Schließung spannungssensitiver Fließkanäle, d.h. Entlastungsrissen oder Poren mit einem niedrigen Formfaktor zurück (Dürrast *et al.*, 2001, 2002). Generell verhält sich dabei die Richtung senkrecht zur Schichtung (z-Richtung) am sensitivsten gegenüber Spannungen (Bruno, 1994). Ab 20 MPa sinkt die Permeabilität deutlich geringer und erreicht bei einem Umschließungsdruck von 45 MPa etwa 27 % der Ausgangspermeabilität. Nach der Schließung spannungssensitiver Fließkanäle spielen elastische Prozesse eine Rolle, die zu einer linearen Abnahme der Permeabilität führen (David *et al.*, 2001). Vairogs *et al.* (1971) konnten an Sandsteinen und karbonatischen Gesteinen unter Umschließungsdrücken von über 120 MPa Abnahmen von bis zu 90 % nachweisen. Während die Permeabilitätswerte im ersten Entlastungs-Zyklus in etwa analog dem Belastungspfad folgen, ist im vierten Zyklus ein Hysterese-Effekt zu beobachten. Bei Abnahme der Spannungen von 45 MPa auf 20 MPa (Entlastungs-Zyklus) steigen die Permeabilitäten nur leicht an. Eine irreversible Abnahme der Permeabilität wird neben linearen Prozessen vorwiegend durch eine plastische Deformation des Poren-

raums gesteuert (Goultly, 2003). Tritt eine Schädigung auf, die auch bei Entlastung nicht vollständig wiederhergestellt wird, wird das Reservoirgestein nach Goultly (2003) als überkompaktiert angesehen. Eine irreversible Abnahme der Permeabilität unter erhöhten Spannungen ist häufig in Erdölfeldern zu beobachten. Durch den Entzug des Erdöls im Reservoir lasten höhere effektive Spannungen auf dem Gestein, die zu einer Abnahme der Fördereraten führen.

7.3.1.7. Druckfestigkeiten

Als einaxiale Druckfestigkeit σ_u wird die Bruchspannung eines einachsigen mit Druckkräften belasteten Körpers bezeichnet. Die mechanische Stabilität wurde mit einer Klasse 1 Universalprüfmaschine der Firma Walter & Bai im Druckversuch durchgeführt, bei der die Druckkräfte so lange erhöht werden, bis das Gestein bricht (vgl. Abb. 7.1). Die Druckfestigkeit σ_u ist der Höchstwert der axialen Spannung, die vom Prüfkörper aufgenommen werden kann, und berechnet sich wie folgt (Mutschler, 2004):

$$\sigma_u = \frac{F_{max}}{A} \quad (7.20)$$

Die Versuchsdurchführung erfolgte an zylindrischen Proben mit dem Durchmesser und der Höhe von 50 mm in Anlehnung an DIN-EN-1926 (1999). Generell werden jedoch Probenkörper empfohlen, deren Länge dem 2-fachen des Durch-

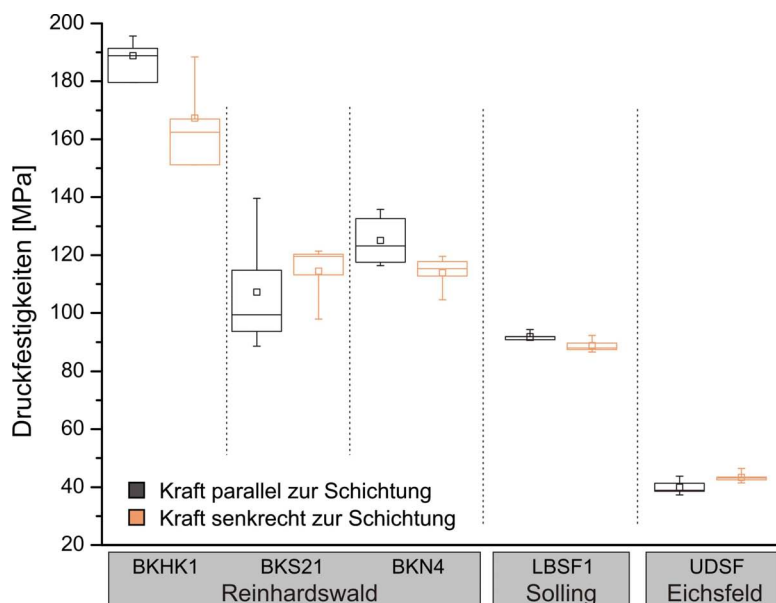
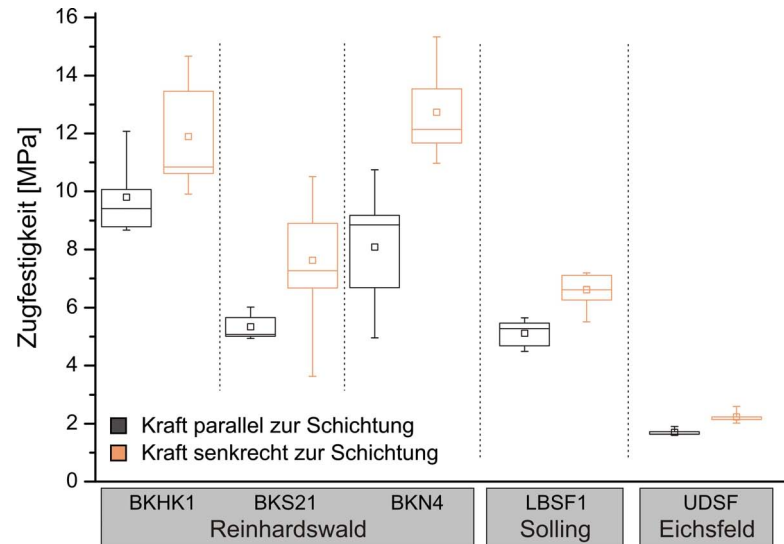


Abb. 7.17.: *Ermittelte Druckfestigkeiten parallel und senkrecht zur Schichtung aus dem uniaxialen Druckversuch mittels Box-Whisker-Plots.*

Abb. 7.18: *Ermittelte Spaltzugfestigkeiten mit einer Belastungskraft parallel und senkrecht zur Schichtung (Darstellung mittels Box-Whisker-Plots).*



messers entsprechen. Bei kleineren Prüfkörpern muss die Druckfestigkeit gemäß folgender Beziehung gemindert werden (Obert & Duvall, 1967):

$$\sigma_{u2} = \frac{8 \cdot \sigma_u}{7 + 2 \frac{d}{l}} \quad (7.21)$$

Die Druckfestigkeiten der Proben variieren zwischen 43,4 MPa und 167,3 MPa senkrecht zur Schichtung sowie 40 MPa und 194,2 MPa parallel zur Schichtung (Abb. 7.17). Eine Anisotropie der Festigkeiten in x-Richtung und z-Richtung ist dabei nicht zu beobachten. Generell zeigen die Proben der Region Reinhardswald die höchsten Festigkeitswerte. Die Sandsteine aus dieser Region weisen eine im Vergleich kleinere Körnung, höhere Zementierung und dementsprechend kleinere Porosität auf. In der Regel ist die Abnahme der Porosität durch eine Zunahme authigen weitergewachsener Quarzzemente begründet. Diese Eigenschaften verleihen diesen Sandsteinen eine größere Festigkeit und somit höhere Druckfestigkeitswerte. Da sich die Anwachsäume um die Sandkörner in allen drei Dimensionen entwickeln, steigt die Festigkeit nicht linear, sondern exponentiell mit der Abnahme der Porosität (David, 2006).

7.3.1.8. Spaltzugfestigkeiten

Die Zugfestigkeit σ_z eines Gesteins bezeichnet die Bruchspannung eines einachsigen durch Zugkraft beanspruchten Körpers. Die Festigkeit eines Gesteins durch Zugkräfte leitet sich aus der Kohäsion des Mineralbestandes (Kornbindungskraft) ab, welche

durch die Korngröße, -form und -einregelung (Verzahnungsgrad) sowie die Art der Zementierung (karbonatisch, tonig oder kieselig) gesteuert wird. Die Zugfestigkeit wurde in Anlehnung an DIN-22024 (1989) durch den Spaltzugversuch ermittelt. Dabei wurden zylindrische Probekörper mit einem Durchmesser von 40 mm und einer Höhe von 20 mm mittels Streifenlast bis zum Bruch belastet. Die Streifenlast auf zweier gegenüberliegender Mantellinien wurde durch eine Messapparatur des Typs PCS-200 der Firma Walter & Bai realisiert. In der Probe wurde eine Zugbelastung rechtwinklig zur Belastungsrichtung erzeugt. Die Belastungszunahme von 30 N/s wird über eine 50 kN Kraftmessdose gesteuert.

Die Spaltzugfestigkeit σ_z wird über die Probendimension (Probendurchmesser d und Probendimension h) und die Maximalkraft F_{max} nach folgender Gleichung berechnet:

$$\sigma_z = \frac{2 \cdot F_{max}}{\pi \cdot d \cdot h} \quad (7.22)$$

Die Spaltzugfestigkeiten der untersuchten Sandsteine variieren zwischen 12,7 und 2,2 MPa senkrecht zur Schichtung und zwischen 9,8 und 1,7 MPa parallel zur Schichtung (Abb. 7.18). Analog zu den Ergebnissen aus den uniaxialen Druckversuchen zeigen die Sandsteine aus der Region Reinhardswald die höchsten Werte. Ein hoher Anteil an kieseligen Bindemittel und eine niedrige Porosität sind auch hier für die höheren Festigkeitswerte verantwortlich. Neben der mineralogischen Zusammensetzung spielt jedoch auch das Gefüge der Sandsteine eine wesentliche Rolle. So

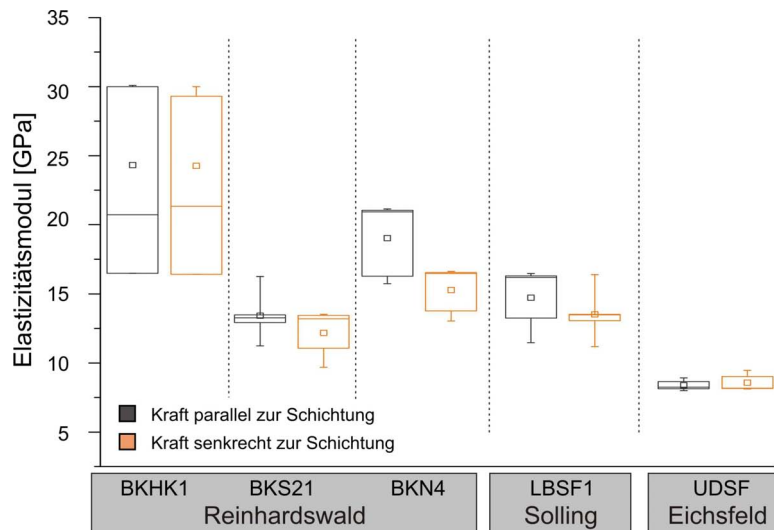


Abb. 7.19: *Ermittelte Elastizitätsmoduln parallel und senkrecht zur Schichtung aus dem uniaxialen Druckversuch.*

weisen alle Sandsteine parallel zur Schichtung geringere Zugfestigkeiten auf. Entlang der Schichtung besitzt der Kornverband eine geringere Kohäsion, so dass sich ein Bruch entlang dieser Schwäche zonen bevorzugt ausbilden kann.

7.3.1.9. Elastische Eigenschaften

Aus der Spannungs-Dehnungs-Kurve des einaxialen Druckversuchs (vgl. Abb. 7.1) kann der statische Elastizitätsmodul E_{stat} aus dem Verhältnis der Spannungsänderung $\delta\sigma$ zur Längsdehnungsänderung $\delta\epsilon$ ermittelt werden. Die Steigung wurde hierzu im elastisch-reversiblen Kurvenabschnitt zwischen 40 % und 60 % nach folgender Beziehung ausgewertet:

$$E_{stat} = \frac{\delta\sigma}{\delta\epsilon} \quad (7.23)$$

Der statische E-Modul bewegt sich für die untersuchten Sandsteine zwischen 8,4 und 24,3 GPa parallel zur Schichtung und zwischen 8,6 und 24,3 GPa senkrecht zur Schichtung (Abb. 7.19). Dabei zeigt sich eine hohe Variation der Messwerte bei Sandsteinen mit großem E-Modul, besonders bei dem Sandstein der Wilhelmhausener Schichten der Region Reinhardswald (BKHK1). Aufgrund der hohen Variation sind keine sicheren Aussagen bezüglich einer Richtungsabhängigkeit möglich, jedoch zeigt sich eine leichte Tendenz mit höheren Moduln parallel zur Schichtung. In der Literatur sind für Sandsteine Werte von 5 GPa und 39,2 GPa beschrieben (Kulhawy, 1975).

Um das elastisch-isotrope Materialverhal-

ten zu simulieren, verwendet die Modellierungssoftware UDEC als Eingabeparameter den Kompressions- und Schermodul. Im Vergleich zum E-Modul und zur Poissonzahl entsprechen nach Itasca (2006e) beide Parameter mehr dem grundlegenden elastischen Verformungsverhalten. Der Kompressionsmodul K und der Schermodul G sind im isotropen Fall mit dem E-Modul und der Poissonzahl durch folgende Gleichungen verknüpft (Itasca, 2006e):

$$K = \frac{E}{3(1 - 2\nu)} \quad (7.24)$$

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (7.25)$$

Als Poissonzahl wurde ein Wert von 0,2 angenommen, welcher in der Literatur als eine typische Querdehnungszahl für Gesteine beschrieben wird (Kulhawy, 1975; Jaeger *et al.*, 2007). Die so berechneten Kompressionsmoduln zeigen Werte von 4,8 bis 13,5 GPa und die Schermoduln liegen im Bereich von 3,5 bis 10,1 GPa (Abb. 7.20). Jaeger *et al.* (2007) geben für Sandsteine Kompressionsmoduln zwischen 4,6 und 13 GPa und Schermoduln zwischen 4,2 und 12 GPa an. Die untersuchten Sandsteine decken somit ein großes Spektrum an poroelastischen Parametern ab.

7.3.2. Charakterisierung der Klüfte

Normal- und Scherspannungen haben einen enormen Einfluss auf die Verformungsprozesse entlang der Klüftflächen. Zur Berechnung des Verfor-

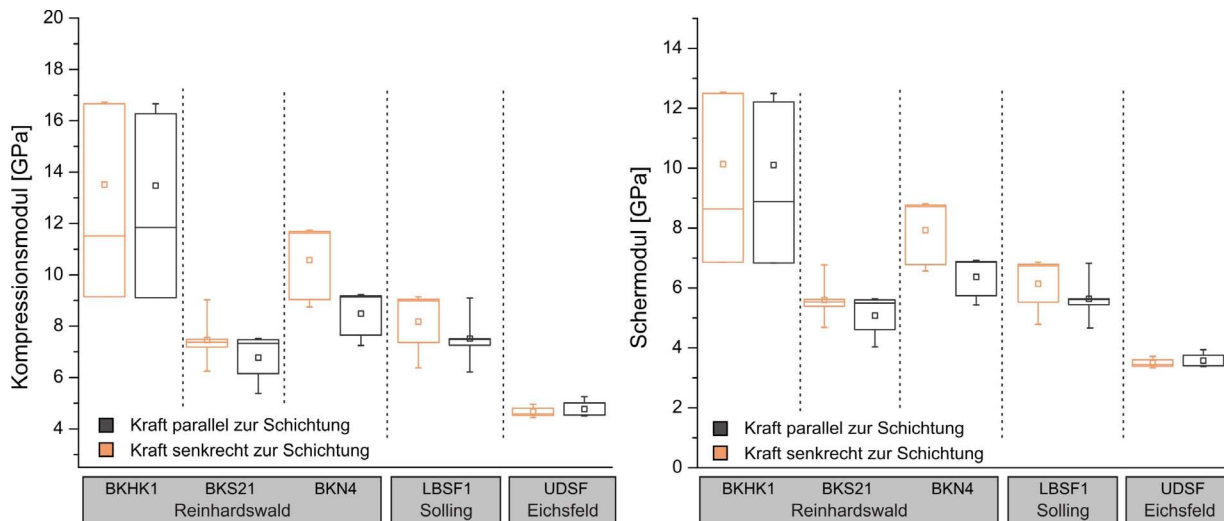


Abb. 7.20.: Ermittelte Kompressionsmoduln und Schermoduln berechnet aus den E -Moduln.

mungsverhaltens mittels des BB-Modells werden insbesondere der Kluftrauigkeitskoeffizient JRC und die Festigkeit der Klufthängen JCS als Eingabeparameter benötigt. Im folgenden Kapitel werden beide Parameter vorgestellt und mit Hilfe bestimmter Methoden ermittelt.

7.3.2.1. Kluftrauigkeitskoeffizient (JRC)

Der Kluftrauigkeitskoeffizient JRC (*Joint Roughness Coefficient*) ist ein Maß für die Rauigkeit einer Kluft und nimmt Werte von 0 (für glatte Flächen) bis 20 (sehr raue Flächen) an (Barton & Choubey, 1977). Die Ermittlung der Rauigkeit kann wie folgt bestimmt werden:

- Makroskopische Untersuchung der Kluftoberflächen und visueller Vergleich mit Standardrauigkeitsprofilen (Barton & Choubey, 1977)
- Bestimmung von Rauigkeitsprofilen mittels bestimmter Messlehren (Barton & Choubey, 1977),
- Verwendung von Kipp- und Schubversuchen (Barton & Choubey, 1977),
- Messung der Rauigkeitsamplitude in Relation zur Länge (Barton & De Quadros, 1997).

In einem ersten Schritt wurden die Oberflächen der Klüfte in den untersuchten Aufschlüssen der Region Reinhardswald, Solling und Eichsfeld makroskopisch untersucht. Die Oberflächenbeschaffenheit der Sandsteine der Region Rein-

hardswald und Solling zeigen einen deutlich gebogenen und wellenförmigen Verlauf. Charakteristisch sind Riefungen und scharfkantige Bruchkanten. Des Weiteren sind jedoch auch Klufflächen zu beobachten, die äußerst glatt und eben sind. Im Gegensatz dazu weisen die Oberflächen der weichen Sandsteine der Region Eichsfeld weitaus weniger Bruchkanten auf. Gebogene Klufflächen sind aber auch hier zu beobachten.

Die visuelle Charakterisierung mittels Standardrauigkeitsprofilen wird aufgrund der subjektiven Beurteilung in der Literatur äußerst kontrovers diskutiert (Beer *et al.*, 2002). Daher wurden für eine genauere, quantitative Charakterisierung der Rauigkeit Rauigkeitsprofile unter Anwendung eines Messgerätes an repräsentativen Kluftoberflächen ermittelt. Das Messgerät besteht aus einem formstabilen Aluminiumprofil und lässt sich durch zwei Beine an die Kluftoberfläche anlegen (Abb. 7.21). Ein zwischen den Beinen angebrachtes digitales Messgerät, welches entlang des Aluminiumprofils verschiebbar ist, misst den Abstand zwischen der Kluftwandung und einer gedachten ebenen Referenzfläche. Die Abweichung wurde in Messpunkten im Abstand von 1 cm entlang eines 40 cm langen Profils bestimmt. Der Kluftrauigkeitskoeffizient JRC_{100} sieht eine Bezugslänge von 100 mm vor und kann mittels der maximalen Rauigkeitsamplitude a und der Länge des gemessenen Profils L nach folgender Formel bestimmt werden (Abb. 7.21)(Barton & De Quadros, 1997):

$$JRC_{100} = \frac{400 \cdot a}{L} \quad (7.26)$$

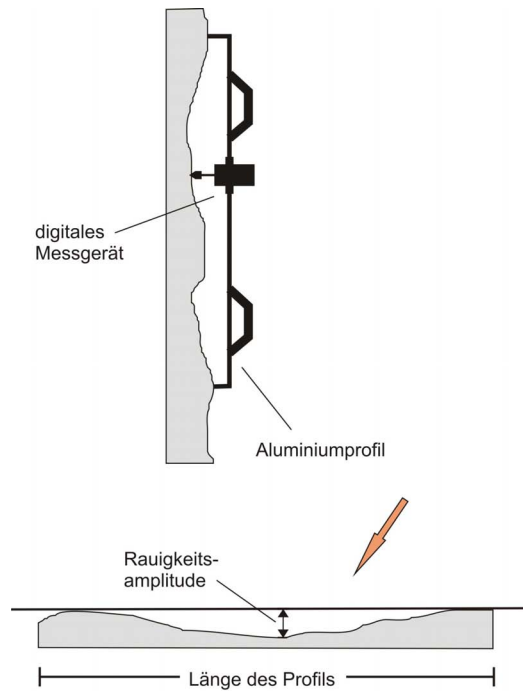


Abb. 7.21.: Schematische Darstellung des verwendeten Messgerätes zur Bestimmung der Kluftrauigkeit mittels der maximalen Rauigkeitsamplitude nach Barton & De Quadros (1997).

Insgesamt zeigen die bestimmten Rauigkeitskoeffizienten eine große Variationsbreite mit Werten von 2,88 bis 17,73 und Mittelwerten von 8,4 (Eichsfeld), 9,1 (Solling) und 11,2 (Reinhardswald) (Abb. 7.22). Die Sandsteine der Region Eichsfeld zeigen jedoch im Vergleich eine geringere Streuweite mit der Ausbildung eines deutlichen Maximums. Die Ergebnisse decken sich somit mit den Geländebeobachtungen, aus denen sich für die Regionen Reinhardswald und Solling rauere Oberflächen ergeben haben.

7.3.2.2. Druckfestigkeit der Kluftoberflächen (JCS)

Im Gegensatz zum intakten Gestein sind naturgemäß die Bereiche entlang der Oberfläche vieler Gesteine aufgrund von Verwitterungsprozessen in ihrer Festigkeit herabgesetzt. Der Druckfestigkeitsbestimmung der Kluftwandung kommt daher für hydromechanische Fragestellungen besondere Bedeutung zu, da sich die Verformungsprozesse gerade in geklüfteten Gesteinen im Bereich der Kluftflächen abspielen. Da die Verwitterungstiefe häufig nur auf oberflächliche Bereiche beschränkt ist, eig-

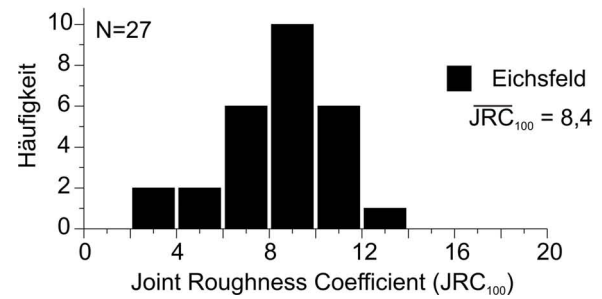
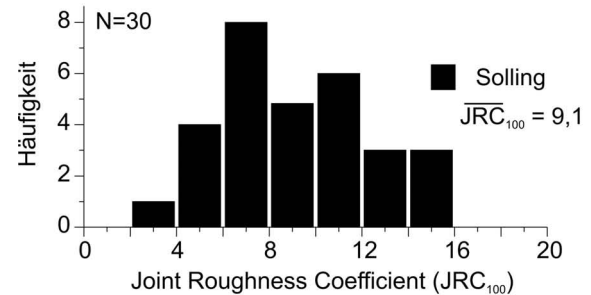
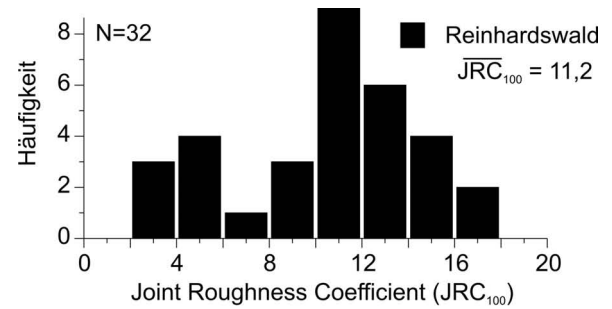


Abb. 7.22.: Kluftrauigkeitskoeffizienten für die untersuchten Aufschlüsse der Region Reinhardswald, Solling und Eichsfeld.

nen sich Laboruntersuchungen aufgrund der einzuhaltenden Probendimensionen nur bedingt (Barton & Choubey, 1977).

Um die Druckfestigkeit der Oberfläche zu quantifizieren, eignen sich Untersuchungen mit dem Schmidt-Hammer (Barton & Choubey, 1977). Bei diesem Prüfgerät wird ein Schlag durch einen mit Federkraft bewegten Hammer auf die zu prüfende Gesteinsoberfläche ausgeübt. Die elastische Rückfederung des Hammers wird an einem Schleppzeiger festgehalten. Die Bestimmung der Rückprallhärte beruht auf dem Prinzip, dass eine leichte Masse auf einen schweren Körper fällt und der Rückprallweg bzw. die Rückprallenergie gemessen wird. Feste Körper verhalten sich dabei nach den Regeln des elastischen Stoßes, da beim Zusammenprallen der Energieaustausch vollständig über den Rückprallweg ermittelt wird. Eine integrale Festigkeitsprüfung der äußeren Schicht wurde mit Hilfe eines Prallhammers (Digi-Schmidt

2000) der Firma Proceq durchgeführt. Der eingesetzte Schmidt-Hammer (Typ LD) weist ein Hammergewicht mit einer Aufschlagenergie von 0,735 Nm auf. Aus der Rückprallhärte R und der Dichte des Gesteins γ kann die Druckfestigkeit der Oberfläche nach folgender Formel ermittelt werden (Barton & Choubey, 1977):

$$\log_{10} \cdot \sigma_c = 0,00088 \cdot \gamma \cdot R + 1,01 \quad (7.27)$$

Um ferner den Verwitterungsgrad entlang der Oberfläche zu charakterisieren, wird häufig der Quotient aus Druckfestigkeit des intakten Gesteins und der Kluftoberfläche (σ_c/JCS) angegeben (Barton & Choubey, 1977). Des Weiteren sollte neben einer nicht zu unterschreitenden Gesteinsquadergröße (40 cm x 20 cm) insbesondere der Feuchtegehalt des Gesteins berücksichtigt werden, da die Festigkeit eines Gesteins aufgrund des Feuchtegehalts um 10-30 % reduziert werden kann (Morales Demarco *et al.*, 2007).

Eine Bestimmung der Druckfestigkeit der Kluftoberflächen erfolgte vor Ort in den untersuchten Aufschlüssen der Regionen Reinhardswald, Solling und Eichsfeld. Die Witterungsverhältnisse waren sonnig, so dass ein niedriger Feuchtegehalt für das Gestein angenommen wurde und die Daten mit den Druckfestigkeiten aus dem Labor vergli-

chen werden konnten. Im Abstand von 15 cm wurden an jeder untersuchten Kluftoberfläche mind. 40 Messungen vorgenommen und der Mittelwert der Rückprallhärten gebildet. Aus den bestimmten mittleren Rückprallhärten einer jeden Kluftwand wurde anschließend die mittlere Druckfestigkeit aller Kluftoberflächen bestimmt (Abb. 7.23).

Analog zu den einaxialen Druckfestigkeiten zeigen die Sandsteine in den Regionen Reinhardswald und Solling im Vergleich zur Region Eichsfeld deutlich höhere Werte. Da es sich um aktive Steinbrüche handelt, ist der Verwitterungsgrad entlang der Oberfläche mit Werten von 1,3 bis 1,5 gering. Richards (1975) konnte für Sandsteine Werte von 1,8 bis 3,8 bestimmen. Barton & Choubey (1977) konnten an unterschiedlichen Gesteinstypen nachweisen, dass die meisten Werte zwischen 1,4 und 1,9 liegen.

7.3.2.3. Initiale Kluftöffnungsweiten

Eine Kluftöffnungsweite wird in UDEC-BB automatisch unter Anwendung spezifischer Kluftparameter berechnet. Eine realistische Kluftöffnungsweite stellt jedoch einen essentiellen Parameter für eine Abschätzung der Permeabilität dar. In einem ersten Schritt wurde daher die initiale mechanische Kluftöffnungsweite, d.h. die Öffnungsweite einer ungestörten und unbelasteten Kluft, berechnet und mit Literaturangaben verglichen.

In der Literatur sind verschiedene Methoden beschrieben, um die mechanische Kluftöffnungsweite zu ermitteln, z.B. die Röntgentomographie (Pyrak-Nolte *et al.*, 1997; Keller, 1997), die Oberflächentopographie (Durham & Bonner, 1995; Isakov *et al.*, 2001; Lee & Cho, 2002) sowie mittels Injektion von Epoxyharz zur Erstellung eines Abgusses (Hakami & Larsson, 1996).

Im UDEC-BB Modell fließen in die Berechnung der mechanischen Öffnungsweite nach Gleichung 7.6 der Koeffizient aus der Druckfestigkeit des intakten Gesteins zur Festigkeit der Kluftoberfläche sowie die Rauigkeit der Oberfläche ein. Die berechneten mechanischen Öffnungsweiten sind in Tab. 7.4 aufgelistet.

Anschließend wurde die für die hydraulischen Modellierungen verwendete hydraulische Kluftöffnungsweite nach Gleichung 7.12 berechnet. In Abb. 7.24 ist die Beziehung zwischen mechani-

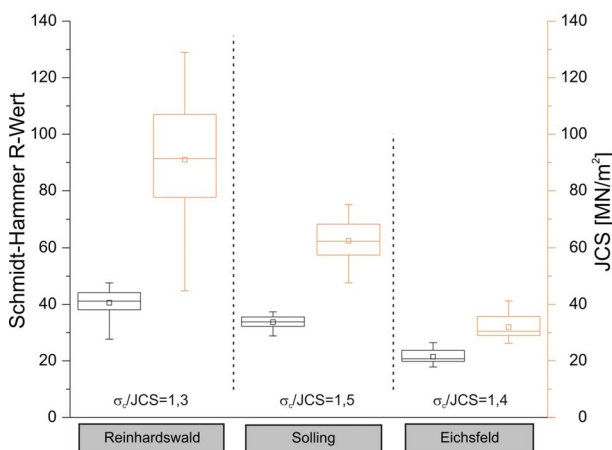


Abb. 7.23.: Rückprallhärte R und daraus berechnete Druckfestigkeiten der Kluftoberflächen (JCS) für die untersuchten Aufschlüsse der Regionen Reinhardswald, Solling und Eichsfeld. Mitangegeben ist der Verwitterungskoeffizient, der sich aus dem Quotienten der Druckfestigkeit des intakten Gesteins und der Kluftoberfläche ergibt (σ_c/JCS).

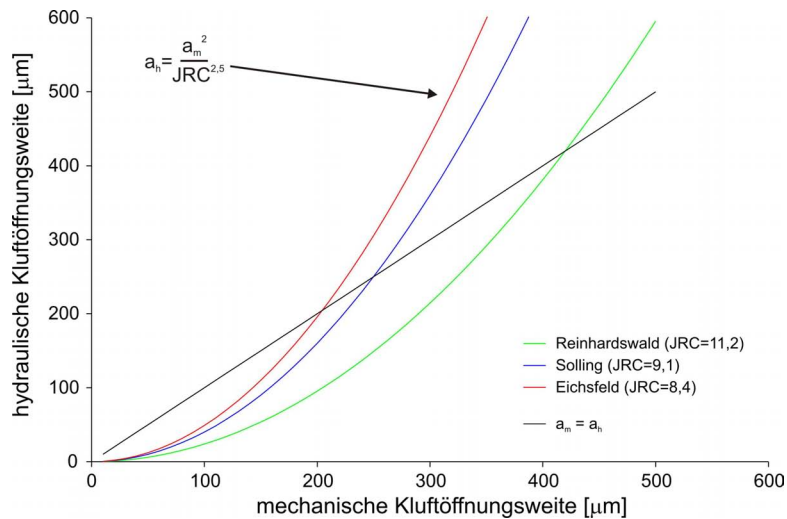


Abb. 7.24.: Berechnung der hydraulischen Kluftöffnungsweite nach Gleichung 7.12 für die untersuchten Regionen Reinhardswald, Solling und Eichsfeld.

scher und hydraulischer Kluftöffnungsweite unter Anwendung der für die einzelnen Regionen berechneten Kluftrauigkeitskoeffizienten aufgetragen. Bei recht großen mechanischen Kluftöffnungsweiten und gleichzeitig relativ kleinen Kluftrauigkeitskoeffizienten kann eine hydraulische Kluftöffnungsweite berechnet werden, die über der mechanischen Kluftöffnungsweite liegt. So ist die berechnete hydraulische Öffnungsweite der Regionen Solling und Eichsfeld größer als die mechanische Öffnungsweite, während die berechneten Werte für die Region Reinhardswald aufgrund ihrer Nähe zum Schnittpunkt fast identisch sind. Eine im Vergleich zur mechanischen Öffnungsweite größere hydraulische Öffnungsweite stellt jedoch eine unrealistische Beziehung dar. Für diesen Fall wird im UDEC-BB Modell die hydraulische Öffnungsweite der mechanischen Öffnungsweite gleichgesetzt.

In der Literatur sind je nach Gesteinsart und Oberflächenbeschaffenheit mittlere mechanische Öffnungsweiten zwischen $40\ \mu\text{m}$ und $650\ \mu\text{m}$ beschrieben (Pyrak-Nolte & Morris, 2000). Hakami & Larsson (1996) bestimmten an mittelkörnigen

Tab. 7.4.: Initiale mechanische (nach Gleichung 7.6) und hydraulische Kluftöffnungsweiten (nach Gleichung 7.12).

	Kluftöffnungsweite μm	
	mechanisch	hydraulisch
Reinhardswald	408	397
Solling	350	350
Eichsfeld	256	256

Graniten des Äspö Tiefenlaboratoriums mechanische Kluftöffnungsweiten von $360\ \mu\text{m}$. Gleichzeitig wurden hydraulische Test durchgeführt, aus denen eine hydraulische Kluftöffnungsweite von $250\ \mu\text{m}$ abgeleitet werden konnte. Ähnliche Größenverhältnisse zwischen mechanischer und hydraulischer Öffnungsweite wurden auch an anderer Stelle bei Klüften in der Größenordnung von $100\ \mu\text{m}$ bis $500\ \mu\text{m}$ beschrieben (Barton *et al.*, 1985; Lee & Cho, 2002). Da für die untersuchten Sandsteine aufgrund der Beziehung nach Gleichung 7.12 die mechanische Öffnungsweite gleich der hydraulischen Öffnungsweite gesetzt wird, wurde die hydraulische Kluftöffnungsweite gegenüber der mechanischen Kluftöffnungsweite vermutlich überschätzt.

7.3.2.4. Elastische Eigenschaften

Analog zum intakten Gestein stellen elastische Parameter in UDEC wichtige Eingabegrößen dar, um das Verformungsverhalten der Klüfte zu beschreiben. Eine Verformung unter Normalspannungen wird durch die Kluftnormalsteifigkeit K_n beschrieben, während die Scherverformung mittels der Kluftschersteifigkeit K_s erläutert wird. Beide Parameter können für das BB-Modell unter Anwendung der Formeln 7.5 und 7.9 abgeschätzt werden und sind in Tab. 7.5 dargestellt.

Die Kluftnormalsteifigkeit und -schersteifigkeit sind für die Sandsteine des Reinhardswaldes mit Werten von $16,3\ \text{MPa/mm}$ und $6,8\ \text{MPa/mm}$ am höchsten, während für das Eichsfeld die geringsten Werte berechnet wurden. Kulhawy (1975) ermittelte für die Kluftnormalsteifigkeit eines

Tab. 7.5.: Elastische Eigenschaften der Klüfte.

	Normal- und Schersteifigkeit	
	K_n [GPa/m]	K_s [GPa/m]
Reinhardswald	16,3	6,8
Solling	12,0	5,0
Eichsfeld	9,7	4,1

Sandsteins einen Wert von 35,1 MPa/mm und eine Kluftschersteifigkeit von 29,8 MPa/mm. Donath (2002) gibt für einen Sandstein eine Normalsteifigkeit von 22 MPa/mm an, während Priest (1993) an einem Sandstein einen Wert von 33,6 MPa/mm bestimmen konnte. Die ermittelten elastischen Parameter liegen somit leicht unterhalb, jedoch in der Größenordnung der in der Literatur aufgeführten Werte.

7.4. Spannungszustand im Reservoir

Für die Modellierungen hydromechanischer Vorgänge im Untergrund sind Kenntnisse zum Spannungszustand von entscheidender Bedeutung. Der Spannungszustand im Gebirge lässt sich im Allgemeinen über die Vertikalspannung σ_V und die Horizontalspannungen σ_H und σ_h darstellen. Entsprechend ihrer Spannungsbeträge kann zwischen folgenden Hauptregimen unterschieden werden (Twiss & Moores, 2000):

- extensionales tektonisches Regime ($\sigma_V > \sigma_H > \sigma_h$),
- Kompressionsregime ($\sigma_H > \sigma_h > \sigma_V$),
- Blattverschiebungsregime ($\sigma_H > \sigma_V > \sigma_h$).

Im Bereich des Norddeutschen Beckens hat sich die Kenntnis der Spannungsbeträge und -richtungen in den letzten Jahren verbessert (Lempp & Lerche, 2006). Die Spannungszustände im Untergrund sind jedoch nicht einheitlich. Die mächtigen Salinar-Abfolgen des Zechsteins führen aufgrund ihrer plastischen Eigenschaften zu einer geomechanischen Entkopplung von Subsalinar (Rotliegend, Karbon und Devon) und Suprasalinar (Sedimente der Trias und jünger). Die angreifenden plattentektonischen Kräfte, die in der Ober-

kruste wirken, können somit nicht überall auf das Deckgebirge übertragen werden (Röckel & Lempp, 2003). Dies ist nur dort zu erwarten, wo die salinaren Schichten geringmächtiger sind, wie im Bereich von Schwellen und der Zechstein-Randfazies (Heinrichs *et al.*, 1994).

Im Subsalinar zeigen die Spannungsrichtungen einen eindeutigen Nord-Süd-Trend bei der Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung. Es gibt deutliche Hinweise, dass für das Subsalinar die minimale Horizontalspannung deutlich unter der Vertikalspannung liegt und nur wenig Hinweise, dass die maximale Horizontalspannung über der Vertikalspannung liegt. Das Hauptspannungsregime kann daher als extensionales Regime charakterisiert werden (Röckel & Lempp, 2003). Übergänge zu einem Blattverschiebungsregime sind jedoch nicht ausgeschlossen. Bei einem Vertikalspannungsgradienten von etwa 25 MPa/km und Porendruckgradienten von etwa 12 MPa/km ergibt sich ein effektiver Vertikalspannungsgradient von etwa 13 MPa/km (Röckel & Lempp, 2003). Für die minimale horizontale Hauptspannung kann ein Gradient von 16,3 MPa/km (gestörte Kruste, Reibungswinkel 30 °) angenommen werden (Röckel & Lempp, 2003).

Im Gegensatz zum Subsalinar sind aus dem Suprasalinar und somit für den Buntsandstein nur wenige Spannungsdaten bekannt (Lempp & Lerche, 2006). Vorhandene Daten lassen jedoch erkennen, dass der Spannungszustand nicht sehr stabil ist (Abb. 7.25). Ostsüdost-Westnordwest und Ost-West orientierte Richtungen von σ_H überwiegen. Im Mittel kann eine Streichrichtung von σ_H von N 103 ° angegeben werden (Röckel & Lempp, 2003). Des Weiteren variieren die Spannungsbeiträge deutlich. Sowohl niedrige σ_h Spannungsbeiträge (unter 15 MPa/km) als auch sehr hohe Spannungsbeiträge (über 20 MPa/km) sind zu erkennen.

Da es sich bei den erstellten diskreten Kluftnetzwerken nicht um Daten einer expliziten geothermischen Lagerstätte im Untergrund handelt, liegen somit keine Informationen über entsprechende Spannungsorientierungen und -magnituden vor. Selbst für die Forschungsbohrung Horstberg Z1 des GeneSys Projekts sind keine spezifischen Spannungsdaten bekannt (Kehrer *et al.*, 2007). Sind die Spannungsbeträge nicht bekannt, können die Spannungsmagnituden jedoch abge-

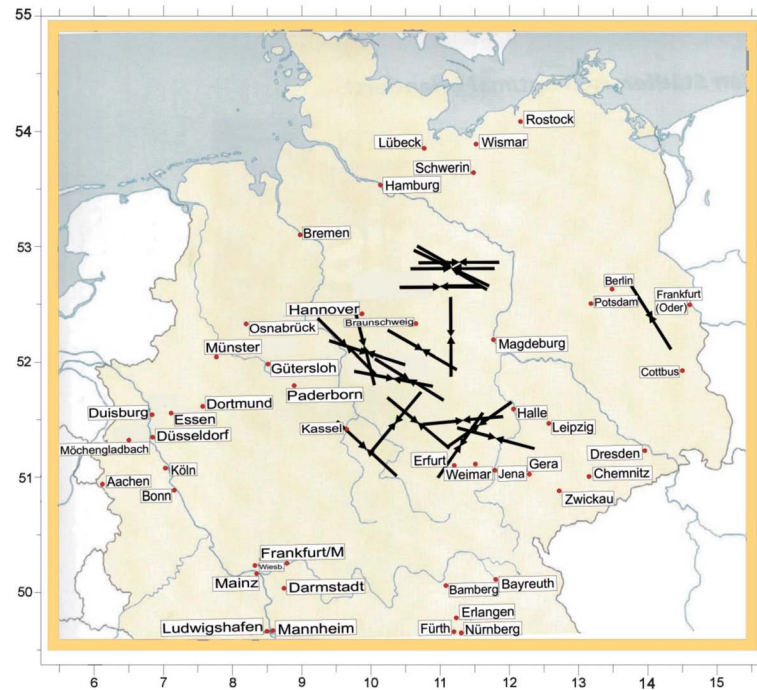


Abb. 7.25.: Spannungszustand im Suprasalinar des Norddeutschen Beckens mit Orientierung der maximalen horizontalen Hauptspannungen; aus Röckel & Lempp (2003).

schätzt werden. Dazu dürfen die in situ Spannungsgrößen im Untergrund nicht die Magnituden zum Reibungsgleiten an optimal orientierten Störungsflächen überschreiten (Moeck *et al.*, 2008; Jaeger *et al.*, 2007). In einem ersten Schritt wurde der Spannungszustand aus den Literaturdaten abgeleitet. Anschließend wurde überprüft, ob ein Gleichgewichtszustand bezüglich des Reibungsgleitens vorliegt.

Da die erstellten Kluftnetzwerke horizontale Flächen repräsentieren, kann das Reibungsgleiten der Kluftflächen nur in einem Horizontalverschiebungsregime untersucht werden. Obwohl für das Subsalinar ein extensionales Regime angenommen wird, wobei auch hier Übergänge zum Blattverschiebungsregime nicht ausgeschlossen sind, ist der Spannungszustand im Suprasalinar unsicher. Der Spannungszustand im Suprasalinar wird vorrangig von der lithologischen Ausbildung der Gesteine, von Steifigkeitskontrasten und von den regionalen Strukturen (Sättel und Mulden) sowie von Störungszonen kontrolliert (Röckel & Lempp, 2003). Für die hydromechanischen Modellierungen wurde daher ein Zustand zwischen extensionalem Regime und Blattverschiebungsregime, d.h. ein transtensionaler Spannungszustand angenommen ($\sigma_V = \sigma_H > \sigma_h$). Als Streichrichtung von σ_H wurde $N 103^\circ$ angenommen.

Die vertikale Spannung σ_z lässt sich durch Integration der Dichte ρ über die Tiefe z näherungsweise berechnen (Jaeger *et al.*, 2007):

$$\sigma_z = \int_0^z \rho(z) \cdot g \cdot dz \quad (7.28)$$

Als durchschnittliche Gesteinsdichte wurde ein Wert von $2,65 \text{ kg/m}^3$ angenommen. Daraus folgt ein Spannungsgradient für die Vertikalspannung von $26,0 \text{ MPa/km}$. Für die minimale Horizontalspannung wurde ein Mittelwert von $17,4 \text{ MPa/km}$ angenommen, der sich aus Spannungsbeträgen des Suprasalinars aus Röckel & Lempp (2003) ableitet. Unter der Annahme eines hydrostatischen Porendrucks von $9,8 \text{ MPa/km}$ (Dichte des Wassers mit 1 kg/m^3) sind die Spannungsbeträge für den transtensionalen Spannungszustand wie folgt zu berechnen:

- $\sigma_H = 1,00 \cdot \sigma_V$
- $\sigma_h = 0,67 \cdot \sigma_V$
- $P_p = 0,38 \cdot \sigma_V$

Um einen Bezug zur Grenzbedingung für ein beginnendes Gleiten entlang der Kluftflächen herzustellen, wurden die Spannungszustände im Mohr'schen Spannungsdiagramm dargestellt

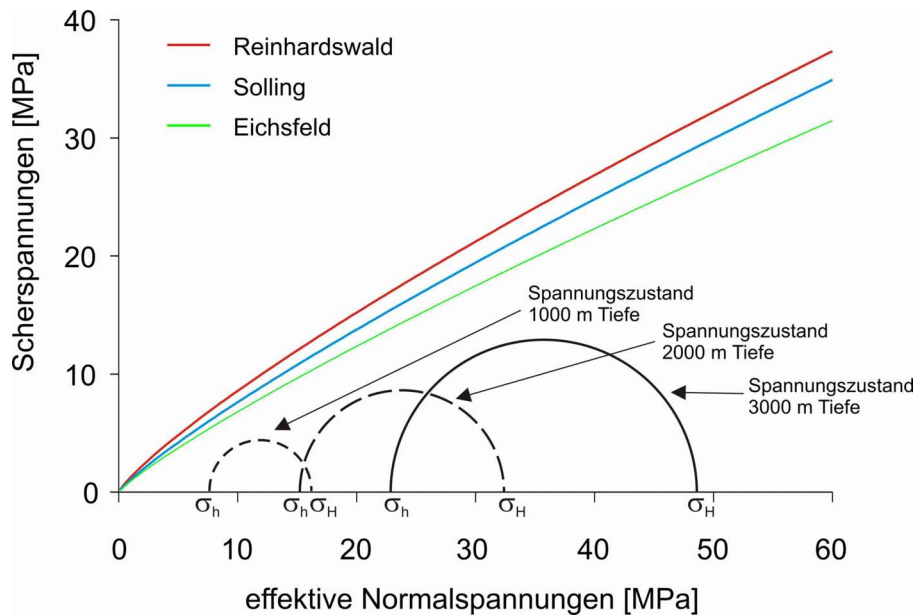


Abb. 7.26.: Mohr'sches 2D-Spannungsdiagramm mit Darstellung der angenommenen Spannungszustände für unterschiedliche Tiefen. Zusätzlich sind die Kurven zum Reibungsgleiten der untersuchten Regionen gezeigt, die sich nach Formel 7.10 (Barton & Choubey, 1977) berechnen.

(Abb. 7.26). Die Grenzbedingung zum Reibungsgleiten wurde für die einzelnen untersuchten Regionen nach Formel 7.10 abgeleitet. Als Reibungswinkel wurde ein Wert von 30° angenommen, welcher nach Barton & Choubey (1977) ein realistischer Mittelwert für Sandsteine ist. Da die Wahrscheinlichkeit von Scherung entlang einer Kluftfläche auf der Funktion von Reibungswinkel, Kluftrauigkeitskoeffizient sowie auf der Festigkeit der Kluftoberfläche basiert, ergeben sich für die einzelnen Regionen leicht unterschiedliche Kurven zum Reibungsgleiten. Die aus dem transtensionalen Spannungsregime hergeleiteten Spannungskreise liegen unterhalb der Kurve und sind somit in Bezug zur Grenzbedingung zum Reibungsgleiten im Gleichgewicht (Abb. 7.26).

7.5. Hydromechanische Modellierungen

Im Rahmen der hydraulischen Modellierungen zur Bestimmung des REV wurden bisher fixe Kluftöffnungsweiten angenommen, die keine Auskunft über die Durchlässigkeit im Reservoir geben. Im folgenden Kapitel sollen zunächst der Einfluss der Tiefe auf die Durchlässigkeit untersucht werden. Darauf aufbauend wird in einem weiteren Schritt das Verhalten des Kluftsystems unter hydraulischen

Stimulationsarbeiten untersucht.

7.5.1. Einfluss der Tiefe auf die Durchlässigkeit

Da die Durchlässigkeit einer Kluft wesentlich von deren Öffnungsweite abhängt und diese zudem äußerst spannungssensitiv ist, hat neben der Geometrie des Kluftsystems auch das Spannungsfeld und somit die Tiefe einen enormen Einfluss auf die Permeabilität (Rutqvist & Stephansson, 2003).

In den ersten 300 m Tiefe findet generell eine deutliche Abnahme der Permeabilität statt. Nach Price (1966) ist eine Zunahme der Permeabilität in Richtung Erdoberfläche vorwiegend durch eine starke Zerklüftung des Gebirges begründet. Diese wird durch eine mit der tektonischen Hebung einhergehenden erosiven Entlastung sowie durch chemische Verwitterungsprozesse gesteuert. Jedoch kann die deutliche Abnahme der Permeabilität auch durch das nicht-lineare Verformungsverhalten einer Kluftoberfläche erklärt werden (Rutqvist & Stephansson, 2003). Eine Kluftschließung ist unter kleinen Normalspannungen und somit geringen Tiefen am größten (vgl. Abb. 7.2). Die deutliche Abnahme der hydraulischen Kluftöffnungsweite wurde z.B. von Snow (1968) mittels Pump-tests an Dammfundamenten nachgewiesen. Seine Ergebnisse zeigen, dass die Öffnungsweiten von

200 μm an der Oberfläche auf 60 μm in 60 m Tiefe sinken.

Da das Spannungsfeld im Untergrund in der Regel zudem anisotrop aufgebaut ist, können sich je nach Orientierung zum Spannungsfeld bestimmte Klüfte stärker schließen. Klüfte, die in etwa senkrecht zur größten Horizontalspannung orientiert sind, werden stärker geschlossen als Klüfte, die senkrecht zur kleinsten Horizontalspannung liegen. Eine charakteristische Verteilung der Kluftöffnungsweiten kann somit die Ursache für eine richtungsabhängige Permeabilität sein. Carlsson & Olsson (1979) konnten z.B. in 250 m tiefen granitischen Gesteinen eine ausgeprägte Richtungsanisotropie bezüglich der hydraulischen Durchlässigkeit nachweisen, die mit den Richtungen der Hauptspannungen korrelierten. Die geringe Tiefe und die deutliche Spannungsanisotropie ($\sigma_H=15\text{ MPa}$, $\sigma_h=3,5\text{ MPa}$) begünstigen die richtungsabhängige Permeabilität (Rutqvist & Stephansson, 2003).

Unter zunehmenden Spannungen nimmt die Kluftöffnungsweite einen konstanten Wert (Restöffnungsweite) an, der das Ergebnis von spannungsresistenten Fließkanälen ist (vgl. Kap. 7.1.2). Ähnliche Beobachtungen wurden von Teufel & Farrell (1995) in einem Ölreservoir in der Nordsee gemacht. Das untersuchte Reservoir zeigt ein Kluftsystem mit zwei dominanten Kluftscharen, bei dem die eine Kluftschär hydraulisch durchgängiger ist. Untersuchungen zeigen, dass die Permeabilität sich seit dem Beginn der Förderung und einer damit verbundenen Reduktion des Porendrucks um 22 MPa nicht verändert haben (Dyke, 1992). Obwohl dadurch höhere Spannungen auf die Kluftwandungen wirken, verhält sich die Permeabilität spannungsunabhängig (Rutqvist & Stephansson, 2003). Die hohen Gebirgsspannungen in 3 km Tiefe deuten darauf hin, dass alle Klüfte ihre Restöffnungsweite erreicht haben. Der Einfluss von Spannungen auf die Permeabilität der Klüfte ist in großer Tiefe daher geringer als generell angenommen (Stowell *et al.*, 2001).

7.5.1.1. Modellaufbau

In der Literatur sind Untersuchungen zur spannungsabhängigen Permeabilität mittels analytischer Modelle verfügbar (Bai & Elsworth, 1994; Chen & Bai, 1998; Bai *et al.*, 1999). Jedoch können komplexe Kluftgeometrien häufig in analyti-

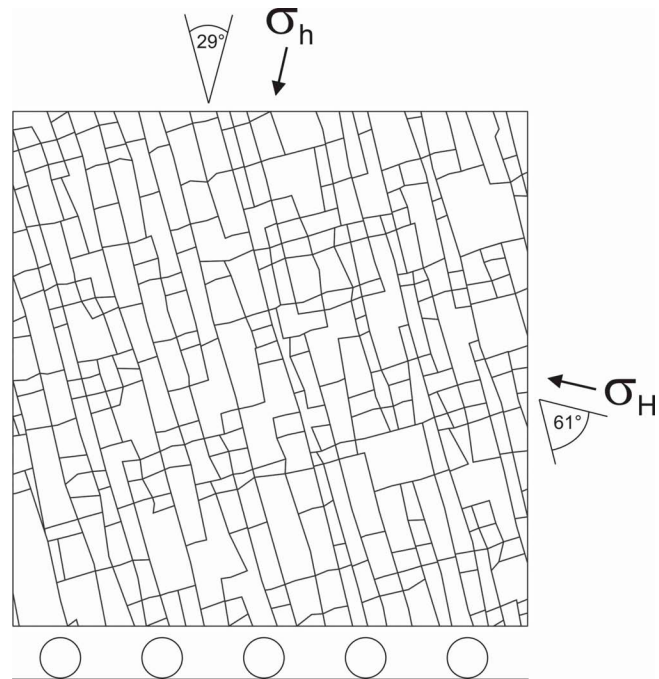
schen Modellen nicht betrachtet werden. Sie sind jedoch für eine realitätsnahe Analyse des hydromechanischen Verhaltens zwingend erforderlich (Min *et al.*, 2004). Zhang & Sanderson (2002) konnten nachweisen, dass sich besonders UDEC als numerischer Lösungsweg eignet, um zahlreiche hydromechanische Fragestellungen in komplexen Kluftgeometrien zu simulieren.

Geometrie: Um den Einfluss der Tiefe auf die Permeabilität zu untersuchen, sollte das Kluftmodell bezüglich seiner Größe möglichst repräsentativ sein. Die Untersuchungen zur Ermittlung des REV zeigen, dass ein REV bereits bei Kluftnetzwerkgrößen von 10 m x 10 m vorliegt. Mit der Tiefe können die vorherrschenden Spannungen jedoch eine richtungsabhängige Permeabilität hervorrufen. Die Größe des REV kann sich somit mit der Tiefe grundlegend ändern. Des Weiteren wurde das REV nur bezüglich der hydraulischen Durchlässigkeit untersucht. Hydromechanische Modellierungen müssen sich aber auch nach dem mechanischen REV richten (Min, 2004). Untersuchungen zum mechanischen REV und einer erforderlichen Kluftnetzgröße wurden jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt. Die folgenden Modellierungen haben dementsprechend nicht den Anspruch, effektive Parameter hinsichtlich großräumiger Modellierungen zu ermitteln. Ziel ist es, das nicht-lineare Verformungsverhalten der Klüfte zu simulieren. Um diese grundlegenden Prozesse zu untersuchen, wurde daher eine Kluftnetzgröße von 10 m x 10 m gewählt (Abb. 7.27).

Als Eingabeparameter für eine stochastische Kluftnetzgenerierung dienen die in Tab. 5.1 aus Kap. 5.2 aufgeführten Parameter. Um eine Deformation der Blöcke zu gewährleisten, wurde das Modell anschließend einer Diskretisierung (*gen edge 0.4*) unterworfen.

Mechanische Randbedingungen: Der für die Tiefe entsprechende Spannungszustand leitet sich aus den in Kap. 7.4 beschriebenen Spannungsbeiträgen und -richtungen für einen angenommenen transtensionellen Spannungszustand ab. In UDEC können Spannungen sowohl an den Modellrändern (*boundary stress*) als auch innerhalb des Modells (*in situ stress*) generiert werden. Beide Steuerbefehle fanden zur Erzeugung der Spannungsbedingungen Anwendung. Obwohl kompressive Span-

Abb. 7.27.: Verwendetes Kluft-Modell mit der Kantenlänge von 10 m und der Orientierung der angreifenden Horizontalspannungen. Um eine Bewegung des Modells im Raum zu verhindern, wurde die untere Kante für eine Bewegung in y-Richtung fixiert.



nungen am Modell anliegen, führt ein anisotroper Spannungszustand in der Regel zu einer Bewegung des Modells im Raum, so dass eine Fixierung des Modells nötig ist. Im Rahmen der Modellierungen wurde die untere Kante für eine Bewegung in y-Richtung fixiert (Abb. 7.27).

Eingangsparameter: Das Deformationsverhalten des intakten Gesteins wurde mit Hilfe des elastisch-isotropen Materialgesetzes beschrieben, während das BB-Modell als Verformungsmodell für die Klüfte Verwendung fand. Die mechanischen Eingangsparameter leiten sich aus den durchge-

fürten Untersuchungen zur Charakterisierung des intakten Gesteins und der Klüfte ab. Da die Modelle Kluftoberflächen darstellen, fanden die Parameter, welche parallel zur Schichtung gemessen wurden, Verwendung. Das elastisch-isotrope Verformungsmodell in UDEC erfordert als Eingabeparameter den Kompressions- und den Schermodul sowie die Gesteinsdichte. Das BB-Modell leitet sich aus der Kluftnormal- und Kluftscherfestigkeit, der Druckfestigkeit und dem Rauigkeitskoeffizienten der Kluftwandung, der Druckfestigkeit des intakten Gesteins sowie aus dem Reibungswinkel ab. Eine Auflistung der Parameter ist in Tab. 7.6 dargestellt.

Tab. 7.6.: Mechanische Eingangsparameter.

	Untersuchungsgebiet		
	Reinhardswald	Solling	Eichsfeld
Gesteinsdichte [kg/m ³]	2680	2690	2650
Kompressionsmodul [GPa]	10,57	8,18	4,66
Schermodul [GPa]	7,93	6,14	3,50
Kluftnormalsteifigkeit [GPa/m]	16,3	12,0	9,7
Kluftschersteifigkeit [GPa/m]	6,8	5,0	4,1
Kluftrauigkeitskoeffizient JRC	11,2	9,1	8,4
uniaxiale Druckfestigkeit UCS [MPa]	125	92	40
Druckfestigkeit Kluft JCS [MPa]	88,6	63,0	31,7
Reibungswinkel [°]	30		

Da ausschließlich der Einfluss der mechanischen Parameter auf die Verformung untersucht werden sollte, wurde für die hydraulischen Berechnungen die Dichte des Wassers mit 1000 kg/m^3 , die Gravitationsbeschleunigung mit $9,81 \text{ m/s}^2$ sowie die dynamische Viskosität des Wassers mit $0,001 \text{ kg/ms}$ angenommen.

7.5.1.2. Vorgehensweise

Untersuchungen zum Einfluss der Tiefe auf die Permeabilität erfordern eine Kopplung von Mechanik und Hydraulik. Zur Ermittlung des Durchlässigkeitstensors ist es nötig, einen künstlichen hydraulischen Gradienten durch entsprechende Randbedingungen im Modell zu implementieren. Um eine Verformung des Kluftsystems aufgrund des hydraulischen Gradienten zu vermeiden, wurden mechanische und hydraulische Prozesse nur indirekt miteinander gekoppelt.

In einem ersten Schritt wurden die Spannungssituationen im Modell erzeugt. Da UDEC eine Berechnung schrittweise durchführt, müssen die Berechnungen so lange fortgeführt werden, bis bezüglich eines bestimmten Parameters ein Gleichgewicht erreicht ist. Zur Ermittlung mechanischer stationärer Verhältnisse wurden als Parameter die Verformung in x- und y-Richtung sowie die Spannungsverhältnisse in neun Punkten des Modells über die Zeit aufgenommen, bis annähernd konstante Bedingungen vorlagen. Der berechnete mechanische Gleichgewichtszustand entspricht somit dem in situ Spannungszustand einer entsprechenden Tiefe.

Für die nachfolgenden hydraulischen Modellierungen wurde der mechanische Gleichgewichtszustand fixiert. Der angelegte hydraulische Gradient kann somit keine Verformungsprozesse hervorrufen. Die weiteren Modellierungen richten sich analog zu der in Kap. 6.3.1 beschriebenen Vorgehensweise zur Bestimmung des 2D-Durchlässigkeitstensors.

7.5.1.3. Ergebnisse

Ein anisotroper Spannungszustand im Untergrund kann je nach Orientierung zum Spannungsfeld zu einer größeren Schließung bestimmter Klüfte führen. Eine Kluftschließung wird dabei generell

durch die Größe der anliegenden Normalspannungen gesteuert. Die im Rahmen dieser Arbeit implementierten Horizontalspannungen σ_H und σ_h sind jedoch nicht senkrecht zu den Kluftflächen orientiert, so dass je nach entsprechender Orientierung unterschiedliche Normalspannungen auf den Kluftflächen wirken. Während die größte Horizontalspannung einen Winkel von 61° zu den Hauptklüften bildet, sind die Nebenklüfte aufgrund des orthogonalen Kluftsystems in einem Winkel von 29° zu der größten Horizontalspannung orientiert (vgl. Abb. 7.27). In einem ersten Schritt wurden daher die auf den Kluftflächen anliegenden Normalspannungen mittels UDEC ausgewertet. Durch das Diskretisierungsgitter werden die Klüfte im Modell in etwa gleichgroße Kluftsegmente unterteilt. Die an den Kluftsegmenten anliegenden Normalspannungen konnten per Textfiles exportiert werden. Anschließend wurde eine kumulative Darstellung gewählt, die den Anteil an der Summe aller Kluftsegmente angibt. In Abb. 7.28 sind die entsprechenden effektiven Normalspannungen exemplarisch für eine Tiefe von 500 m, 1000 m und 3000 m für die Region Reinhardswald dargestellt. Entsprechend der Raumlage der Klüfte sind die Normalspannungen ungleich verteilt. Da die Nebenklüfte verglichen mit den Hauptklüften in einem spitzeren Winkel zur größten Hauptnormalspannung orientiert sind, sind die resultierenden Normalspannungen an diesen geringer.

Eine mechanische Kluftschließung ist mit der hydraulischen Kluftöffnungsweite indirekt gekoppelt. Die Verteilung der hydraulischen Kluftöffnungsweiten ist für die entsprechenden Tiefen in Abb. 7.29 dargestellt. Um eine Einregelung der Kluftflächen zu gewährleisten, führt UDEC vor einer Simulation drei Belastungs-Entlastungs-Zyklen durch. Ausgehend von der in Kap. 7.3.2.3 beschriebenen initialen Kluftöffnungsweite erfolgt dabei eine irreversible Schließung der Kluftfläche, die auch während des Entlastungs-Zyklus nicht wieder hergestellt wird. Die in Abb. 7.29 dargestellten Kluftöffnungsweiten unter 0 MPa sind somit gegenüber den initialen Öffnungsweiten aus Kap. 7.3.2.3 aufgrund der Belastungs-Entlastungs-Zyklen entsprechend verringert.

Aufgrund des nicht-linearen Verformungsverhaltens entlang der Kluftfläche ist die Abnahme der hydraulischen Öffnungsweiten in geringer Erdtiefe am größten. So verringert sich für den unter-

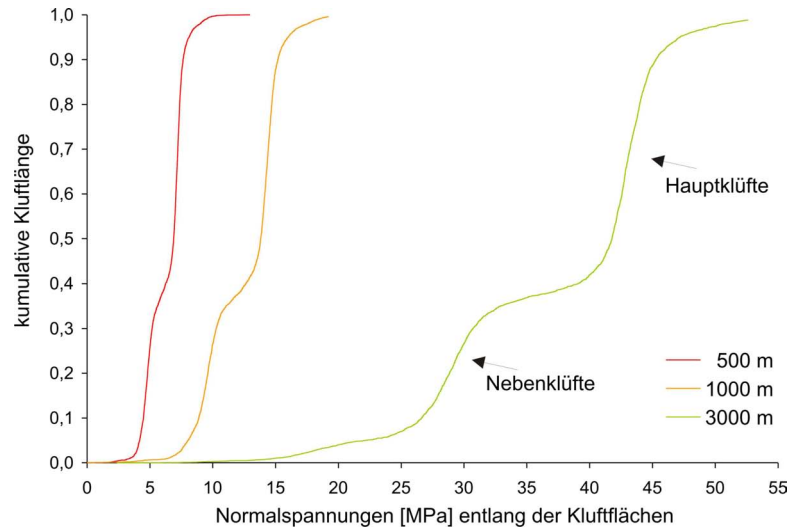


Abb. 7.28.: Normalspannungen entlang der Kluftflächen in 500 m, 1000 m und 3000 m Tiefe für das Modell der Region Reinhardswald.

suchten Sandstein des Reinhardswaldes die Kluftöffnungsweite von $79 \mu\text{m}$ in 1 m Tiefe auf $44 \mu\text{m}$ in 500 m Tiefe. Ab 500 m Tiefe sind nur noch geringe Änderungen in der Öffnungsweite zu beobachten, bis letztendlich eine residuale hydraulische Kluftöffnungsweite erreicht wird. Im Gegensatz zum Reinhardswald weist der Sandstein des Sollings unter 0 MPa geringere Öffnungsweiten auf ($35 \mu\text{m}$). In 3000 m Tiefe wird eine Kluftöffnungsweite von $8 \mu\text{m}$ erreicht. Mechanische Simulationen wurden für den Sandstein des Eichsfeldes nur bis zu einer Tiefe von 1000 m durchgeführt. In größeren Tiefen erreichen die anliegenden Spannungen bereits die Druckfestigkeit des Sandsteins. Da eine Bruchausbreitung mittels UDEC nicht realisiert werden kann, sind entsprechende Modellierungen in größerer Tiefe für den Eichsfeld Sandstein nicht zweckmäßig. Die Ergebnisse bis zu einer Tiefe von

1000 m zeigen, dass die Belastungs-Entlastungs-Zyklen fast zu einer residualen Öffnungsweite führen. Die Kluftöffnungsweiten verringern sich mit weiterer Tiefe nur noch unwesentlich.

Da die auf den Klüften angreifenden Normalspannungen zwischen beiden Kluftscharen verschieden sind, ist eine Anisotropie bezüglich der Kluftöffnungsweiten messbar (Abb. 7.30). Die höheren Normalspannungen führen zu einer größeren Schließung der Hauptklüfte gegenüber den Nebenklüften. Jedoch sind die Unterschiede aufgrund der geringen Spannungsunterschiede klein. So lassen sich für die Hauptklüfte der Region Reinhardswald in 100 m Tiefe Öffnungsweiten von etwa $56 \mu\text{m}$ berechnen, während die Nebenklüfte Öffnungsweiten von etwa $59 \mu\text{m}$ zeigen. Da sich die Öffnungsweiten in größerer Tiefe einer residualen Öffnungsweite annähern, ist eine Anisotropie be-

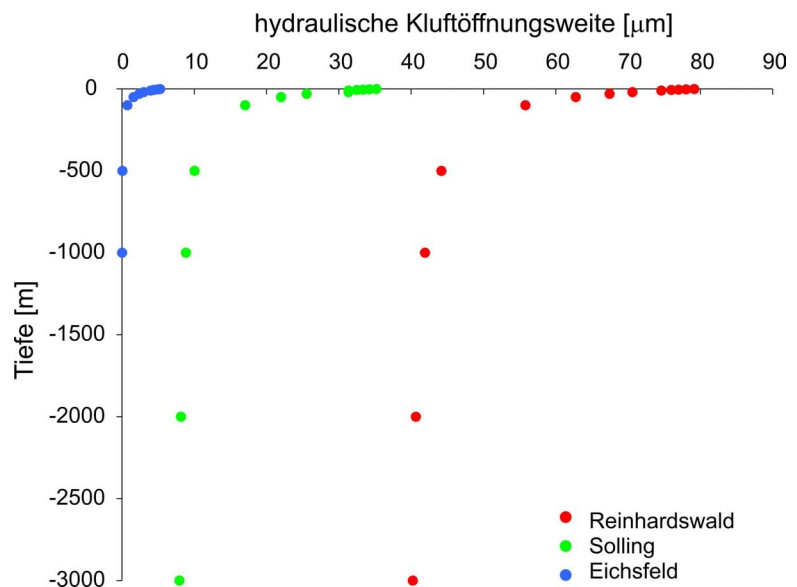


Abb. 7.29.: Einfluss der Tiefe auf die hydraulische Kluftöffnungsweite.

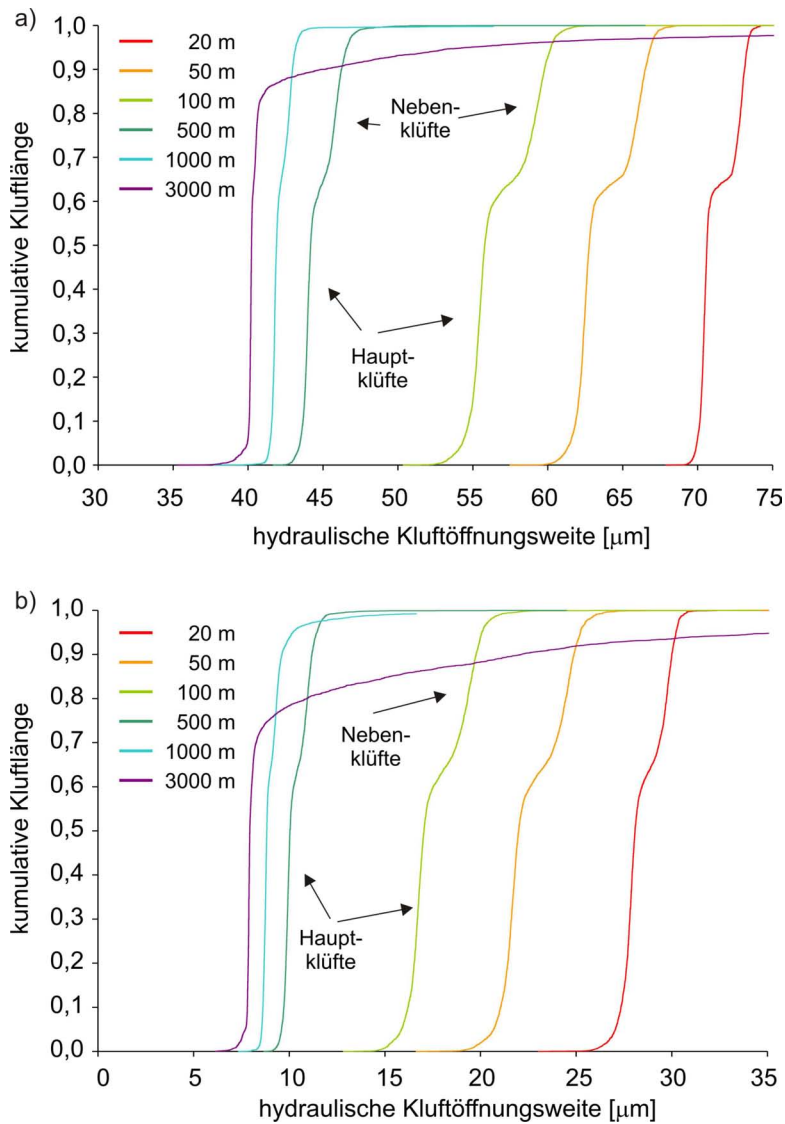


Abb. 7.30.: Darstellung der Kluftöffnungsweitenverteilung für verschiedene Tiefen der Region a) Reinhardswald und b) Solling.

zätzlich der Kluftöffnungsweiten dort nicht mehr zu beobachten. Ein Abflachen der Graphen in 3000 m Tiefe wird durch die an Rändern angreifenden Spannungen hervorgerufen und ist somit ein Randeffekt. Ähnlich verhalten sich die Gesteine des Sollings, wobei eine entsprechende Anisotropie deutlich geringer ausfällt. Die Anisotropie der Region Eichsfeld ist aufgrund der geringen Öffnungsweiten vernachlässigbar und daher nicht dargestellt.

In einem weiteren Schritt wurde untersucht, inwieweit die Anisotropie bezüglich der Kluftöffnungsweiten einen Effekt auf die Durchlässigkeit ausübt. Tab. 7.7 fasst die entsprechenden Daten der hydraulischen Modellierungen zusammen. In Abb. 7.31 sind für die Region Reinhardswald die drei Hauptkomponenten des Durchlässigkeitstensors k_{xx} , k_{yy} und k_{xy} gegen die Tiefe aufgetragen. Analog zu den hydraulischen Kluftöffnungsweiten verhält sich die Durchlässigkeit mit der Tie-

fe nicht-linear. Mit zunehmender Tiefe ändern sich die Durchlässigkeiten nur noch sehr gering.

Die Anisotropie bezüglich der größten und kleinsten Durchlässigkeiten k_{max} und k_{min} nimmt bis zu einer Tiefe von 100 m geringfügig ab (Tab. 7.7). Dies entspricht der stärkeren Schließung der Hauptklüfte in geringen Tiefen, wodurch die dominante Strömung in Richtung der Hauptklüfte den Nebeklüfte gegenüber verringert wird. Jedoch nähern sich die Hauptklüfte in größeren Tiefen der residualen Öffnungsweite früher an. Ihre Öffnungsweite verringert sich dann nur noch unwesentlich, jedoch werden die Nebeklüfte weiter geschlossen. Ab 500 m steigt die Anisotropie bezüglich der Durchlässigkeitsrichtungen und nimmt bei konstanter Kluftöffnungsweite den Ausgangswert an.

Der aus den drei Hauptkomponenten abge-

Tab. 7.7.: *Ergebnisse der hydraulischen Modellierungen. Aufgelistet sind die drei Hauptkomponenten k_{xx} , k_{xy} und k_{yy} des Durchlässigkeitstensors. Daraus wurde die maximale und minimale Durchlässigkeitsrichtung sowie die Orientierung der Durchlässigkeitsellipse abgeleitet (vgl. Kap. 6.3.1). Zusätzlich ist die Anisotropie der Durchlässigkeit mitangegeben.*

Tiefe [m]	k_{xx} [m/s]	k_{xy} [m/s]	k_{yy} [m/s]	k_{max} [m/s]	k_{min} [m/s]	k_{max}/k_{min}	Θ_{max}
Reinhardswald							
1 m	3,41E-07	-1,82E-07	7,57E-07	8,25E-07	2,72E-07	3,03	110,6
3 m	3,28E-07	-1,76E-07	7,23E-07	7,90E-07	2,61E-07	3,03	110,9
5 m	3,24E-07	-1,65E-07	7,03E-07	7,65E-07	2,62E-07	2,91	110,5
7 m	3,08E-07	-1,61E-07	6,74E-07	7,34E-07	2,48E-07	2,97	110,6
10 m	2,96E-07	-1,51E-07	6,40E-07	6,97E-07	2,40E-07	2,91	110,6
20 m	2,54E-07	-1,23E-07	5,41E-07	5,86E-07	2,09E-07	2,81	110,3
30 m	2,27E-07	-1,03E-07	4,69E-07	5,07E-07	1,89E-07	2,68	110,2
50 m	1,84E-07	-8,27E-08	3,76E-07	4,07E-07	1,53E-07	2,66	110,3
100 m	1,27E-07	-5,59E-08	2,62E-07	2,82E-07	1,07E-07	2,64	109,8
500 m	5,86E-08	-2,68E-08	1,31E-07	1,39E-07	4,98E-08	2,80	108,3
1000 m	4,72E-08	-2,22E-08	1,12E-07	1,19E-07	4,03E-08	2,95	107,2
2000 m	4,21E-08	-2,01E-08	1,03E-07	1,09E-07	3,60E-08	3,02	106,8
3000 m	4,06E-08	-1,94E-08	9,96E-08	1,05E-07	3,48E-08	3,03	106,7

leitete Durchlässigkeitstensor zeigt, dass in Richtung der Hauptklüfte eine höhere Durchlässigkeit gegenüber der Nebenklufttrichtung zu messen ist (Abb. 7.32). Die mit der Spannungsanisotropie einhergehende stärkere Schließung der Hauptklüfte ist in der Ellipse nur schwach zu erkennen. In geringen Tiefen sinkt die Durchlässigkeit der Haupt-

klüfte (k_{max}) aufgrund der höheren Spannungen schneller als in der Nebenklufttrichtung (k_{min}). Änderungen in der Orientierung der Ellipse sind jedoch vernachlässigbar. Die größte Durchlässigkeit fällt über die gesamte Tiefe mit der Hauptklufttrichtung zusammen. Somit übt der angenommene Spannungszustand im Vergleich zur Geome-

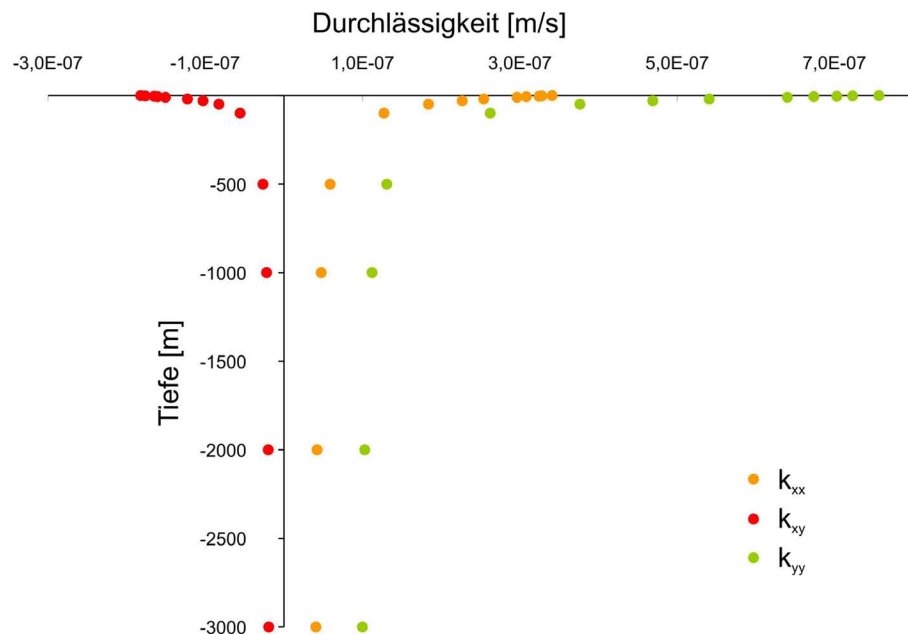


Abb. 7.31.: *Einfluss der Tiefe auf die drei Hauptkomponenten des Durchlässigkeitstensors k_{xx} , k_{xy} und k_{yy} für die Region Reinhardswald.*

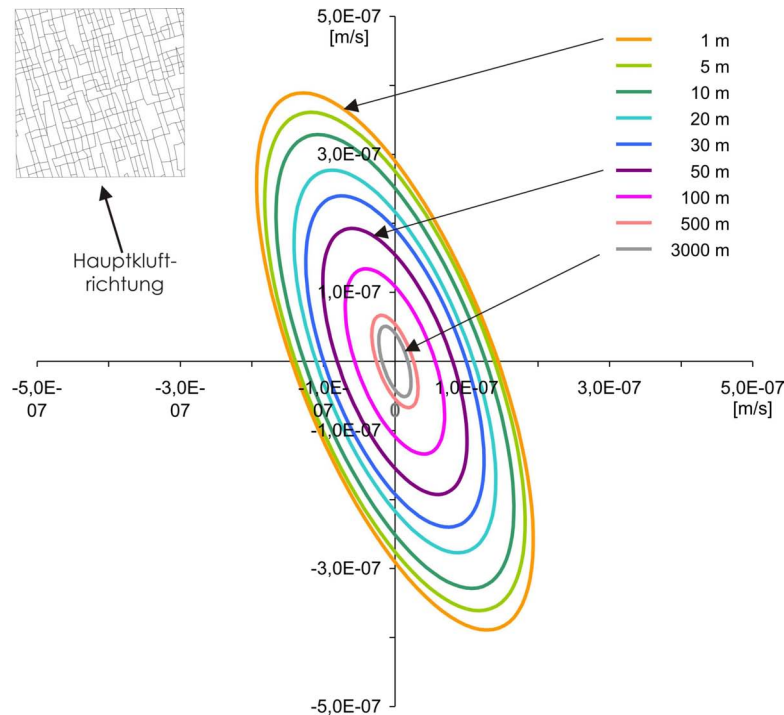


Abb. 7.32.: Durchlässigkeitstensor für unterschiedliche Tiefen der Region Reinhardswald. Die Durchlässigkeitsellipse berechnet sich aus der maximalen und minimalen Durchlässigkeit k_{max} und k_{min} sowie dem Winkel von k_{max} gegen die x-Achse (gegen den Uhrzeigersinn) (vgl. Kap. 6.3.1).

trie selbst in geringen Erdtiefen nur wenig Einfluss auf die Durchlässigkeit aus. Da in großen Tiefen keine Anisotropie bezüglich der Kluftöffnungsweiten vorliegt, hat die Vernetzung und Geometrie des Kluftsystems einen weitaus größeren Einfluss.

Für die Regionen Solling und Eichsfeld konnten mit den zuvor berechneten mechanischen Modellen keine zufrieden stellenden hydraulischen Simulationen durchgeführt werden. Entlang der Modellränder waren vereinzelt Klüfte nachzuweisen, bei denen keine Fließraten gemessen werden konnten. Durch die geringen Festigkeitswerte und den damit verbundenen sehr geringen Öffnungsweiten kommt es aufgrund der angreifenden externen Spannungen vermutlich zu unerwünschten Randeffekten. Für eine Berechnung der Durchlässigkeit

wurden die Fließraten jedoch entlang der Modellränder abgegriffen, weshalb die Ergebnisse nicht zutreffend waren. Da in Tiefen ab 1000 m jedoch konstante hydraulische Kluftöffnungsweiten vorliegen, konnten die hydraulischen Durchlässigkeiten der Region Solling in 3000 m Tiefe unter Anwendung des kubischen Gesetzes (vgl. Gl. 6.3) und der entsprechenden Öffnungsweiten abgeschätzt werden (vgl. Tab. 7.8). Die Klüfte der Region Eichsfeld sind dagegen vollständig geschlossen. Auf eine Berechnung der hydraulischen Durchlässigkeiten wurde daher verzichtet.

Tab. 7.8.: Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeiten für die Region Solling auf Basis der Öffnungsweiten nach Formel 6.3. Zusätzlich sind die Permeabilitäten mitangegeben, die aus den hydraulischen Durchlässigkeiten abgeleitet wurden.

	Tiefe [m]	hydr. Öffnungsw. [μm]	k_{max} [m/s]	k_{min} [m/s]	K_{max} [m^2]	K_{min} [m^2]
Reinhardswald	3000 m	40	1,05E-07	3,48E-08	1,07E-14	3,55E-15
Solling	3000 m	8	8,40E-10	2,78E-10	8,56E-17	2,88E-17

7.5.2. Verhalten des Kluftsystems unter hydraulischer Stimulation

Um eine geothermische Nutzung in gering permeablen Gesteinen zu ermöglichen, werden häufig Stimulationstechniken zur Erhöhung der Durchlässigkeit eingesetzt. Untersuchungen im Rahmen geothermischer Projekte zeigen, dass zumeist Scherbewegungen für eine Permeabilitätserhöhung, welche durch die Erhöhung des Fluiddrucks ausgelöst werden, verantwortlich sind (Ito & Hayashi, 2003).

Durch die Scherung passen die unebenen Bruchflächen nicht mehr aufeinander und verhindern somit ein vollständiges Schließen der Klüfte (*self-propping*). Infolge der Scherbewegungen werden im Untergrund Mikroerdbeben ausgelöst, die Auskunft über die raumzeitliche Ausbreitung der stimulierten Region geben (House, 1987; Wallroth *et al.*, 1999; Sasaki, 1998). In der Regel gehen die Mikroerdbeben dabei auf eine Reaktivierung bestehender Bruchflächen zurück (Pine & Batchelor, 1984; Tezuka *et al.*, 2005). Die Ortung der Mikroerdbeben gibt jedoch keine Auskunft über das grundlegende hydromechanische Verformungsverhalten des Gesteins. Aus diesem Grund werden häufig numerische Modellierungen eingesetzt, um die Verformungsmechanismen infolge der Injektion nachzuvollziehen (Willis-Richards *et al.*, 1996; Hazzard *et al.*, 2002; Tezuka *et al.*, 2005; Billaux & Konietzky, 2005). Einen Überblick über die Entwicklung und Verwendung verschiedener Modellansätze im Rahmen einer geothermischen Nutzung gibt die Arbeit von O'Sullivan *et al.* (2001). Eine Verifizierung von simulierten Stimulationsversuchen mit Ergebnissen aus aktuellen Geothermieprojekten zeigt, dass aktuelle Computercodes geeignet sind, um eine hydraulische Stimulation dreidimensional zu simulieren (Kohl & Mégel, 2007).

Im Hinblick auf eine geothermische Nutzung konzentrieren sich numerische Modellierungen in der Regel auf die Prozesse während oder nach der Scherung, um die Größe des stimulierten Bereichs und die Permeabilitätserhöhung zu charakterisieren. Sie liefern somit nur eingeschränkt Informationen über das mechanische Verhalten des Reservoirs, das den Scherbewegungen vorausgeht. Um die Modellierung eines kompletten Reservoirs zu ermöglichen, wird außerdem das Kluftsystem zumeist relativ abstrahiert dargestellt.

Ziel der folgenden hydromechanischen Modellierungen ist es, eine hydraulische Stimulation im Nahbereich einer Injektionsbohrung nachzubilden. Als Grundlage dienen die erstellten diskreten Kluftnetzwerke und die ermittelten Parameter des intakten Gesteins und der Klüfte. Hierbei soll das mechanische Verhalten des Gesteins und insbesondere der Klüfte im Vorfeld der Kluftöffnung analysiert werden.

7.5.2.1. Das Problem der Seismik bei einer hydraulischen Stimulation

Hydraulische Stimulationsverfahren stammen ursprünglich aus der Kohlenwasserstoffindustrie und lassen sich in chemische, mechanische und hydraulische Verfahren einteilen (Economides & Nolte, 2000). Hydraulische Stimulationsarbeiten haben häufig den größten Stimulationseffekt und können mit oder ohne (*water fracturing*) Stützmittel erfolgen (Economides & Nolte, 2000). Stimulationsarbeiten mit Stützmittel werden zumeist in der Kohlenwasserstoffindustrie in porösen und permeablen Sedimenten eingesetzt und dienen zur Erzeugung von kurzen, hochkonduktiven Rissen (Legarth, 2003). Im Gegensatz dazu werden Erschließungskonzepte ohne Stützmittel in der Regel in gering permeablen Gesteinen eingesetzt, bei denen die Strömung vorwiegend in den Klüften stattfindet. Ziel des Verfahrens ist die Schaffung neuer oder die Erweiterung vorhandener Bruchflächen, um ein verzweigtes und konduktives Kluftnetzwerk zu erzeugen. Das Vorhandensein natürlicher Klüfte bzw. die Möglichkeit der Erweiterung bestehender Klüfte steigert somit die Erfolgsaussichten.

Wird kein Stützmittel eingesetzt, muss das Gestein zudem ein großes *self-propping*-Potenzial aufweisen, d.h. die Klüfte müssen nach Stimulation hydraulisch geöffnet bleiben. Forschungsarbeiten im Geothermieprojekt Soultz belegen, dass das Wasserfrac-Konzept erfolgreich zur Stimulation kristalliner Gesteine einsetzbar ist. Erfahrungen im Geothermieprojekt GeneSys belegen, dass das Erschließungskonzept zudem auf geschichtete Sedimente übertragen werden kann (Kehrer *et al.*, 2007).

Ein aktuelles Problem der hydraulischen Stimulation zur Verbesserung der Fließwege oder der Generierung neuer Fließwege ist eine oftmals damit einhergehende Seismizität. Obwohl die Seis-

mizität ein wichtiges Hilfsmittel darstellt, um die Größe des hydraulisch stimulierten Reservoirs zu charakterisieren, wird sie dennoch kritisch hinterfragt. Die induzierte Seismizität ist häufig von geringer Stärke. Dennoch bestehen in der Bevölkerung Besorgnis, dass größere Beben ausgelöst werden könnten. Gerade das Geothermieprojekt in Basel, bei dem einzelne an der Oberfläche wahrnehmbare seismische Events ausgelöst wurden, zeigt, dass die Prozesse im Untergrund bei der hydraulischen Stimulation nicht vollständig vorhersagbar sind (Häring *et al.*, 2008). Wengleich in Basel keine Schäden entstanden sind, wurde das Projekt auf unbestimmte Zeit unterbrochen. Es bedarf daher der Vermeidung solcher starken Erdbeben, um eine Entwicklung weiterer Geothermieprojekte nicht zu gefährden.

In der Literatur sind zahlreiche menschliche Aktivitäten als Ursache für seismische Events bekannt, z.B. in der Bergbauindustrie (Richardson & Jordan, 2002), der Erdgas/-ölinindustrie (Segall *et al.*, 1994) oder beim Auslösen nuklearer Explosionen im Untergrund (Boucher *et al.*, 1969). Seismische Events in Verbindung mit einer geothermalen Nutzung sind beispielsweise in Aki *et al.* (1982); Pine & Batchelor (1984); Jupe *et al.* (1992) und Häring *et al.* (2008) genannt. Bei einer geothermischen Nutzung werden verschiedene Ursachen als Auslöser für seismische Events aufgeführt (Majer *et al.*, 2007):

- Erhöhung des Porendrucks bei hydraulischer Stimulation und somit Verringerung der effektiven Spannungen,
- Verringerung der Temperatur im Reservoir und eine damit verbundene Kontraktion entlang der Bruchflächen,
- Volumenänderung im Reservoir durch Injektion und Förderung,
- Injektion von Fluiden, die eine chemische Alterierung der Bruchflächen und somit eine Reaktivierung hervorrufen.

Eine induzierte Seismizität aufgrund einer Erhöhung des Porendrucks wird als häufigste Ursache angesehen (Majer *et al.*, 2007). Die dafür verantwortlichen Prozesse werden daher im Folgenden detailliert erläutert.

Der Spannungszustand eines Gesteins kann im Mohr-Diagramm dargestellt werden und definiert sich durch die effektiven Spannungen, d.h. durch die totalen Normalspannungen abzüglich des Fluidrucks (Abb. 7.33). Da der Fluiddruck bei einer hydraulischen Stimulation erhöht wird, werden die effektiven Normalspannungen verringert, auch jene, die auf potenziellen Kluftflächen wirken. Der Druck des Fluids führt jedoch zu keiner Scherspannung, so dass nur die Normalspannungen verringert werden. Daher bewegt sich der ursprüngliche Spannungskreis im Mohr-Diagramm nach links, ohne seinen Durchmesser zu ändern.

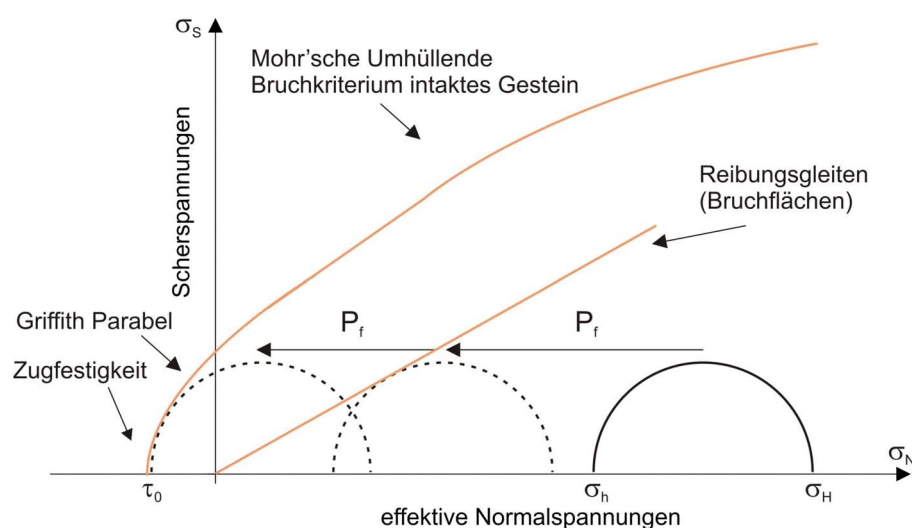


Abb. 7.33.: Bei einer hydraulischen Stimulation werden die effektiven Normalspannungen um den Anstieg des Kluftwasserdrucks verringert. Infolgedessen kann der Mohrkreis an das Coulomb'sche Bruchkriterium bzw. an die Grenzbedingung zum Reibungsgleiten verschoben werden; verändert nach Twiss & Moores (2000).

Ist der Porendruck groß genug, kann der Spannungskreis die Grenzbedingung zum Reibungsgleiten tangieren und es entsteht eine Scherbewegung entlang einer bestehenden Kluftfläche. Die Bedingung zum Reibungsgleiten an bestehenden Brüchen wird im Mohr-Diagramm als eine Kurve durch den Nullpunkt dargestellt. Unter sehr hohen Differenzspannungen, was dem Durchmesser des Mohrkreises entspricht, kann auch das Coulomb'sche Bruchkriterium des intakten Gesteins erreicht werden. Der Mohrkreis trifft dann auf die Mohr'sche Umhüllende und es entsteht ein Scherbruch im intakten Gestein. In der Regel treten in der Erdkruste jedoch geringe Differenzspannungen auf (Twiss & Moores, 2000), weshalb bei hydraulischen Stimulationen eine Reaktivierung bestehender Brüche wahrscheinlicher ist als eine Bildung von neuen Bruchflächen (Pine & Batchelor, 1984).

Aufgrund der bei hydraulischen Stimulationsmaßnahmen verwendeten hohen Pumpraten von bis zu 100 l/min entstehen im Reservoir äußerst große Porendrücke und der Mohrkreis kann soweit nach links verschoben werden, dass „negative“ Normalspannungen auftreten (Abb. 7.33). Wird die Zugfestigkeit des Gesteins überwunden, können sich Risse im Gestein bilden. Der Prozess wird als hydraulisches Aufsprengen (*hydraulic fracturing*) bezeichnet. In geklüfteten Gesteinen werden in der Regel verheilte oder vorhandene Brüche aufgeweitet (*hydraulic jacking*) (Rutqvist & Stephansson, 1996). Die Kluftwandungen verlieren ihren Kontakt und Scherbewegungen entlang der Bruchflächen sind möglich.

Grundsätzlich hängt die Energie, die bei einem Erdbeben freigesetzt wird, von der Größe des Scherversatzes, der Spannungskonzentration und der Schergeschwindigkeit sowie von der Größe des betroffenen Gebietes ab (Brune & Thatcher, 2002). Große Erdbeben treten in der Regel an vorhandenen Störungszonen mit mehreren Kilometern Größe auf. Somit sind größere Erdbeben, die eventuelle Schäden hervorrufen können, an großräumige aktive Störungszonen, wie einem Grabensystem, gebunden. Kleinere Störungen kommen als Ursache für ein stärkeres Erdbeben nicht in Frage, da die ausgelöste Energie zu gering ist. Des Weiteren treten größere Erdbeben auch nur in Tiefen von 5-10 km auf, da nur dort Spannungen vorherrschen, die genug Energie zum Bewegen größerer Gesteinsblöcke freisetzen können.

Viele geothermische Reservoirs sind an tektonische Störungszonen gebunden. Der Oberrheingraben stellt in Deutschland ein Gebiet dar, das aufgrund des hohen geothermischen Gradienten zahlreiche potenzielle Nutzhorizonte aufweist. Wegen der grabeninternen Diagenese treten dort vorwiegend Kluft-Aquifere auf. Diese müssen jedoch hydraulisch stimuliert werden, um wirtschaftliche Förderraten erreichen zu können. Das Grabensystem beinhaltet jedoch zahlreiche großräumige Störungszonen, die bei der Stimulation reaktiviert werden können.

Aufgrund ihrer Entwicklungsgeschichte und den damit verbundenen Mineralneubildungen zeigen Störungsflächen gegenüber Kluftflächen häufig eine größere Tendenz zum Reibungsgleiten. Somit können neben mikroseismischen Events entlang der Kluftflächen auch größere, unerwünschte Erdbeben durch einen Scherversatz entlang großräumiger Störungszonen ausgelöst werden. Das Geothermieprojekt in Basel stellt dabei ein aktuelles Beispiel für eine bei Stimulationsarbeiten induzierte Seizmizität dar. Die georteten stärkeren Erdbeben in Basel traten gehäuft entlang einer schmalen Fläche auf, die mit der Raumlage einer zuvor bestimmten kataklastischen Störungszone zusammenfielen. Die Auswertung von induzierten Mikroerdbeben zeigte, dass die Relativbewegungen nicht mit der Raumlage dieser Störungszone zusammenfielen. Es wird daher als wahrscheinlich angesehen, dass die Scherfestigkeit des Gesteins im Bereich der Scherzone sehr gering war und sich somit dort in einem günstigen Winkel zur größten Horizontalspannung *én-echelon* ähnliche Brüche auf vorhandenen Flächen neben der Störung ausbilden konnten (Häring *et al.*, 2008).

7.5.2.2. Modellaufbau

Untersuchungen zum hydromechanischen Verhalten eines Kluftsystems unter hohen Injektionsarbeiten mittels UDEC sind erstmals durch die Arbeiten von Last & Harper (1990) und Harper & Last (1990) beschrieben worden. Obwohl die Modelle eine Fluidinjektion durch ein Bohrloch in ein Kluftsystem vorsehen, wurden recht einfache orthogonale Kluftsysteme mit durchgängigen Klüften behandelt. Des Weiteren fanden lineare Modelle zum Verformungsverhalten einer Kluft Anwendung, die somit das eigentliche nicht-lineare

Verformungsverhalten nur unzureichend simulieren. Komplexere Kluftgeometrien, die auf Geländekartierungen zurückgehen, zeigt die Arbeit von Zhang & Sanderson (2002). Jedoch wurde die Erhöhung des Porendrucks infolge einer Stimulation im gesamten Modell, d.h. in allen Klüften, angenommen. Kluftsysteme sind häufig anisotrop aufgebaut, weshalb ein Druckanstieg im Kluftsystem durch die punktuelle Bohrlochinjektion sehr uneinheitlich erfolgen kann. Analog zu den Arbeiten von Last & Harper (1990) und Harper & Last (1990) wurde ein lineares Verformungsverhalten der Klüfte angenommen. Aktuelle Arbeiten (Blum *et al.*, 2005; Min *et al.*, 2004; Baghbanan & Jing, 2007) simulieren die Scherbewegungs- und Dilatationsprozesse innerhalb komplexer Kluftgeometrien mittels eines nicht-linearen Verformungsmodells. Die Simulationen gehen jedoch von einer Änderung der Differenzialspannungen zum Erreichen eines mechanischen Ungleichgewichtes aus und beschreiben somit nicht die grundlegenden Prozesse der Stimulation, bei der die Fluidinjektion eine Verringerung der effektiven Spannungen hervorruft. Für die Modellierungen wurde daher ein Modellaufbau gewählt, bei dem eine Fluidinjektion durch ein Bohrloch erfolgt. Des Weiteren wurde das UDEC-BB Modell gewählt, um ein nicht-lineares Verformungsverhalten zu simulieren. Für die folgenden Simulationen wurden exemplarisch die mechanischen Parameter der Region Reinhardswald verwendet.

Geometrie: Bei einer Stimulation ist aufgrund der hohen Injektionsraten ein relativ schneller Druckanstieg im Kluftsystem zu erwarten. Die Netzwerke mussten daher entsprechend vergrößert werden. Um ein Gleichgewicht zwischen dem Einfluss der Randbedingungen und der Laufzeit einer Simulation herzustellen, wurde eine Kluftnetzwerkgröße von 50 m x 50 m gewählt. Eine Generierung fand mittels *jset* Befehl und der in Kap. 7.5.2.2 erhobenen Kluftparameter statt (vgl. Tab. 5.1).

Im nächsten Schritt wurde das Modell einer Diskretisierung unterworfen. Hierbei traten jedoch erhebliche Probleme auf. Aufgrund des Konzeptes der Diskrete-Element-Methode werden bei der Diskretisierung alle Kluftsegmente, die einen Block nicht teilen und somit nicht durchgängig sind, gelöscht (vgl. Abb. 5.4). Vereinzelt wurden

jedoch beim Start der Diskretisierung diskontinuierliche Segmente nicht gelöscht. Die fehlerhaften Elemente verursachten somit einen Abbruch der Diskretisierung unter der Ausgabe der Fehlermeldung *zone generation failed for this block*. Ein weiteres Phänomen bei der Generierung war die Erzeugung von Blöcken, die sich partiell mit ihren Rändern überlagerten. Auch an diesen Blöcken konnte kein Diskretisierungsnetz erzeugt werden. Ähnliche Probleme bei der Diskretisierung sehr großer diskreter Kluftnetzwerke mittels UDEC sind bereits in der Literatur beschrieben worden (Wilcock, 1996; Blum, 2004). Kulatilake *et al.* (1994) entwickelte eine Methode, bei der im Vorfeld Kluftsegmente manuell in das Modell integriert wurden, um Generierungs- bzw. Diskretisierungsfehler zu umgehen. Da jedoch verschiedene Lösungsansätze, wie die Änderung der Kluftparameter sowie die Erzeugung von Kluftsegmenten im Vorfeld der Generierung keinen Erfolg brachten, wurde das Kluftsystem per UDEC erzeugt, exportiert und anschließend in einem Vektorgrafikprogramm nachgezeichnet. Mittels eines weiteren Programms konnten die Punktkoordinaten einer jeden Kluft ausgelesen werden und anschließend in UDEC reimportiert werden. Da sich das Kluftsystem dieser Größenordnung aus fast 3000 Blöcken zusammensetzt, ist dieser Ansatz außerordentlich zeitaufwendig und es bedarf daher softwaretechnischer Nachbesserung. Das Modell konnte auf diesem Weg erfolgreich diskretisiert werden (*gen edge 0.4*).

Da eine punktuelle Bohrlochinjektion simuliert werden sollte, wurde anhand des *tunnel* Steuerbefehls in der Mitte des Netzes ein Kreis mit dem Radius von 10 cm erzeugt, der als Bohrloch dient. Um einen hydraulischen Anschluss beider Kluftscharen an das Kluftsystem zu gewährleisten, wurden manuelle Kluftsegmente im Bereich des Bohrloches generiert. Das für die hydromechanischen Modellierungen verwendete Modell ist in Abb. 7.34 dargestellt.

Randbedingungen: Die Magnituden der anliegenden Hauptnormalspannungen wurden so gewählt, dass ein Reservoir in 3 km Tiefe simuliert werden kann. Sie lassen sich aus den in Kap. 7.4 beschriebenen Gleichungen berechnen. Die entsprechenden Spannungsdaten sind in Tab. 7.9 aufgelistet.

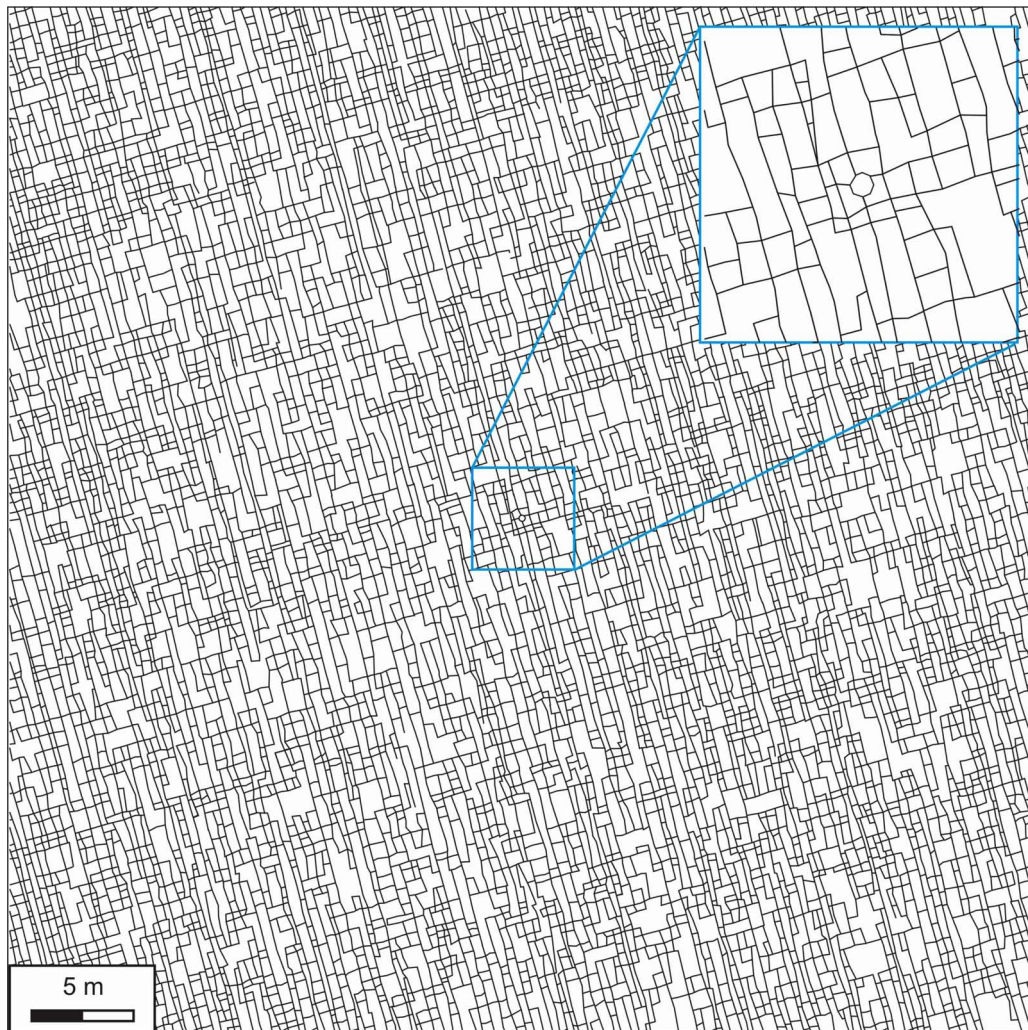


Abb. 7.34.: *Kluftmodell mit der Kantenlänge von 50 m, welches im Rahmen der hydromechanischen Modellierungen verwendet wurde. Der vergrößerte Bereich zeigt die Anbindung des Bohrloches an das Kluftsystem.*

Analog zu den vorangegangenen Modellierungen ist eine Fixierung des Modells nötig. Erste Testläufe mit einer Fixierung der unteren Seite in y -Richtung sowie eine Fixierung der Bewegung normal zur Oberfläche aller Seiten waren jedoch aufgrund großer Bewegungsungleichgewichte bei der Fluidinjektion nicht zufriedenstellend. Um die nötige Fixierung zu gewährleisten, wurde das diskre-

te Kluftnetzwerk in ein ungeklüftetes Fernfeld eingeschlossen (Abb. 7.35). Da die Berechnungsdauer von der Anzahl der Gitterelemente abhängt, wurde das Fernfeld mit einer recht hohen Gitterelementlänge diskretisiert (*gen edge 20*). Zwischen dem fein diskretisierten Kluftsystem und dem grob diskretisierten Fernfeld war ein Übergangsbereich mit feinerer Diskretisierung nötig (*gen edge 1*), damit die anliegenden Spannungen im Randbereich des Kluftsystems fein genug aufgelöst werden konnten. Um eine Bewegung des gesamten Modelles zu verhindern, wurde die untere Kante des Fernfeldes für eine Bewegung in y -Richtung fixiert.

Tab. 7.9.: *Eingangsparameter.*

Vertikalspannung σ_V	78 MPa
größte Horizontalspannung σ_H	78 MPa
kleinste Horizontalspannung σ_h	52,3 MPa
Kluftwasserdruck	29,4 MPa
σ_H Richtung	N 103°

Eingangsparameter: Analog zu den vorangegangenen Modellierungen wurden das intakte Gestein durch das elastisch-isotrope Materialgesetz und die Klüfte durch das BB-Modell mittels der in

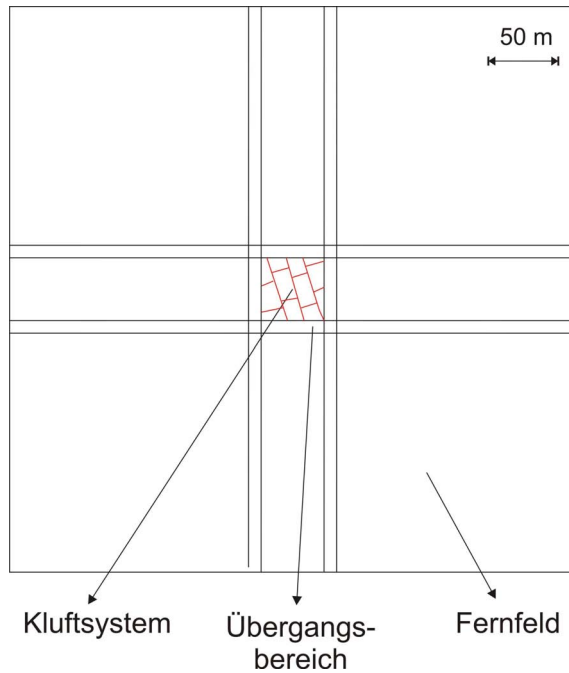


Abb. 7.35.: Fixierung des diskreten Kluftnetzwerkes im Fernfeld.

Tab. 7.6 aufgeführten Parameter für die Region Reinhardswald beschrieben. Das Fernfeld stellt jedoch einen ungeklüfteten Bereich dar, dem bezüglich des Kluftsystems äquivalente mechanische Parameter zugewiesen werden müssen. Die isotrop-elastischen Eigenschaften des Fernfeldes wurden aus Parametern des intakten Gesteins (E-Modul E , Poissonzahl ν) sowie der Klüfte (Kluftnormalsteifigkeit k_n , Kluftabstand s) nach folgender Gleichung hergeleitet (Fossum, 1985):

$$\bar{K} = \frac{1}{9}E \left[\frac{3(1+\nu)sk_n + 2E}{(1+\nu)(1-2\nu)sk_n + (1-\nu)E} \right] \quad (7.29)$$

$$\bar{G} = \frac{1}{30} \left[\frac{E \cdot 9(1+\nu)(1-2\nu)sk_n + (7-5\nu)E}{(1+\nu)(1+\nu)(1-2\nu)sk_n + (1-\nu)E} \right] + \frac{2}{5} \frac{E \cdot sk_n}{2(1+\nu)sk_n + E} \quad (7.30)$$

Als Kluftabstand wurde ein gemittelter Wert aus beiden Kluftscharen verwendet ($s=46,5$ cm). Der verringerte Kompressions- und Schermodul des Fernfeldes hat Werte von 6,67 GPa und 2,98 GPa.

Aufgrund des Konzeptes der Diskrete-Element-Methode wird das Fernfeld durch die Teilung bestehender Blöcke generiert. Somit setzt sich das Fernfeld aus größeren Gesteinsblöcken zusammen, die durch Klüfte getrennt sind. Durch eine entsprechende Parameteranpassung können die Klüfte jedoch als starre Elemente definiert werden, um eine Verformung entlang dieser Klüfte zu verhindern (Itasca, 2006e).

7.5.2.3. Vorgehensweise

Im Gegensatz zu den vorangegangenen Modellierungen, bei denen zuerst ein mechanischer Gleichgewichtszustand erzeugt wurde und anschließend die hydraulischen Prozesse simuliert wurden, muss bei der Simulation von Injektionsversuchen eine direkte Kopplung zwischen Mechanik und Hydraulik stattfinden. Die punktuelle Bohrlochinjektion führt zu einem Anstieg des Kluftwasserdrucks, der direkt auf die Kluftverformung übertragen wird.

In einem ersten Schritt wurde ein hydro-mechanischer Gleichgewichtszustand erzeugt, der dem in situ Spannungszustand in 3 km Tiefe entspricht und gleichzeitig für die Injektionsversuche als Ausgangszustand dient. Zur Ermittlung mechanischer stationärer Verhältnisse wurden als Parameter die Verformung in x- und y-Richtung sowie die Spannungsverhältnisse in neun Punkten des Modells über die Zeit aufgenommen, bis annähernd konstante Bedingungen vorlagen. Ausgehend von diesem Zustand wurde anschließend unter Anwendung des *well* Steuerbefehls Wasser unter einer Fließrate von 50 l/s in das Kluftsystem injiziert. Die gewählte Injektionsrate entspricht dabei der in Geothermieprojekten verwendeten Pumprate bei einer hydraulischen Stimulation (Kehrer *et al.*, 2007; Häring *et al.*, 2008).

Um den Einfluss der Injektion zu charakterisieren, wurde parallel eine Simulation durchgeführt, bei der keine Fließrate implementiert wurde. Diese diente somit als Vergleichssimulation und entspricht dem in situ Spannungszustand.

Die Simulation der hydraulischen Injektionsversuche sieht ferner die Anwendung eines instationären Strömungsmodells vor. UDEC bietet die Wahl zwischen einem instationären Strömungsmodell mit kompressiblen sowie inkompressiblen Fluid. Das zweite Strömungsmodell ist auf-

grund der Annahme eines inkompressiblen Fluids deutlich ressourcenschonender (Itasca, 2006d) und wurde im Rahmen dieser Arbeit verwendet. Dabei ist zu beachten, dass zwischen Hydraulik und Mechanik eine Konvergenz hergestellt wird. Die Anzahl der mechanischen Schritte muss so gewählt werden, dass innerhalb eines berechneten Zeitabschnittes die hydromechanische Reaktion des Systems einen Gleichgewichtszustand zulässt. Der Gleichgewichtszustand wurde durch das Ungleichgewicht der mechanischen Prozesse (*unbalanced force*) und der hydraulischen Prozesse (*unbalanced fluid volume*) überprüft. Im Rahmen der Modellierungen waren etwa 1000 mechanische Berechnungsschritte ($maxmech=1000$) innerhalb eines berechneten hydraulischen Zeitabschnittes von 5 ms ($dtflow=0,0005$) erforderlich, um einen quasi statischen Gleichgewichtszustand herzustellen.

Außerdem sieht UDEC die Eingabe einer dynamischen Viskosität vor. Da sich die Viskosität analog zur Dichte mit der Temperatur, dem Druck sowie dem Anteil an gelösten Stoffen ändert, ist für die entsprechende Tiefe ein geeigneter Wert anzugeben. Die Temperatur übt den größten Einfluss auf die dynamische Viskosität aus, während die Salinität nur untergeordnet Einfluss hat. Der Druck ist hingegen nach Adams & Bachu (2002) vernachlässigbar. Für die Bestimmung der Viskosität in der entsprechenden Tiefe wurde der Ansatz nach Batzle & Wang (1992) verwendet, der eine Berechnung der dynamischen Viskosität μ_B in Abhängigkeit von der Temperatur T und der Salinität S (Massenanteil an NaCl in $ppm/10^6$) nach folgender Beziehung vorsieht:

$$\mu_B = 0,1 + 0,333 \cdot S + (1,65 + 91,9 \cdot S^3) \cdot e^{-A} \quad (7.31)$$

$$A = (0,42(S^{0,8} - 0,17)^2 + 0,045)T^{0,8} \quad (7.32)$$

Die Gleichung gilt für NaCl-Lösungen bei Temperaturen bis 250 °C und Konzentrationen bis 460 g/L an gelöstem NaCl. Nach Wolfgramm & Seibt (2008) handelt es sich im Norddeutschen Becken um NaCl dominierte Wässer. Für die Salinität wird eine Zunahme der NaCl-Konzentration von 15 g/l je 100 m angesetzt (Wolfgramm & Seibt, 2008). Aufgrund der Tiefe von 3000 m kann daher

eine maximal mögliche Lösung von 250 mg NaCl angenommen werden.

Für das Geothermieprojekt GeneSys liegen die Untergrundtemperaturen in etwa 30 °C über dem durchschnittlichen geothermischen Gradienten (Kehrer *et al.*, 2007). Für eine Tiefe von 3000 m wurde eine Temperatur von 130 °C angenommen. Für die dynamische Viskosität wurde ein Wert von 0,38 mPa·s berechnet.

Die zeitliche Spanne der durchgeführten Modellierungen wurde durch die Fehlermeldung *contact overlap too great* beschränkt, die zu einem Abbruch der Modellierungen führte. Dabei handelt es sich um einen Toleranzwert, der überschritten wird, wenn zwei benachbarte Blöcke zu weit ineinander gleiten. Auslöser sind vermutlich zu große mechanische Ungleichgewichte, die sich durch die im nächsten Kapitel beschriebene plötzliche Öffnung der Klüfte ergeben.

7.5.2.4. Ergebnisse

Im Rahmen der Modellierungen wurde Wasser mit Injektionsraten von 50 l/s in das Kluftsystem injiziert. Abb. 7.36 zeigt den Anstieg des Kluftwasserdrucks mit der Zeit. Es ist zu erkennen, dass insgesamt recht kurze zeitliche Spannen simuliert wurden und der Druck rasch zunimmt. Der recht schnelle Druckanstieg kann durch die plötzliche Injektion des Wasser erklärt werden. Die Pumprate wird bis auf 50 l/s nicht stetig erhöht, sondern liegt plötzlich am Bohrloch an. Ein Charakteristikum für diesen Fall ist der Übergang einer stationären in eine plötzliche instationäre Strömung. Das injizierte Wasservolumen übt somit einen hydraulischen Stoß auf das im Kluftsystem befindliche stehende Wasser aus, was zu einem sehr raschen Anstieg des Kluftwasserdrucks führt. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Drucks hängt von der Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeit ab und beträgt für Wasser etwa 1440 m/s.

In Abb. 7.37 ist die Verteilung des Kluftwasserdrucks im Kluftsystem für eine Injektionsrate von 50 l/s und eine Simulationszeit von 30 ms dargestellt. Es ist zu erkennen, dass sich der Druck analog zur Orientierung des Durchlässigkeitstensors in Richtung der dominanten Fließrichtung, d.h. der Hauptklüfte, schneller ausbreitet.

Das nach dieser Zeitspanne injizierte Volumen

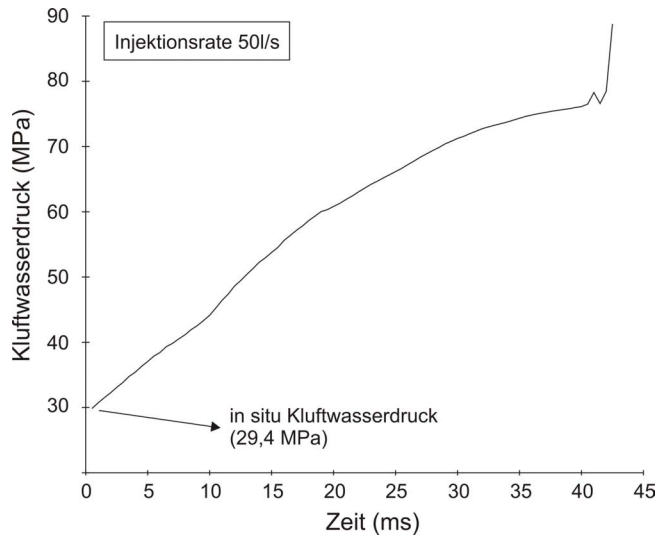


Abb. 7.36.: *Antieg des Kluftwasserdrucks im Bohrloch über die Zeit unter einer Injektionsrate von 50 l/s.*

ist dabei noch recht klein. Die Summe aller Kluftsegmente ergibt für das verwendete Kluftsystem mit einer Kantenlänge von 50 m insgesamt eine Länge von 8155 m. Unter Annahme einer Einheitsmächtigkeit von 1 m und einer medianen hydraulischen Öffnungsweite von $40 \mu\text{m}$ in 3000 m Tiefe besitzt das Kluftsystem ein Volumen von etwa $0,033 \text{ m}^3$. Bei einer Fließrate von 50 l/s werden nach 30 ms demzufolge $0,0015 \text{ m}^3$ Wasser in

das Kluftsystem gepumpt. Da sich die hydraulische Öffnungsweite mit der Injektion kaum verändert und das verwendete Strömungsmodell ein inkompressibles Fluid annimmt, werden bei einer Injektionsrate von 50 l/s und einer Simulationszeit von 30 ms knapp 5 % des Volumens des Kluftsystems gefüllt. Das Volumen des injizierten Wassers betrifft somit nur einen kleinen Bereich um das Bohrloch herum.

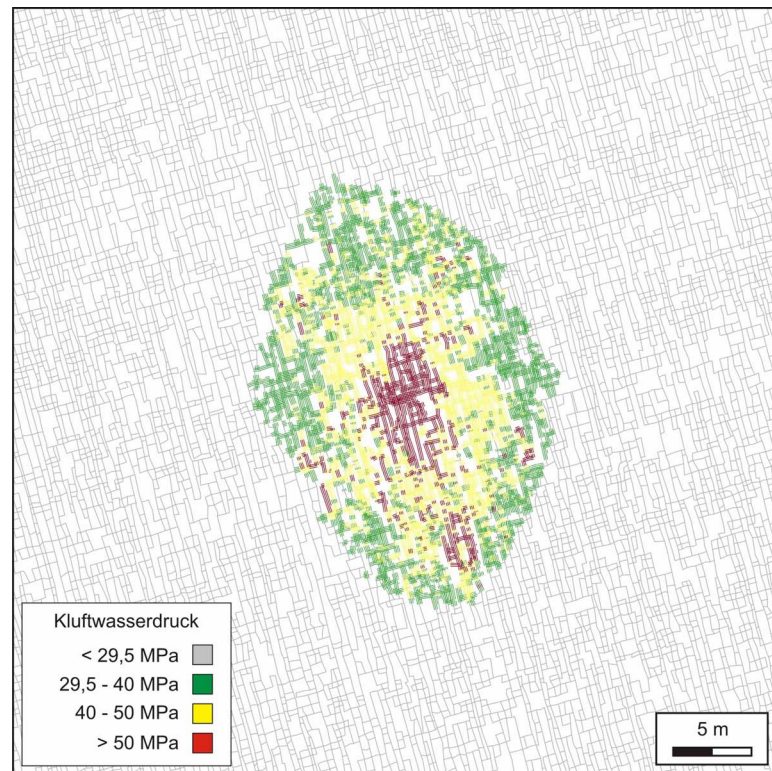


Abb. 7.37.: *Verteilung des Kluftwasserdrucks für eine Injektionsrate von 50 l/s und einer Simulationszeit von 30 ms. Der Druck breitet sich als Ellipse um das Bohrloch aus und steigt dabei in Richtung der Hauptklüfte schneller an.*

Bei einer Injektionsrate von 50 l/s ist nach einer Simulationszeit von 38 ms ein beginnendes hydromechanisches Ungleichgewicht zu beobachten. In unmittelbarer Nähe zum Bohrloch treten Klüfte auf, die ihren Oberflächenkontakt verloren haben. Durch die Erhöhung des Kluftwasserdrucks werden die Normalspannungen herabgesetzt und es wird ein Zustand erreicht, bei dem der Kluftwasserdruck die Normalspannungen übersteigt. Der Zustand entspricht dem Prozess der „hydraulischen Rissbildung“. Eine Kluftöffnung ist hierbei zuerst an am Bohrloch angeschlossenen Nebenkluft zu erkennen (Abb. 7.38). Nach gewisser Zeit werden auch Hauptklüfte geöffnet. Die „Rissgeometrie“ breitet sich im Nahfeld des Bohrloches „facettenförmig“ aus, übergeordnet orientiert sie sich jedoch in etwa nach der größten Horizontalspannung.

Um das hydromechanische Verhalten des Systems vor der Kluftöffnung zu charakterisieren, wurden verschiedene mechanische und hydraulische Parameter in Abhängigkeit der Zeit innerhalb eines Kreises mit dem Durchmesser von 10 m um das Bohrloch ausgewertet.

Die Injektion von Fluiden wird mit einem Herabsetzen der Normalspannungen beschrieben, wohingegen die Scherspannungen unverändert bleiben. In einem ersten Schritt wurden daher für unterschiedliche Injektionsraten die angreifenden Normalspannungen ausgewertet (Abb. 7.39). Der Zustand bei 0 ms zeigt den im vorigen Kapitel simulierten Spannungszustand in einer Tiefe von 3000 m und entspricht somit dem in situ Spannungszustand (Abb. 7.39a). Im untersuchten Modell sind die Nebenkluft in einem spitzeren Winkel zur größten Horizontalspannung orientiert. Die

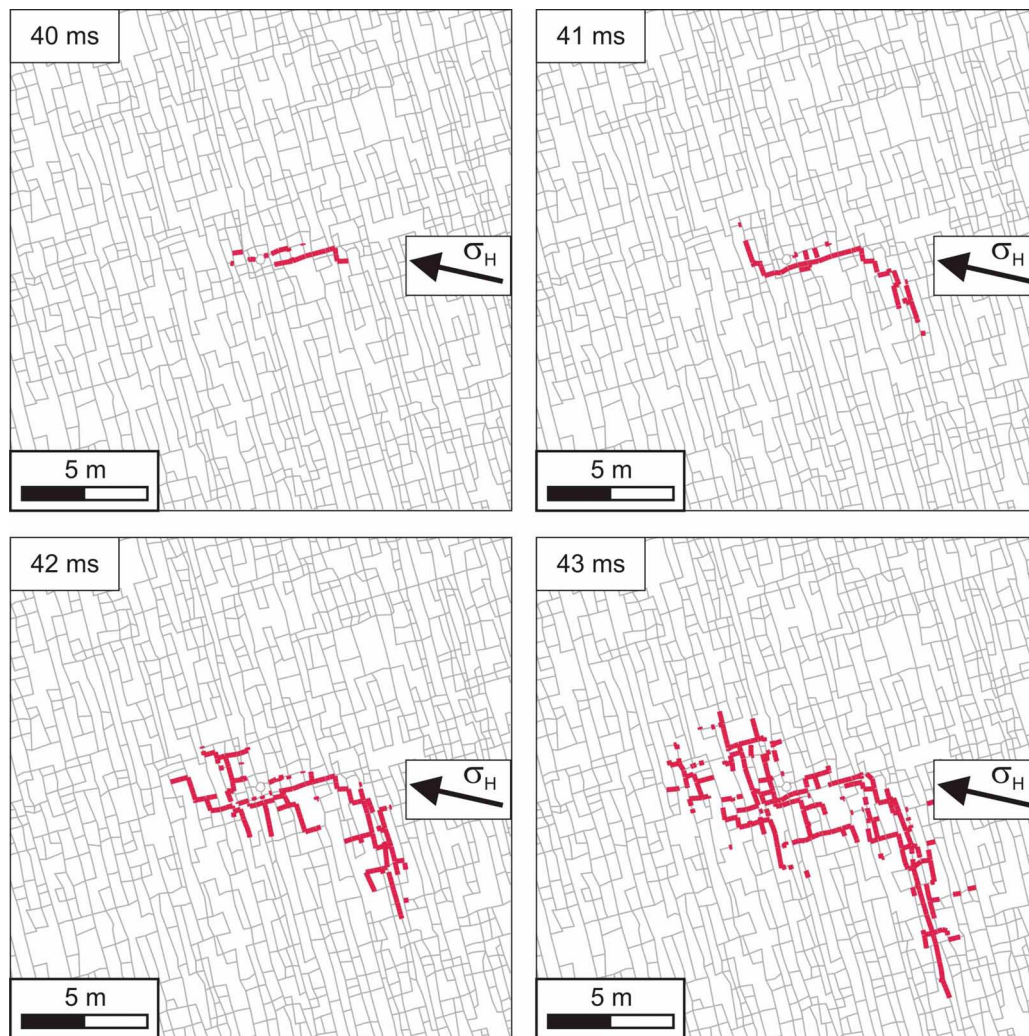


Abb. 7.38.: Darstellung der vollständig geöffneten Klüfte (rot) nach unterschiedlichen Simulationsspannen.

Magnituden der Normalspannungen sind daher an den Hauptklüften größer. An den Nebenklüften herrschen im Mittel Normalspannungen von 29 MPa, während auf den Hauptklüften Spannungen von 43 MPa anliegen. Durch die Erhöhung des Kluftwasserdrucks werden die Normalspannungen mit der Zeit verringert. Nach einer Zeitspanne von 38 ms treten erstmals Klüfte im Modell auf, die vollständig geöffnet sind. Die dazugehörige Kurve zeigt einen entsprechenden Kurvenlauf mit Kluftsegmenten, an denen keine Normalspannungen anliegen und deren Kluftwandungen somit nicht in Kontakt stehen. Nach einer Simulationszeit von 43 ms sind dagegen knapp 25 % der Klüfte im ausgewerteten Bereich vollständig geöffnet. In (Abb. 7.39b) sind die jeweiligen Spannungsverringerungen für verschiedene Simulationsspannen angegeben. Nach 38 ms, d.h. einer Erhöhung des Kluftwasserdrucks im Bohrloch auf 75,7 MPa, wer-

den die Spannungen über den Betrag der initialen Normalspannungen entlang der Nebenklüfte verringert. Daher tritt eine Kluftöffnung zuerst entlang der Nebenklüfte auf.

Im Gegensatz zu den Normalspannungen hat die Injektion des Wassers nur einen geringen Einfluss auf die Scherspannungen. Der Ausgangszustand ohne Injektion zeigt Scherspannungen, die aufgrund des orthogonalen Kluftsystems an beiden Kluftscharen mit Werten von etwa 10 MPa die gleichen Magnituden aufweisen (Abb. 7.40). Erst nach einer Simulationszeit von 38 ms verschiebt sich die Ausgangskurve und es treten Klüfte auf, an denen keine Scherspannungen anliegen. Sie entsprechen vollständig geöffneten Kluftsegmenten.

Eine Wasserinjektion führt zu einem Anstieg des Kluftwasserdrucks, der sich aufgrund des anisotropen Kluftsystems uneinheitlich aus-

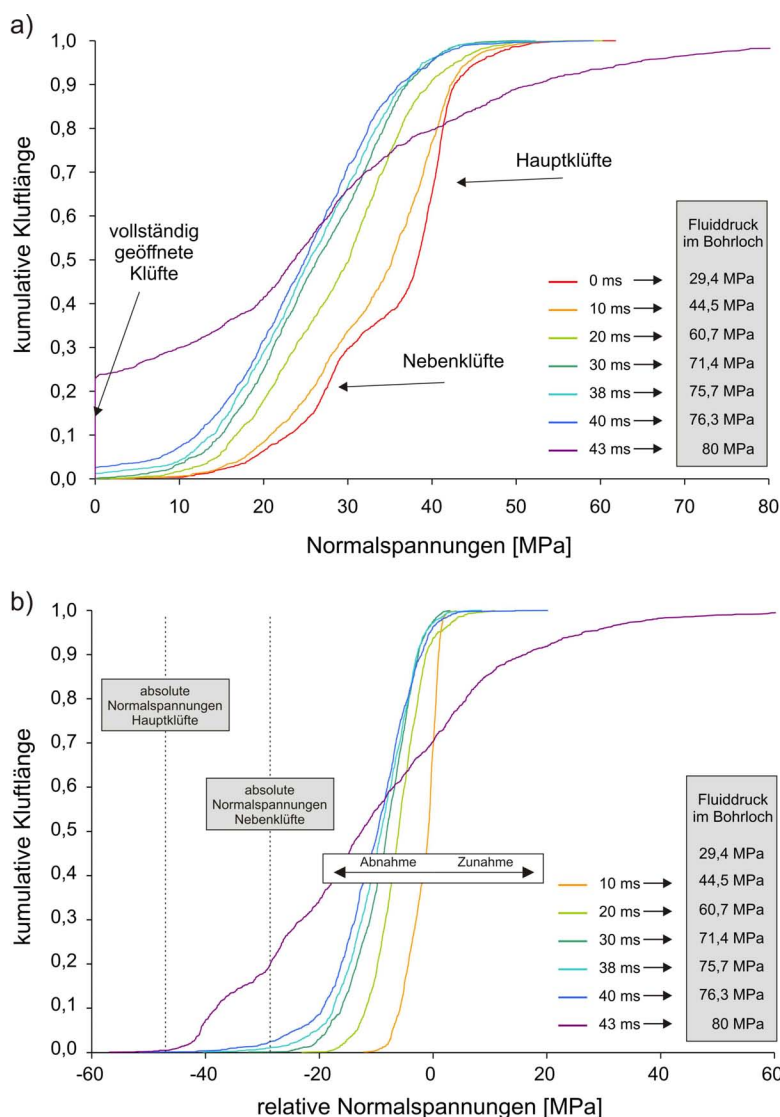
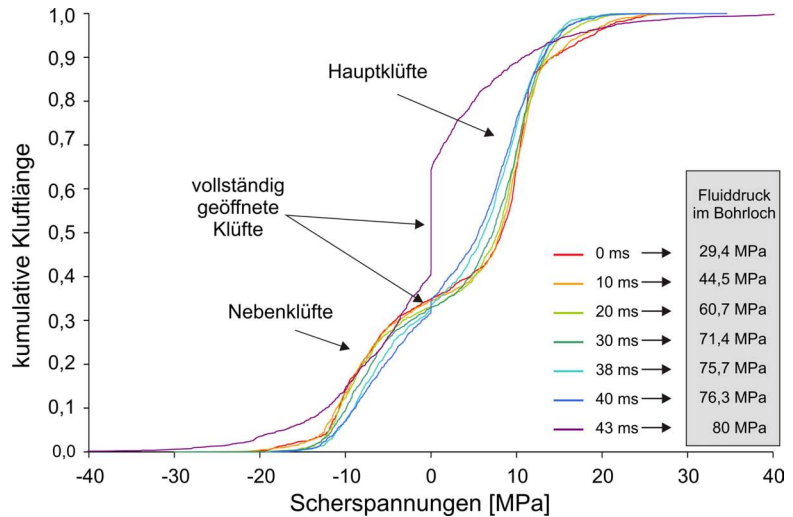


Abb. 7.39.: (a) Kumulative Darstellung der auf den Klüften wirkenden Normalspannungen für unterschiedliche Simulationsspannen. Eine Simulationsspanne von 0 ms entspricht dem *in situ* Spannungszustand. Zum Vergleich sind die Wasserdrücke im Bohrloch mit angegeben. (b) Ab- und Zunahme der Normalspannungen entlang der Klüfte, die sich durch die Injektion ergeben. Bei dem Normalspannungsbetrag einer jeweiligen Zeitspanne handelt es sich um die Differenz, die sich aus den Normalspannungen während der Injektion abzüglich der Vergleichssimulation berechnet.

Abb. 7.40.: Kumulative Darstellung der auf den Klüften wirkenden Scherspannungen für unterschiedliche Simulationsspannen. Das Vorzeichen des Spannungsbetrages ergibt sich aus der Orientierung des Vektors im Modell. Eine Simulationsspanne von 0ms entspricht dem in situ Spannungszustand.



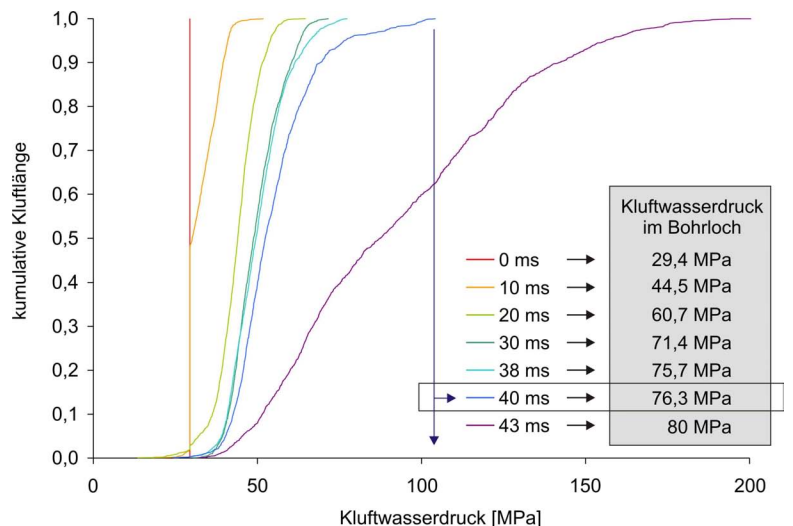
breiten kann. Abb. 7.41 zeigt die Verteilung des Flüssigkeitsdrucks für die verschiedenen Simulationsspannen. Zum Vergleich ist der Kluftwasserdruck im Bohrloch mitangegeben. Die Verteilung des Drucks für die Simulation ohne Injektion ist durch eine senkrechte Linie charakterisiert und spiegelt den in situ Ausgangszustand für eine Tiefe von 3000 m wieder. Im gesamten Kluftsystem herrscht hier ein konstanter Flüssigkeitsdruck von 29,4MPa. Mit der Zeit steigen die Kluftwasserdrücke an und die Maximalwerte entsprechen in etwa den im Bohrloch gemessenen Drücken. Die Verteilung des Flüssigkeitsdrucks ist dabei im Kluftsystem uneinheitlich und die Kurven neigen sich nach rechts. Dies entspricht dem zuvor beschriebenen vom Bohrloch ausgehenden Druckgefälle (vgl. Abb. 7.37).

Nach 40 ms liegt im Bohrloch ein Druck von 76,3 MPa an, jedoch treten im Kluftsystem Bereiche mit außerordentlich großen Kluftwasser-

drücken von über 100 MPa auf. Die hohen Drücke sind dabei ausschließlich in den geöffneten Klüften zu messen. Da sich das System im Moment der Kluftöffnung mechanisch instabil verhält, wird die Grenze der numerischen Aussagekraft erreicht. Weil sich die erhöhten Wasserdrücke erst nach einer vollständigen Kluftöffnung einstellen, behalten die Aussagen über den Ort der Kluftöffnung jedoch Gültigkeit (vgl. Abb. 7.38).

Die hydraulische Kluftöffnungsweite berechnet sich vorwiegend aus den angreifenden Normalspannungen entlang der Kluftwandungen. In Abb. 7.42 sind die hydraulischen Öffnungsweiten innerhalb des ausgewerteten Bereichs dargestellt. Für den in situ Ausgangszustand der Region Reinhardswald kann eine residuale Öffnungsweite von 40 μm angegeben werden. Durch eine Injektion werden die Normalspannungen verringert, jedoch sind nur geringe Änderungen in den hydraulischen Öffnungsweiten zu beobachten. Das Ver-

Abb. 7.41.: Kumulative Darstellung des zwischen den Klüften wirkenden Kluftwasserdrucks für unterschiedliche Simulationsspannen. Eine Simulationsspanne von 0ms entspricht dem in situ Spannungszustand.



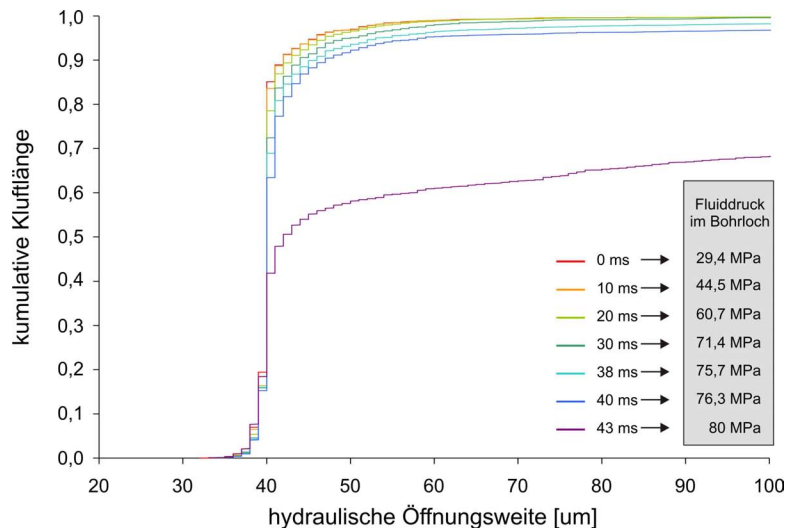


Abb. 7.42.: Kumulative Darstellung der hydraulischen Kluftöffnungsweiten für unterschiedliche Simulationsspannen. Unter dem *in situ* Ausgangszustand kann eine residuale Kluftöffnungsweite von $40\ \mu\text{m}$ angegeben werden. Aufgrund des nicht-linearen Verformungsmodells der Klüfte verändert sich die Öffnungsweite infolge der Injektion zu Beginn der Simulation nur langsam.

halten entspricht somit dem nicht-linearen Verformungsverhalten des BB-Modells. Durch die Injektion werden die Normalspannungen kontinuierlich herabgesetzt. Die vorangegangenen Modellierungen zum Einfluss der Tiefe auf die Permeabilität zeigen, dass die hydraulische Öffnungsweite an der Oberfläche etwa $80\ \mu\text{m}$ erreicht (vgl. Abb. 7.42). Eine Erhöhung der Öffnungsweiten von $40\ \mu\text{m}$ auf $80\ \mu\text{m}$ entspricht somit der hydraulischen Öffnungsweite, die durch eine Verringerung der Normalspannungen auf $0\ \text{MPa}$ erreicht wird und bei der die Kluftwandungen den Kontakt untereinander verlieren. Dennoch sind deutliche Veränderungen in der Öffnungsweite nur in geringen Erdtiefen zu beobachten. Bei einer Injektion verändern sich daher die Öffnungsweiten erst, wenn die Normalspannungen deutlich verringert werden und kleine

Magnituden aufweisen.

In Abb. 7.43 ist die Abnahme der hydraulischen Öffnungsweiten mit zunehmenden Normalspannungen dargestellt. Die Daten wurden analytisch unter Anwendung der mechanischen Parameter der Region Reinhardswald berechnet. Da die analytisch berechneten, hydraulischen Öffnungsweiten ausschließlich aus einer Änderung der Normalspannungen resultieren, ergeben sich leichte Veränderungen zu den numerisch berechneten Werten, bei denen zusätzlich Scherspannungen wirken. Allerdings zeigen die Daten, dass sich deutliche Änderungen in den Öffnungsweiten erst bei Normalspannungen von unter $5\ \text{MPa}$ ergeben. Infolge der hohen Injektionsrate verringern sich die Normalspannungen sehr rasch und der Prozess der Kluftöffnung bei sehr geringen Normalspannungen

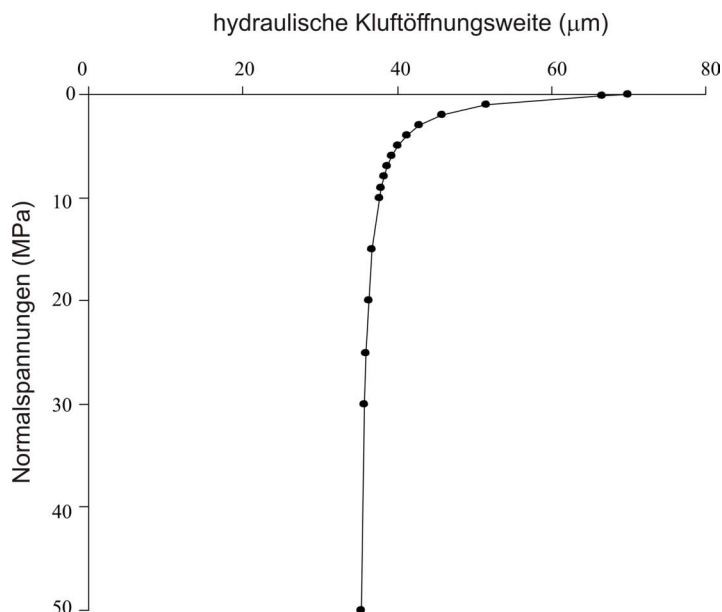
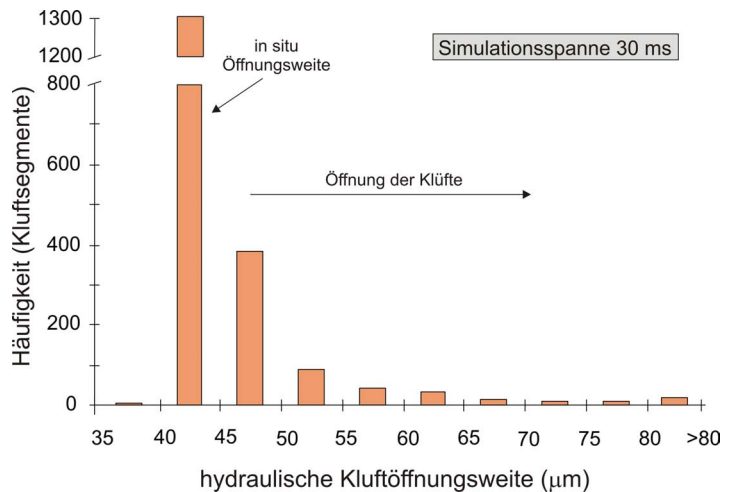


Abb. 7.43.: Einfluss der Normalspannungen auf die hydraulische Kluftöffnungsweite. Die Daten wurden analytisch mit Hilfe der Formeln des BB-Modells für die Region Reinhardswald berechnet; nach Blum (2004).

Abb. 7.44.: Anzahl der Klüfte für unterschiedliche hydraulische Öffnungsweiten nach einer simulierten Zeitspanne von 30 ms.



ist zeitlich nur eingeschränkt aufzulösen.

Das Verhalten zur Kluftöffnung sei exemplarisch für eine Simulationsspanne von 30 ms veranschaulicht. Nach dieser Zeitspanne werden die Normalspannungen im größten Teil des Kluftsystems um Beträge zwischen 5 und 15 MPa verringert (vgl. Abb. 7.39). Es treten auch Bereiche auf, in denen die Normalspannungen fast um die Magnitude der in situ Normalspannungen entlang der Nebenkluft verringert werden. Abb. 7.44 zeigt die Veränderungen der hydraulischen Kluftöffnungsweiten nach dieser Zeitspanne. Obwohl im gesamten Kluftsystem die Normalspannungen deutlich reduziert werden, öffnen sich die Klüfte nur geringfügig. Lediglich in Bereichen, in denen die Nor-

malspannungen fast vollständig aufgehoben werden, sind Änderungen in den Öffnungsweiten von 40 µm zu beobachten.

Neben Prozessen zur Kluftöffnung spielt auch das Verformungsverhalten parallel zur Kluftwandung (Scherversatz) eine wesentliche Rolle. In Abb. 7.45 a ist der Scherversatz für den in situ Zustand dargestellt. Der charakteristische Verlauf der Kurve bei 0 ms und mittleren Versatzbeträgen von fast 3 mm ergibt sich durch die hydromechanische Berechnung des Ausgangszustandes. Nach Simulationsstart werden die Spannungen im Modell fiktiv erhöht, bis sie dem implementierten Spannungszustand entsprechen. Dabei werden die Blöcke im Modell verschoben, bis sich im System ein

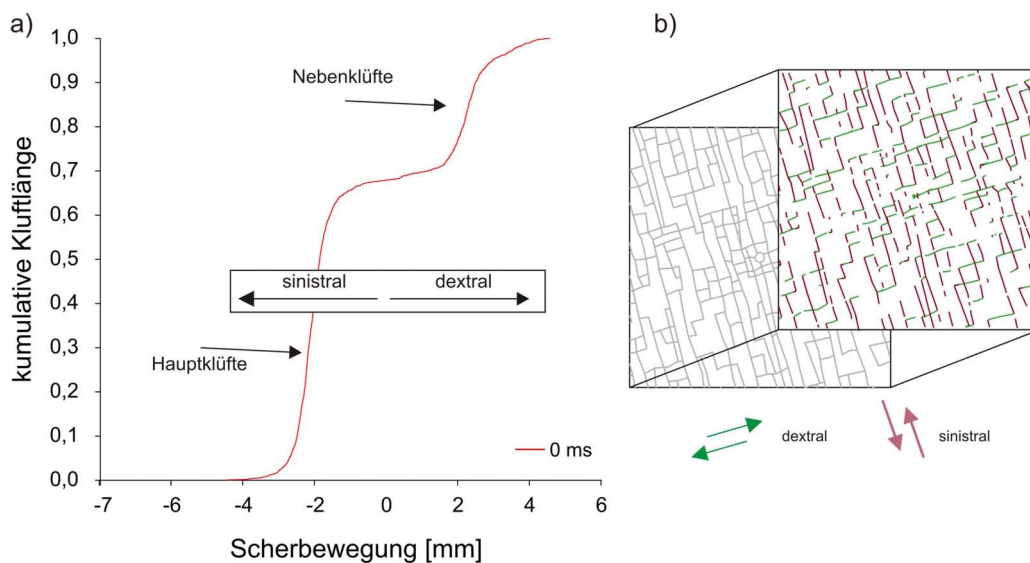


Abb. 7.45.: (a) Scherbewegungen, die sich durch die Modellierungen des Ausgangszustandes ergeben. Das Vorzeichen ergibt sich aus der Relativbewegung der Kluftflächen. Ein positives Vorzeichen steht für eine dextrale Verschiebung. (b) Scherbewegung entlang der Kluftflächen für den in situ Zustand.

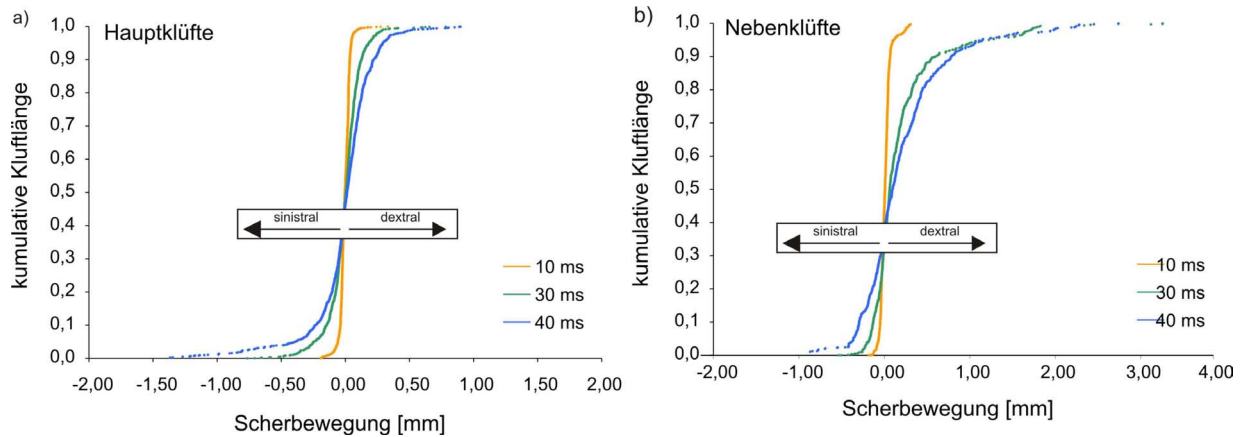


Abb. 7.46.: Kluftscharspezifische Auswertung der Scherbewegungen für a) die Hauptklüfte und b) die Nebenklüfte. Dargestellt sind die Differenzbeträge zum Ausgangszustand, d.h. die Veränderungen, die sich durch die Injektion ergeben.

mechanisches Gleichgewicht einstellt. Das Vorzeichen des Betrages ergibt sich aus der Relativbewegung der beiden Kluftwandungen. Ein negativer Betrag gibt eine sinistrale Bewegung an, wohingegen eine dextrale Bewegung durch einen positiven Betrag gekennzeichnet ist. Die Hauptklüfte bewegen sich somit relativ zueinander nach links, während die Nebenklüfte sich relativ zueinander nach rechts bewegen (Abb. 7.45b). Da die Hauptklüfte aufgrund der kleineren Kluftabstände einen größeren Anteil an der Gesamtkluftlänge ausmachen, sind insgesamt mehr sinistrale Bewegungen zu erkennen (Abb. 7.45a).

Um die Bewegungsprozesse zu charakterisie-

ren, wurden die Scherbewegungen kluftscharspezifisch für unterschiedliche Zeitspannen ausgewertet (Abb. 7.46). Entlang der Nebenklüfte zeigen sich bei einer Simulationsspanne von 30 ms Scherbewegungen von maximal 2 mm (Abb. 7.46 b). Der größte Teil der Relativbewegungen liegt jedoch unter 1 mm. Für die Nebenklüfte liegen die meisten Relativbewegungen unter 0,5 mm (Abb. 7.46 a). Insgesamt sind die Bewegungen im Vorfeld der Kluftöffnung als gering zu bezeichnen. Die größten Versatzbeträge mit Werten von bis zu 5 mm treten erst nach einer vollständigen Öffnung entlang der geöffneten Klüfte auf (Abb. 7.47).

Während der simulierten Zeit konnten jedoch

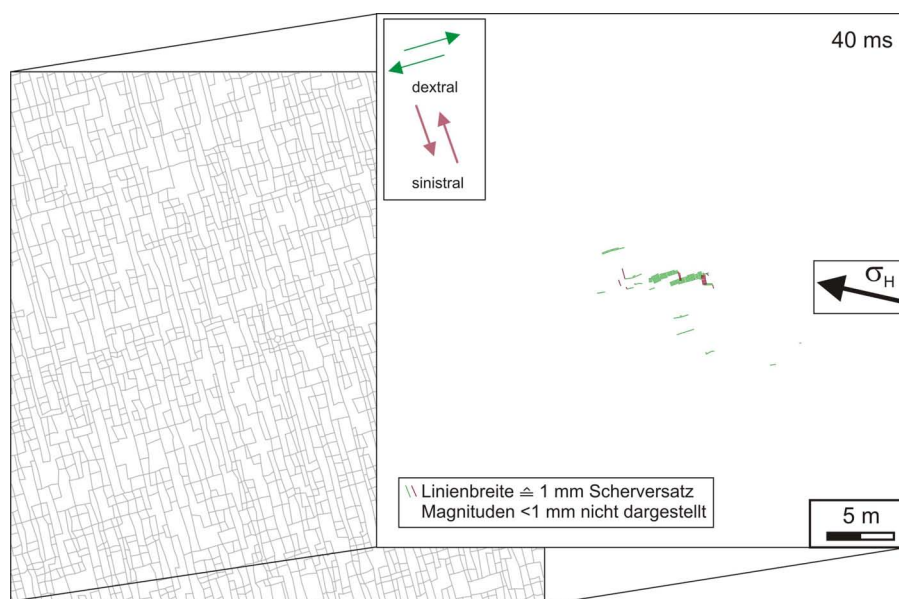


Abb. 7.47.: Nach einer vollständigen Öffnung der Klüfte treten größere Scherbewegung entlang dieser auf. Scherbewegungen kleiner als 1 mm sind nicht dargestellt.

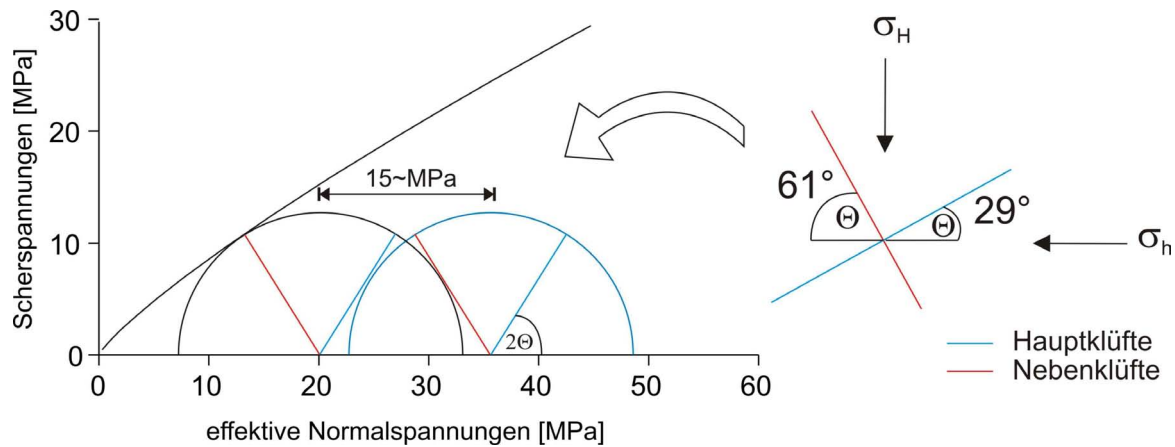


Abb. 7.48.: Spannungszustand in 3000 m Tiefe in Bezug zur Grenzbedingung zum Reibungsgleiten. Der blaue Kreis stellt den *in situ* Spannungszustand und die Orientierung der beiden Klüftcharakteren dar. Die Nebenklüfte sind in einem optimalen Winkel zur Grenzbedingung orientiert. Die effektiven Normalspannungen müssen um etwa 15 MPa verringert werden, um Gleitreibungsprozesse auszulösen.

keine Gleitreibungsprozesse im Klüftsystem identifiziert werden. Eine Überführung der Klüftorientierungen im Mohr'schen Spannungskreis zeigt, dass die Nebenklüfte in einem optimalen Winkel zur größten Horizontalspannung stehen, um die Kurve zum Reibungsgleiten zu treffen (Abb. 7.48). Bei einer Verringerung der effektiven Normalspannungen um etwa 15 MPa müsste der Zustand zum Reibungsgleiten an den Nebenklüften erreicht werden.

Abb. 7.49 zeigt die Scherbewegungen im Klüftsystem nach einer Zeitspanne von 30 ms. Scherbewegungen treten bevorzugt in einer ellip-

tischen Region um das Bohrloch auf, die sich analog zu dem Ausbreitungsbereich des Klüftwasserdrucks verhalten. Es zeigen sich ferner bevorzugt Scherbewegungen entlang der Nebenklüfte. Dennoch wurde die Scherfestigkeit der Nebenklüfte nicht überwunden, obwohl im Klüftsystem Bereiche auftraten, in denen die Normalspannungen um mehr als 15 MPa verringert wurden. Ursachen könnten in der relativ kurzen Simulationsspanne und dem raschen Anstieg des Klüftwasserdrucks zu suchen sein. Während der Simulation wurden keine konstanten Druckbedingungen erreicht, um eine kontinuierliche Scherbewegung zu gewährleisten.

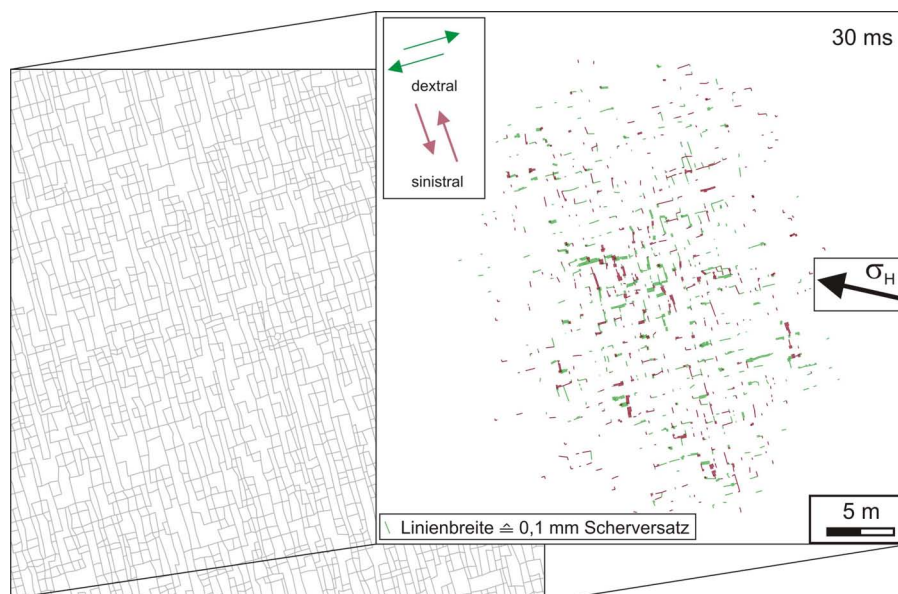


Abb. 7.49.: Scherbewegungen im Klüftsystem nach einer Zeitspanne von 30 ms.

ten. Zwar zeigen sich Scherbewegungen entlang der Haupt- und Nebenklüfte, die mit der Zeit größer werden, jedoch erfolgt der Anstieg des Kluftwasserdrucks so rasch, dass schließlich eine Kluftöffnung forciert wird.

7.6. Diskussion

Ziele der hydromechanischen Analysen waren, den Einfluss der Tiefe auf die Permeabilität sowie das Verhalten des Kluftsystems bei einer hydraulischen Stimulation zu untersuchen.

In einem ersten Schritt wurde zunächst das intakte Gestein mittels eines umfangreichen Messprogramms charakterisiert, um relevante Parameter als Eingabe für die Modellierungen zu bestimmen.

Die untersuchten Sandsteine lassen sich nach den im Untersuchungsgebiet auftretenden paläogeographischen Strukturen in den Reinhardswald, den Solling sowie das Eichsfeld ordnen. Bezüglich der bestimmten Parameter unterscheiden sich die untersuchten Sandsteine dabei grundlegend. Bei den feinkörnigen Sandsteinen des Reinhardswaldes handelt es sich um stark zementierte Subarkosen, die eine geringe Porosität (<8 Vol.%) und eine hohe Druckfestigkeit (125 MPa parallel zur Schichtung) aufweisen. Der Solling Sandstein zeigt mit Porositäten von 12 Vol.% etwas geringere Druckfestigkeiten von 92 MPa. Demgegenüber steht der fein- bis mittelsandige Sandstein des Eichsfeldes, der eine Porosität von über 20 Vol.% aufweist und zugleich eine geringe Druckfestigkeit (40 MPa parallel zur Schichtung) zeigt.

Die bestimmten Gesteinseigenschaften lassen sich mit der diagenetischen und tektonischen Überprägung, welche die Sandsteine der Region Reinhardswald erfahren haben, in Beziehung setzen. Weber (2000) konnte durch Untersuchungen zur Kieselsäurediagenese für die Solling-Formation des Reinhardswaldes Subsidenztiefen von bis zu 2000 m modellieren. In einer frühen Phase der Subsidenz wurde die Quarzzementation vorwiegend durch meteorische Wässer bestimmt, die während des Buntsandsteins leicht säuerlich waren und zu einer Alterierung der Feldspäte und somit zur Freisetzung von Kieselsäure führten (Weber & Ricken, 2005). In einer weiteren Phase kommen in großen Subsidenztiefen externe Kieselsäurequellen in Fra-

ge, die aus den benachbarten Silt- und Tonsteinen stammen. Während des Aufstiegs drangen ferner heiße Fluide aus tieferen Schichten in die Sandsteine ein und führten zu einer weiteren Phase der Quarzzementation (Weber & Ricken, 2005).

Die untersuchten Sandsteine des Sollings entsprechen den Beckenrändern der Trogposition und wurden daher weniger stark tektonisch überprägt. Sie sind im Gegensatz zu den Sandsteinen im Zentrum des Troges bezüglich der Gesteinsfestigkeiten etwas unterhalb der Sandsteine des Reinhardswaldes einzuordnen.

Die Sandsteine des Eichfeldes wurden in einer Schwellenregion sedimentiert, weshalb das Gestein einer deutlich geringeren diagenetischen und tektonischen Überprägung unterworfen war. Paul (1993) sieht für die Eichsfeld-Altmark-Schwelle eine kurzzeitige Auflast von bis zu 400 m Sediment vor.

In geklüfteten Gesteinen spielen Verformungsprozesse entlang der Klüfte eine wesentliche Rolle, weshalb neben dem intakten Gestein auch relevante mechanische Parameter der Kluftoberflächen ermittelt wurden. Zur Modellierung der Verformungsprozesse sieht das verwendete BB-Modell als Eingabeparameter den so genannten Kluftrauigkeitskoeffizienten (JRC) und die Festigkeit der Kluftwandungen (JCS) vor. Beide Parameter wurden im Gelände in Aufschlüssen der Region Reinhardswald, Solling und Eichsfeld erhoben und lassen sich somit mit den Eigenschaften des intakten Gesteins in Beziehung setzen. Analog zu den Druckfestigkeiten des intakten Gesteins weisen die Sandsteine des Reinhardswaldes die größten Druckfestigkeiten entlang der Kluftoberflächen auf (88,6 MPa). Die Sandsteine des Eichsfeldes zeigen entsprechend niedrigere Werte (31,7 MPa).

Da die ermittelten mechanischen Gesteins- und Kluftparameter ausschließlich an Aufschlussproben oder direkt in Steinbrüchen durchgeführt wurden, stellt sich die Frage, inwieweit die Parameter auf geothermische Reservoire übertragen werden können. Die Proben entstammen dem Südrand des Norddeutschen Beckens, wo der Mittlere Buntsandstein mächtige Sandsteinbänke in Wechselagerung mit Ton- und Siltsteinen bildet. Im Zentrum des Norddeutschen Beckens führten jedoch playaartige Sedimentationsbedingungen zu einer zunehmenden Vertonung der Schichten.

Die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Werte zeigen, dass der Mittlere Buntsandstein innerhalb der untersuchten Solling-Formation, je nach diagenetischer Überpägung und tektonischem Setting, deutliche Unterschiede aufweisen kann. Unter Berücksichtigung der ermittelten Porositätswerte lässt sich eine erste Charakterisierung und Vergleichbarkeit mit anderen Regionen des Norddeutschen Beckens vornehmen. Nach Wolfgramm *et al.* (2008) zeigt der Mittlere Buntsandstein entlang der Ränder des Norddeutschen Beckens Porositäten von 20-30 % und Permeabilitäten >500 mD. Hingegen weisen die im Beckeninneren auftretenden Sandsteine überwiegend Porositäten von <15 % und Permeabilitäten <100 mD auf. Untersuchungen an gekernten Proben aus dem südlichen Teil des zentralen Norddeutschen Beckens zeigen, dass die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins durch intensive Quarz-, Karbonat- und Anhydritzementation einen relativ hohen Gesamtzementanteil aufweisen (Röhling & Solms, 2001). Die bestimmten Porositäten liegen dabei deutlich unter 10 Vol.%. Für die Forschungsbohrung Horstberg Z1 des GeneSys Projektes sind Porositäten zwischen 3-11 Vol.% angegeben (Kehrer *et al.*, 2007). Die untersuchten Sandsteine des Reinhardswaldes weisen ähnlich hohe Zementationsgrade und niedrige Porositäten/Permeabilitäten auf und sind somit eher mit den geothermisch genutzten Sandsteinschichten vergleichbar.

Aussagen über eine Übertragbarkeit der an der Oberfläche bestimmten Kluftoberflächenparameter auf die Tiefe sind aufgrund fehlender Informationen nur bedingt möglich. Der Verwitterungskoeffizient, welcher sich aus dem Quotienten der Druckfestigkeit des intakten Gesteins und der Kluftoberfläche ergibt, zeigt geringe Werte ($\sigma_c/JCS=1,3-1,5$). Exogene Verwitterungsprozesse können aufgrund des aktiven Abbaus der Sandsteine daher weitgehend ausgeschlossen werden. Obwohl die Festigkeit der Kluftwandungen indirekt mit der Gesteinsfestigkeit verknüpft ist, kann die Oberflächenfestigkeit in der Tiefe durch Lösungsprozesse und diagenetische Umsetzungen charakteristisch verändert sein (Dyke, 1992). Unter diesem Aspekt müssen auch die an der Oberfläche bestimmten Kluftrauigkeitskoeffizienten betrachtet werden.

Um den Einfluss der Tiefe auf die Durchlässigkeit zu charakterisieren, wurden in einem weiteren

Schritt numerische Modellierungen durchgeführt. Ein wichtiger Aspekt ist dabei die Veränderung der hydraulischen Öffnungsweite mit der Tiefe. Um eine ungestörte Kluftoberfläche innerhalb eines Gesteinsverbandes zu simulieren, werden im Barton-Bandis-Modell unmittelbar vor Simulationsstart mehrere Belastungs-Entlastungs-Zyklen durchgeführt. Dieser Prozess führt bereits bei dem Sandstein des Eichsfeldes zu einer fast vollständigen Schließung der Klüfte auf Werte deutlich unter $10 \mu\text{m}$. Durch die anschließenden Modellierungen ändern sich die hydraulischen Öffnungsweiten mit der Tiefe nur noch unwesentlich. Die Kluftflächen des Reinhardswaldes zeigen zu Beginn der Simulation mit Werten von $80 \mu\text{m}$ die größten Öffnungsweiten. Die Öffnungsweiten verringern sich bis in 3000 m Tiefe auf Werte von $40 \mu\text{m}$. Da eine Kluftschließung vorwiegend durch die Kluftnormalsteifigkeit gesteuert wird und diese grundlegend von der Druckfestigkeit der Kluftoberfläche und dem Kluftrauigkeitskoeffizienten abhängt, haben beide Parameter einen enormen Einfluss auf die Kluftöffnungsweite. Die Sandsteine des Eichsfeldes zeigen daher unter Belastung die geringsten hydraulischen Kluftdurchlässigkeiten, während die Sandsteine des Reinhardswaldes die größten Werte aufweisen.

Infolge der Öffnungsweitenabnahme sinkt die Durchlässigkeit mit zunehmender Tiefe und die Ellipse des Durchlässigkeitstensors wird kleiner. Eine Anisotropie bezüglich der Kluftöffnungsweiten ist unter dem angenommenen Spannungsfeld in geringen Tiefen zu messen. Die Anisotropie ist für alle untersuchten Sandsteine jedoch gering, so dass Änderungen in der Orientierung des Durchlässigkeitstensors kaum festzustellen sind. Weiterhin zeigt sich eine dominante Fließrichtung parallel zu den Hauptklüften. Zwischen 500 m und 1000 m Tiefe nehmen die Klüfte eine residuale Öffnungsweite an, d.h. eine weitere Versenkung und Erhöhung der Spannungen hat somit keinen Einfluss auf die Permeabilität. Dies entspricht der in der Literatur beschriebenen Tiefe, in der keine weiteren Abnahmen der Permeabilitäten mit der Tiefe zu beobachten sind (Lee & Farmer, 1993; Rutqvist & Stephansson, 2003).

Insgesamt zeigen die Untersuchungen, dass die Ausbildung des Kluftsystems gegenüber dem Spannungszustand einen wesentlich größeren Einfluss auf die Fließrichtung hat. Besonders in großen

Tiefen zeigt sich das Kluftsystem gegenüber etwaigen Spannungsanisotropien resistent, da alle Klüfte vollständig geschlossen sind. Ähnliche Beobachtungen sind in der Literatur beschrieben. Durch Untersuchungen an geklüfteten Reservoiren (2400 m bis 6400 m Tiefe) zur Bestimmung der Permeabilität konnten Stowell *et al.* (2001) nachweisen, dass eine bevorzugte Fließrichtung nicht unbedingt parallel zur größten Horizontalspannungsrichtung ausgerichtet ist, sondern auch parallel zu dieser verläuft. Die Beobachtungen decken sich daher mit den Modellierungen und dem Erreichen einer residualen Kluftöffnungsweite in großen Tiefen.

Die numerisch modellierten Permeabilitäten für die Region Reinhardswald ergeben für die Hauptkluftrichtung Werte von $1,07 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ in einer Tiefe von 3000 m (vgl. Tab. 7.7). Für die Region Solling sind Werte von $8,56 \times 10^{-17} \text{ m}^2$ berechnet wurden (vgl. Tab. 7.8). Die Werte liegen somit in der Spannbreite der Permeabilitäten, die Rutqvist & Stephansson (2003) für geklüftete Gesteine angeben (5×10^{-19} bis $4 \times 10^{-13} \text{ m}^2$). Unter Annahme einer simulierten Einheitsfläche von 1 m liegen die berechneten Permeabilitäten jedoch unterhalb der für eine ökonomische, geothermische Nutzung nötigen Volumenströme von $2 \times 10^{-12} \text{ m}^3$ (Paschen *et al.*, 2003). Eine hydraulische Stimulation der Reservoirs ist somit nötig.

Häufig treten in großen Erdtiefen recht hohe Permeabilitäten auf, die generell nicht mit Restöffnungsweiten zu erklären sind (Stowell *et al.*, 2001). Eine große hydraulische Öffnungsweite und damit hohe Permeabilität wird in großer Tiefe häufig durch kritisch gespannte Klüfte erklärt, d.h. Klüfte die nahe an der Grenze zur Scherung stehen. Wird die Scherfestigkeit überwunden, bewegen sich die Flächen parallel zueinander und werden aufgrund der Oberflächenrauigkeit und einer Brekzienbildung nicht vollständig geschlossen. Ähnliche Beobachtungen wurden an der kontinentalen Tiefbohrung in Deutschland Ito & Zoback (2000) und im Tiefenlaboratorium Aspö in Schweden Talbot & Sirat (2001) gemacht. Die durchgeführten hydraulischen Modellierungen geben jedoch nur die Reduzierung der Permeabilität mit steigender Tiefe in einem rezent möglichen Spannungsfeld wieder. Zudem wurde der Spannungszustand so gewählt, dass die Klüfte bezüglich des Reibungsgleitens im Gleichgewicht stehen. Die Modellierungen geben

somit keine Auskunft darüber, ob Klüfte bereits in der Vergangenheit geschert wurden und somit permanent „hydraulisch geöffnet“ sind. Hier könnten besonders Tracerversuche helfen, die Fließwege im Untergrund zu charakterisieren (Ghergut *et al.*, 2008).

Um ferner die Beurteilung der Gesteinsmatrix an den Strömungsprozessen zu charakterisieren, wurde die im Labor bestimmte Matrixpermeabilität mit der berechneten Kluftpermeabilität in Beziehung gesetzt. Hierbei zeigt sich für die Sandsteine des Reinhardswaldes, dass die im Labor unter Atmosphärendruck ermittelten Matrixpermeabilitäten (Größenordnung 10^{-16} - 10^{-18} m^2 ; vgl. Abb. 7.14) bereits deutlich unterhalb der numerisch berechneten Kluftpermeabilität im Reservoir (Größenordnung 10^{-14} - 10^{-15} m^2 ; vgl. Tab. 7.7) liegen. Die Durchlässigkeit wird daher von den Klüften gesteuert.

Für die Region Solling zeigt sich dagegen ein anderes Bild. Die Matrixpermeabilitäten zeigen unter Atmosphärendruck Werte in der Größenordnung 10^{-16} m^2 . An dem Sandstein des Sollings wurden außerdem in situ Matrixpermeabilitäten gemessen, die auf etwa 30 % der ursprünglichen Permeabilitäten vermindert werden. Somit verändern sich die Permeabilitäten mit der Tiefe innerhalb einer Größenordnung. Aufgrund des kubischen Gesetzes sinkt die Kluftpermeabilität jedoch mit der Tiefe wesentlich stärker. In 3000 m Tiefe wurden für die Region Solling Permeabilitäten der Größenordnung 10^{-17} m^2 numerisch bestimmt (Tab. 7.8). Unter Anwendung des BB-Modells hat im numerisch berechneten Modell des Sollings die Matrixpermeabilität einen weitaus größeren Anteil an der Gesamtpermeabilität als ursprünglich vermutet.

Aufgrund der vollständigen Schließung der Klüfte und Permeabilitäten von 10^{-13} m^2 unter Atmosphärendruck kann für die Region des Eichsfeldes eine dominante Matrixdurchlässigkeit angenommen werden.

Die Auswertung der Matrix- und Kluftpermeabilitäten zeigt, dass der verwendete Modellsatz mit Annahme einer bevorzugten Strömung entlang der Klüfte für die Regionen Solling und Eichsfeld nur bedingt geeignet ist. Für die beschriebenen Regionen wären daher reine Strömungsmodellierungen mit einem Doppelkontinuum, welches Matrix und Kluft betrachtet,

der geeigneteren Ansatz (Dietrich *et al.*, 2005).

Ziel der weiteren Modellierungen war, das hydromechanische Verhalten des Gesteins und der Klüfte im Vorfeld einer hydraulischen Stimulation zu modellieren. Die Ergebnisse zeigen, dass der Kluftwasserdruck im Kluftsystem rasch ansteigt. Da vor der Injektion stationäre Bedingungen im System vorliegen, findet durch die Injektion ein plötzlicher Übergang von einer stationären zu einer instationären Strömung statt. Das Volumen des injizierten Wassers übt einen Druck auf das bereits vorhandene Wasser im Kluftsystem aus. Harper & Last (1990) konnten in numerischen Modellierungen mit UDEC zeigen, dass die Geschwindigkeit der Druckänderungen durch die Kompressibilität des Fluids beeinflusst wird. Je steifer das Fluid, desto schneller erfolgt ein Druckanstieg. Im Rahmen der durchgeführten Modellierungen wurde ein Strömungsmodell mit einem inkompressiblen Fluid angenommen. Die Geschwindigkeit, mit der der Druck ansteigt und somit die Simulationsspannen, sind nur bedingt mit wahren Werten vergleichbar. Eine Druckausbreitung erfolgt üblicherweise im Kluftsystem wesentlich schneller als in der porösen Matrix und entspricht daher dem grundlegenden simulierten Verhalten.

Unter der verwendeten Injektionsrate von 50 l/s zeigt sich mit der Zeit ein hydromechanisches Ungleichgewicht im Modellsystem, das durch eine vollständige Öffnung der Klüfte hervorgerufen wird. Der Vorgang entspricht einer massiven hydraulischen Stimulation, bei der die auf den Kluftflächen wirkenden effektiven Normalspannungen vollständig aufgehoben werden. Im Moment der Kluftöffnung werden im Bohrloch Druckdifferenzen zum in situ Kluftwasserdruck von etwa 46 MPa gemessen. Ein Vergleich mit Literaturdaten zeigt, dass die unter den Injektionsraten simulierten Druckerhöhungen in der Größenordnung jener Werte liegen, die bei geothermischen Projekten ermittelt wurden. Im GeneSys Projekt wurden je nach stimulierter Sandsteinformation und anliegender Pumprate von bis zu 50 l/s vergleichbare, recht hohe Injektionsdrücke (Bohrlochkopf) von 34 bis 46 MPa gemessen (Kehrer *et al.*, 2007). Im Geothermieprojekt Basel wurden unter einer Injektionsrate von 55 l/s Injektionsdrücke von 29,6 MPa bestimmt (Häring *et al.*, 2008). Dagegen sind die Drücke in Soultz mit Werten von etwa 15 MPa deutlich geringer (Kohl & Mégel, 2007).

Die Ergebnisse der simulierten Stimulation lassen sich insgesamt mit den grundlegenden Beobachtungen bei einer hydraulischen Stimulation in Verbindung bringen. Unter massiven Injektionsraten finden die seismischen Ereignisse bevorzugt entlang einer Zone statt, die in etwa parallel zur größten Hauptnormalspannung verläuft und auf eine Öffnung sowie auf Relativbewegungen bestehender Bruchflächen zurückgeht (Abb. 7.50 a).

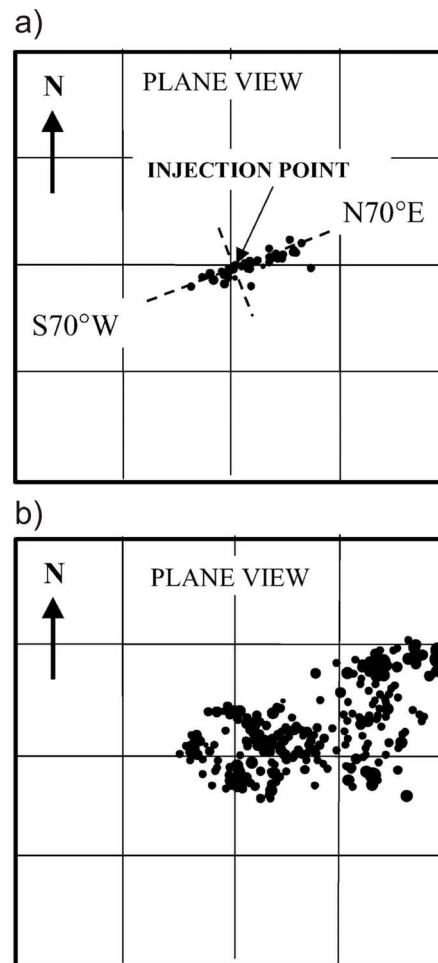


Abb. 7.50.: Räumliche Verteilung der Mikroerdbeben, welche am Geothermieprojekt „Hijiori“ in Japan gemessen wurden. Jede Fläche ist 2 km x 2 km groß. a) zeigt die Events unter Hochdruck-Stimulationsarbeiten, wohingegen b) die Events bei Stimulationsarbeiten mit niedrigen Injektionsdrücken darstellt; nach Sasaki (1998) aus Rutqvist & Stephansson (2003).

Im Rahmen der Modellierungen treten die größten Versatzbeträge mit Werten von bis zu 5 mm nach der Kluftöffnung und entlang der vollständig geöffneten Klüfte auf. In diesen Bereichen sind somit seismische Ereignisse zu vermuten. Aufgrund der kurzen Simulationsdauer bilden die ge-

öffneten Klüfte nur einen recht kleinen Bereich um das Bohrloch, geben jedoch einen ersten Eindruck zum stimulierten Bereich und dessen Ausbreitungsrichtung. Die Klüfte öffnen sich „facettenförmig“ im Nahbereich des Bohrloches und folgen somit den „Schwachstellen“ des Kluftsystems. Übergeordnet orientieren sich die Öffnungspfade jedoch parallel zur größten Horizontalspannung und entsprechen somit dem räumlichen Verteilungsmuster der geoteten Mikroerdbeben (Abb. 7.50 a). Bei einer massiven hydraulischen Stimulation wird somit der stimulierte Bereich im großräumigen Maßstab vorwiegend durch die Orientierung der größten Horizontalspannung gesteuert.

Im Gegensatz zu hohen Injektionsraten findet die Stimulation bei kleineren Injektionsraten durch Scherbewegungen entlang von Bruchflächen statt, die auf Gleitreibungsprozesse zurückzuführen sind (Abb. 7.50 b). Die mikroseismischen Ereignisse formen dabei häufig eine diffuse Wolke um das Bohrloch (Sasaki, 1998). Obwohl die durchgeführten Modellierungen insgesamt keine direkten Gleitreibungsprozesse zeigen, können die beobachteten Scherbewegungen einen ersten Eindruck über mögliche Gleitreibungsorte geben. Im Modell treten Scherbewegungen in einer elliptischen Ausbreitungsregion um das Bohrloch auf und zeigen somit Ähnlichkeiten mit der in Abb. 7.50 b beschriebenen Verteilung. Die modellierten Scherbewegungen entsprechen den Regionen, in denen der Kluftwasserdruck durch die Injektion erhöht wurde. Da eine Druckerhöhung in Richtung der Hauptklüfte schneller erfolgt, wird eine dominante Stimulation in dieser Richtung als wahrscheinlich angesehen.

8. Zusammenfassung

In vielen Regionen Deutschlands sind in den geothermisch interessanten Tiefen geklüftete Sedimentgesteine anzutreffen. Klüfte erhöhen die Durchlässigkeit eines Reservoirs entscheidend, können jedoch im Untergrund recht inhomogen ausgebildet sein. Dies kann eine starke lokale Variabilität in der Durchlässigkeit zur Folge haben und somit die Prognose der hydraulischen Eigenschaften erschweren. Deshalb besitzt die Tiefengeothermie infolge der hohen Bohrkosten ein großes Fündigkeitsrisiko.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die geklüfteten Gesteine des Mittleren Buntsandsteins auf ihre hydraulischen Eigenschaften hin untersucht. Der Mittlere Buntsandstein gilt im Norddeutschen Becken als mögliche nutzbare Formation und wird aktuell durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) sowie das Leibniz Institut für Angewandte Geowissenschaften (LIAG) als geothermischer Zielhorizont genutzt.

Mit Hilfe numerischer Modellierungen, so genannter diskreter 2D-Kluft-Modelle, sollten folgende Ziele verfolgt werden:

- Ermittlung der richtungsabhängigen Durchlässigkeit eines geklüfteten Gesteinskörpers,
- Bestimmung des repräsentativen Elementarvolumens (REV),
- Beurteilung der Rolle des Spannungsfeldes auf die Strömungsprozesse,
- Verhalten des Kluftsystems unter hydraulischer Stimulation.

Um die numerischen Analysen möglichst realitätsnah durchführen zu können, wurden in einem ersten Schritt relevante Kluftparameter in Aufschlussanalogen aufgenommen. Die Aufschlussaufnahmen gingen vom Raum Göttingen als Kerngebiet aus und erstrecken sich vom Reinhardswald über den Solling zum Göttinger Eichsfeld. Die Analysen konzentrieren sich auf die anstehende Solling-Formation, die im Untersuchungsgebiet charakteristische regionale Schwankungen in der Mächtigkeit aufweist. Die entsprechenden Regio-

nen wurden deshalb differenziert analysiert. Ferner wurden zur Beurteilung des Kluftsystems Kluftorientierungen, -abstände und -längen aufgenommen.

Die Ergebnisse zeigen, dass in allen Aufschlüssen ein zweischariges Kluftsystem mit annähernd Nord-Süd- und Ost-West-streichenden Klüften zu erkennen ist, die senkrecht zu den nahezu söhlig lagernden Schichtflächen orientiert sind. In Bezug auf die Streuung der Orientierungsdaten sind zwischen den beiden steil stehenden Kluftscharen Unterschiede festzustellen. Die Nord-Süd-streichenden Klüfte zeigen gegenüber den Ost-West-streichenden Klüften eine straffere Regelung.

Die Abstände zwischen benachbarten Kluftflächen zeigen eine Abhängigkeit zur Schichtmächtigkeit. Der statistische Zusammenhang wird als Steigung einer Beziehung (Kluftabstandskoeffizient) aus den Kluftabstandswerten und der Schichtmächtigkeit ausgedrückt. Analog zu den Kluftorientierungen sind kluftscharspezifische Unterschiede in den Kluftabständen zu beobachten. Bei einer exemplarisch betrachteten Schichtmächtigkeit von 50 cm weisen die regressiv berechneten Abstände der Nord-Süd-streichenden Klüfte der Region Reinhardswald Werte von 35 cm auf, während für die Ost-West-streichenden Klüfte Abstände von 50 cm berechnet wurden. Ferner zeigen sich regionale Unterschiede in den Kluftabständen bei vergleichbarer Schichtmächtigkeit. Der Reinhardswald zeigt generell die geringsten Abstände, während die Region Eichsfeld die größten Abstände aufweist.

Kluftlängen konnten aufgrund schlechter Aufschlussbedingungen nur in einem Aufschluss der Region Reinhardswald gemessen werden. Aus der ermittelten logarithmischen Häufigkeitsverteilung der Kluftspuren wurde eine mittlere Kluftlänge von 1,7 m berechnet, die jedoch gegenüber Geländebeobachtungen deutlich zu kurz erscheint. Im Gelände wurden zumeist Nord-Süd-streichende Klüfte beobachtet, die sich über mehrere Meter fortsetzen. Hingegen setzen Klüfte der Ost-West-streichenden Kluftscharen am Kontakt zur Nord-Süd-streichenden ab, so dass sich die Kluftlän-

gen aus den gemessenen Kluftabständen der Nord-Süd-streichenden Klüfte ergeben.

Die Geländeuntersuchungen zeigen insgesamt, dass die beiden steil stehenden Kluftscharen (Hauptklüfte und Nebenzklüfte) ungleichwertig entwickelt sind. Dieses findet sich in allen beschriebenen Kluftparametern wieder. Des Weiteren wird die Ausbildung des Kluftsystems wesentlich von der Schichtung kontrolliert, was in der Regel die Einteilung als schichtgebundenes Kluftsystem zulässt.

In einem nächsten Schritt wurden auf Grundlage statistischer Kluftparameter zweidimensionale diskrete Kluft-Modelle mit der Modellierungssoftware UDEC (Universal Distinct Element Code) erstellt. Die generierten Modelle repräsentieren Kluftoberflächen mit Kantenlängen von 5 m, 10 m, 20 m und 40 m. Obwohl regionale Unterschiede bezüglich der geometrischen Kluftparameter festzustellen waren, konnte ausschließlich für die Region Reinhardswald eine ausreichende Datengrundlage für eine Kluftnetzgenerierung geschaffen werden. Die Generierung der diskreten Kluft-Modelle stützte sich daher auf die erhobenen statistischen Kluftparameter der Region Reinhardswald. Da es sich ferner um schichtgebundene Kluftsysteme handelt, wurden die Kluftparameter für eine repräsentative Bankmächtigkeit von 55 cm ausgewertet.

Die Ergebnisse legen dar, dass die diskreten Kluft-Modelle eine große Ähnlichkeit mit im Gelände zu beobachtenden Kluftsystemen haben. Da die Klüfte hierarchisch generiert werden, konnten zudem die kluftcharakteristischen Eigenschaften der Haupt- und Nebenzklüfte realistisch abgebildet werden.

Um eine richtungsabhängige Durchlässigkeit in den diskreten Kluft-Modellen zu charakterisieren, wurde der zweidimensionale Durchlässigkeitstensor unter Annahme einer einheitlichen Öffnungsweite von $200\ \mu\text{m}$ mit UDEC bestimmt. Um ferner Aussagen über das repräsentative Elementarvolumen (REV) treffen zu können, wurden Durchlässigkeitstensoren mit zunehmender Kluftnetzgröße (Netze mit der Kantenlänge 5 m bis 40 m) berechnet.

Die Auswertung verdeutlicht, dass die maximalen Durchlässigkeiten mit der Hauptkluftichtung zusammenfallen und Durchlässigkeiten von $1,35 \cdot 10^{-5}\ \text{m/s}$ für ein betrachtetes Modell mit der

Kantenlänge von 10 m aufweisen. In Richtung der Nebenzklüfte sind die Durchlässigkeiten mit Werten von $4,07 \cdot 10^{-6}\ \text{m/s}$ am geringsten. Die Anisotropie der Durchlässigkeit, d.h. das Verhältnis der Richtung mit der größten Durchlässigkeit zur Richtung mit der kleinsten Durchlässigkeit, liegt bei einem Modell mit der Kantenlänge von 10 m bei 3,1. Zudem sind mit zunehmender Kluftnetzgröße nur geringe Änderungen bezüglich des Durchlässigkeitsensors festzustellen, so dass ein REV bei einer Kluftnetzgröße von 10 m x 10 m angenommen werden kann.

In einem weiteren Schritt wurde der Einfluss der Tiefe auf die hydraulische Durchlässigkeit mit der Software UDEC und dem empirischen Barton-Bandis-Modell (BB-Modell) untersucht. Das BB-Modell leitet unter Anwendung charakteristischer mechanischer Parameter die Kluftöffnungsweite unter einer bestimmten Belastung, d.h. Tiefe, automatisch ab. Die für die hydromechanischen Modellierungen notwendigen Eingabeparameter des BB-Modells und des intakten Gesteins wurden für jede Region differenziert erhoben. Hierfür kam ein umfangreiches Messprogramm im Labor oder in Aufschlüssen zum Einsatz.

Als wichtige Eingabeparameter des intakten Gesteins wurde der Kompressions- und Schermodul berechnet. Die Region Reinhardswald weist die größten Kompressions- und Schermoduln von 10,57 GPa und 7,93 GPa auf. Für das Eichsfeld wurden insgesamt die niedrigsten Werte mit 4,66 GPa (Kompressionsmodul) und 3,50 GPa (Schermodul) ermittelt. Die Region Solling liegt mit einem Kompressionsmodul von 8,18 GPa und einem Schermodul von 6,14 GPa dazwischen. Das BB-Modell verlangt zur Simulation des Verformungsverhaltens entlang der Kluftoberflächen als weitere essentielle Eingabegrößen die Druckfestigkeit der Kluftwandung (JCS), den Klufttraugigkeitskoeffizienten (JRC) sowie die uniaxiale Druckfestigkeit des intakten Gesteins. Die feinkörnigen, gering porösen (deutlich unter 8 Vol. %) Sandsteine des Reinhardswaldes zeigen mit 125 MPa (parallel zur Schichtung) die größten Druckfestigkeitswerte, während die Regionen Solling und Eichsfeld Werte von 92 MPa bzw. 40 MPa (parallel zur Schichtung) zeigen. Analog dazu sind die Druckfestigkeiten der Kluftoberflächen für den Reinhardswald mit Werten von 88,6 MPa am größten. Der Solling und das Eichsfeld zeigen Wer-

te von 63,0 MPa bzw. 31,7 MPa. Für die Sandsteine des Reinhardswaldes wurden im Mittel die höchsten Kluftrauigkeitskoeffizienten von 11,2 bestimmt, wohingegen die Sandsteine des Sollings und des Eichsfeldes mit Werten von 9,1 und 8,4 geringer sind. Analog zum Kluftsystem zeigt die untersuchte Solling-Formation des Mittleren Buntsandsteins somit deutliche Unterschiede in den mechanischen Eigenschaften der Gesteine, die mit der paläogeographischen Position der abgelagerten Sedimente in Zusammenhang gebracht werden können.

Da es sich ferner bei den Modellierungen nicht um eine explizite Lagerstätte handelt, mussten Spannungsdaten aus dem Norddeutschen Becken herangezogen werden. Die Spannungsbeträge und -richtungen wurden aus den in der Literatur aufgeführten Daten abgeschätzt. Die größte Horizontalspannung σ_H ist Ost-südost-Westnordwest orientiert und daher gedreht zur räumlichen Orientierung des orthogonalen Kluftsystems. Sie bildet somit einen Winkel von 60° zu den Hauptklüften, während die Nebenklüfte in einem Winkel von 30° zur größten Horizontalspannung orientiert sind.

In einem ersten Schritt wurden die Veränderungen der hydraulischen Öffnungsweiten von der Oberfläche bis in 3000 m Tiefe analysiert. Die Ergebnisse zeigen für die Region Reinhardswald mediane hydraulische Öffnungsweiten, die von $80 \mu\text{m}$ an der Erdoberfläche auf $40 \mu\text{m}$ in 3000 m Tiefe abnehmen. Für die Region Solling konnten Öffnungsweiten von $35 \mu\text{m}$ ermittelt werden, die auf etwa $8 \mu\text{m}$ sinken. Die Region Eichsfeld zeigt zu Beginn mit Öffnungsweiten von $5 \mu\text{m}$ die geringsten Werte, die bereits in 100 m Tiefe fast vollständig geschlossen sind. Die Beobachtungen entsprechen dem grundlegenden Verformungsverhalten, bei dem die Kluftschließung vorwiegend durch die Kluftnormalsteifigkeit gesteuert wird. Das BB-Modell errechnet beide Größen u.a. aus der Druckfestigkeit des intakten Gesteins sowie aus der Festigkeit und der Rauigkeit der Kluftoberfläche. Für die Region Reinhardswald ergeben sich daraus im Vergleich zu den anderen Regionen höhere Steifigkeitswerte, so dass die Kluftöffnungsweiten insgesamt größer sind.

Des Weiteren zeigt sich, dass das angelegte anisotrope Spannungsfeld zu kluftcharspezifischen Öffnungsweiten führt. Auf den Hauptklüften lasten gegenüber den Nebenklüften effektive

Normalspannungen, die um den Faktor 1,5 größer sind und somit zu einer größeren Schließung der Hauptklüfte führen. Generell sind die Unterschiede in den berechneten Öffnungsweiten jedoch als sehr gering zu betrachten. So wurden beispielsweise für die Nord-Süd-streichenden Hauptklüfte der Region Reinhardswald in 100 m Tiefe Öffnungsweiten von etwa $55 \mu\text{m}$ berechnet, während entlang der Ost-West-streichenden Nebenklüfte Öffnungsweiten von etwa $59 \mu\text{m}$ simuliert wurden. Ab einer Tiefe von 500 m hebt sich die Anisotropie auf, da sich die Klüfte vollständig schließen und spannungsunabhängig eine residuale Öffnungsweite aufweisen.

Eine Charakterisierung der Fließrichtung zeigt, dass die Ellipsen des 2D-Durchlässigkeitstensors aufgrund der Öffnungsweitenabnahme mit der Tiefe kleiner werden, jedoch ändert sich die Fließrichtung aufgrund der beschriebenen kluftcharspezifischen Öffnungsweitenverteilung kaum. Entlang der Hauptkluftrichtung ist weiterhin die dominante Durchlässigkeit zu messen, so dass der Ausbildung des Kluftsystems gegenüber dem Spannungsfeld ein wesentlich größerer Einfluss auf die Fließrichtung zugesprochen werden kann.

Die numerisch modellierten Permeabilitäten für eine Tiefe von 3000 m ergeben für die Regionen Reinhardswald und Solling Werte, die in der Größenordnung von 10^{-14}m^2 und 10^{-17}m^2 liegen und damit in jener Spannbreite (10^{-19}m^2 bis 10^{-13}m^2), die für geklüftete Gesteine angegeben werden (Rutqvist & Stephansson, 2003). Unter Annahme einer simulierten Einheitsmächtigkeit von 1 m erreichen die Sandsteine allerdings nicht die für eine effiziente geothermische Nutzung nötigen Transmissibilitäten von 2^{-12}m^3 (Paschen *et al.*, 2003). Eine geothermische Nutzung des simulierten Buntsandsteins wäre in großen Tiefen somit nur nach Stimulationsarbeiten möglich.

In weiteren Modellierungen wurde das hydro-mechanische Verhalten des Gesteins und der Klüfte im Vorfeld einer hydraulischen Stimulation simuliert. Der Vorgang basiert in der Regel auf einer Erhöhung des Wasserdrucks, der zu einer Verringerung der auf den Kluftflächen wirkenden effektiven Normalspannungen führt. Unter niedrigen Injektionsraten werden in einem geklüfteten Reservoir generell Scherbewegungen entlang bestehender Bruchflächen, so genannte Gleitreibungspro-

zesse, ausgelöst, die eine Verbesserung der hydraulischen Eigenschaften bewirken. Dagegen führen hohe Injektionsraten in der Regel zu einer vollständigen Öffnung bestehender Klüfte.

Die Modellierungen wurden mit einem diskreten Kluftnetz mit der Kantenlänge von 50 m unter Anwendung der mechanischen Parameter für Gesteine der Region Reinhardswald durchgeführt. Die gewählten Spannungsdaten repräsentieren ein Reservoir in 3000 m Tiefe. Unter der verwendeten Injektionsrate von 50 l/s, welche eine bei geothermischen Stimulationsmaßnahmen genutzte Pumprate darstellt, zeigt sich mit der Zeit eine vollständige Öffnung der Klüfte im Nahbereich des Bohrloches. Der Vorgang entspricht einer massiven hydraulischen Stimulation, bei der die auf die Kluftflächen wirkenden effektiven Normalspannungen vollständig aufgehoben werden und die Kluftwandungen untereinander den Kontakt verlieren. Deutliche Veränderungen in den Öffnungsweiten konnten aufgrund des nicht-linearen Verformungsverhaltens der Klüfte erst festgestellt werden, als die Normalspannungen drastisch verringert wurden und kleine Magnituden aufwiesen. Da der Druck des Wassers generell keinen Einfluss auf die Scherspannungen hat, waren diese während der Simulation nahezu konstant.

Im Moment der vollständigen Kluftöffnung wurden im Bohrloch Druckdifferenzen zum *in situ* Kluftwasserdruck von etwa 46 MPa gemessen. Ein Vergleich mit Literaturdaten zeigt, dass die unter den Injektionsraten simulierten Druckerhöhungen in der Größenordnung jener Werte liegen, die bei geothermischen Projekten ermittelt wurden. Im GeneSys Projekt wurden ähnlich hohe Injektionsdrücke (Bohrlochkopf) von 34 bis 46 MPa gemessen (Kehrer *et al.*, 2007).

Eine Öffnung findet als Erstes an Nebenkluftten statt, die am Bohrloch angebunden sind. Aufgrund des anisotropen Spannungsfeldes sind die effektiven Normalspannungen, die auf den Nebenkluftten lasten, mit Werten von 29 MPa gegenüber Normalspannungen auf den Hauptklüften von 43 MPa geringer. Daher wurden an diesen die Spannungen durch den Kluftwasserdruck zuerst aufgehoben. Eine sich fortsetzende Öffnung der Klüfte konnte jedoch nicht simuliert werden, da sich die verwendete Modellierungssoftware UDEC bei der Kluftöffnung numerisch instabil verhält und somit die Grenze der Aussagekraft erreicht

wird. Die geöffneten Klüfte bilden somit nur einen recht kleinen Bereich um das Bohrloch, mit denen jedoch erste Aussagen über die sich entwickelnden Öffnungspfade gegeben werden können. Kleinräumig betrachtet sind „facettenförmige“ Öffnungen entlang des Kluftsystems zu sehen, die jedoch regional grundsätzlich der Ausrichtung der größten Horizontalspannung folgen.

Während der Modellierung konnten nur geringe Scherversatzbeträge entlang der Klüfte von etwa 0,1 mm festgestellt werden. Die größten Beträge mit Werten von über 5 mm sind nach der Kluftöffnung und entlang der vollständig geöffneten Klüfte zu beobachten. Somit treten bei einer massiven hydraulischen Stimulation, d.h. einer Kluftöffnung, nicht nur senkrecht sondern auch parallel zur Kluftoberfläche Deformationsprozesse auf.

Im Rahmen der Modellierungen konnten jedoch keine Gleitreibungsprozesse, wie sie häufiger in Geothermieprojekten zu beobachten sind, simuliert werden, da der Anstieg des Kluftwasserdruckes so rasch erfolgt, dass schließlich eine Kluftöffnung forciert wird. Dennoch geben die im Modell beobachteten kleineren Scherbewegungen im Vorfeld der vollständigen Kluftöffnung einen Eindruck über potenzielle Gleitreibungsorte. Im Modell treten Scherbewegungen in einer elliptischen Ausbreitsregion um das Bohrloch auf und entsprechen den Bereichen, in denen der Kluftwasserdruck durch die Injektion erhöht wurde. Da der Anstieg des Kluftwasserdruckes infolge der Injektion in Richtung der Hauptklüfte schneller erfolgt, wird eine dominante Stimulation in dieser Richtung als wahrscheinlich angesehen. Die Platzierung einer Bohrungsdublette im Streichen der Hauptklüfte wird daher als sinnvoll betrachtet.

Aus den Ergebnissen der Arbeit lassen sich zusammenfassend folgende Schlüsse ziehen:

- Detaillierte strukturgeologische Geländeaufnahmen erlauben es, ein Kluftsystem dreidimensional zu analysieren, um relevante Kluftparameter zu erheben. Mittels der Parameter Kluftorientierung, -abstand und -länge konnten realistische diskrete zweidimensionale Kluft-Modelle erzeugt werden, die mit im Gelände zu beobachtenden Kluftsystemen eine hohe Ähnlichkeit zeigen.
- In den untersuchten orthogonalen Kluftsystemen

men, wie sie häufig in Sedimenten anzutreffen sind, ist die ungleichwertige Entwicklung beider Kluftscharen die Regel. Mittels hydraulischer Modellierungen konnte nachgewiesen werden, dass die Ungleichwertigkeit beider Kluftscharen zu einer ausgeprägten Durchlässigkeitsanisotropie führt.

- Die Ausbildung des Kluftsystems wird wesentlich von der Schichtung kontrolliert und kann generell als schichtgebundenes System bezeichnet werden. Mit Hilfe der berechneten Kluftabstandskoeffizienten können die Kluftabstände für unterschiedliche Schichtmächtigkeiten prognostiziert werden.
- Ein minimales REV kann für die erstellten zweidimensionalen diskreten Kluft-Modelle der Region Reinhardswald bereits bei einer Kantenlänge von 10 m angenommen werden.
- Die Laboranalysen haben ergeben, dass die untersuchte Solling-Formation des Mittleren Buntsandsteins analog zum Kluftsystem deutliche Unterschiede in den mechanischen Eigenschaften zeigt, die mit der paläogeographischen Position der abgelagerten Sedimente und der damit verbundenen petrographischen Variation in Zusammenhang gebracht werden können. Bezüglich der Porositäten und des Zementationsgrades gleichen sich die untersuchten Sandsteine des Reinhardswaldes mit geothermisch interessanten Buntsandsteinen des Norddeutschen Beckens.
- Eine Abschätzung der Permeabilitäten, die mittels an der Oberfläche bestimmter Kluft- und Gesteinseigenschaften berechnet wurde, ergibt für eine Tiefe von 3000 m eine für die geothermische Nutzung zu geringe hydraulische Durchlässigkeit, weshalb eine Stimulation erforderlich wäre.
- Des Weiteren konnte anhand der hydromechanischen Modellierungen nachgewiesen werden, dass auch mit der Tiefe die Ausbildung des Kluftsystems gegenüber dem anisotropen Spannungsfeld einen wesentlich größeren Einfluss auf die Fließrichtung des Wassers hat. Die Verringerung der Kluftöffnungsweite mit der Tiefe wird vorwiegend durch die Kluftnormalsteifigkeit gesteuert, weshalb bei steiferen Gesteinen in der Regel mit höheren Durchlässigkeiten zu rechnen ist. In größeren Erdtiefen nehmen die Klüfte eine residuale Öffnungsweite an und sind gegenüber Spannungsänderungen resistent.
- Mittels der hydromechanischen Modellierungen konnten die Öffnungsprozesse bei einer massiven hydraulischen Stimulation unter Verwendung einer realistischen Injektionsrate simuliert werden. Durch die Anpassung der Modellparameter (Kluftgeometrie, Spannungsfeld, mechanische Gesteins- und Kluftigenschaften etc.) lassen sich somit die für eine Stimulation benötigten charakteristischen Injektionsdrücke eines Standortes prognostizieren.
- Scherbewegungen während der Stimulation treten nicht homogen verteilt um das Bohrloch auf, sondern gehäuft in Richtung der dominanten Fließrichtung. Da diese Regionen potenzielle Gleitreibungsorte darstellen, würde eine Platzierung der Bohrungsdublette parallel zur Hauptklufttrichtung eine höhere hydraulische Ergiebigkeit erbringen.

9. Ausblick

Auch wenn die Erhebung von Kluftparametern in Aufschlüssen im Vergleich zu anderen Methoden eine detaillierte Aufnahme ermöglicht, so konnten nur bedingt Aussagen über die Kluftlängen getroffen werden. Die Kluftlängen wurden in relativ kleinen Beobachtungsfenstern aufgenommen, so dass ein Großteil der Klüfte abgeschnitten und somit nicht vollständig erfasst wird. Um Aussagen über die Kluftlängen mittels der beschriebenen maßstabsunabhängigen Potenzverteilung zu treffen, müssten die Kluftlängen in größeren Untersuchungsfenstern gemessen werden. Dies setzt jedoch spezielle Aufschlussbedingungen voraus, die eine großflächige Aufsicht auf das Kluftsystem ermöglichen.

Eine weitere Problematik besteht darin, dass sich die Geländeuntersuchungen auf Bereiche beschränkten, in denen das Kluftsystem homogen ausgebildet ist. Im Nahbereich von Störungen ist das Kluftsystem häufig charakteristisch verändert, was drastische Auswirkungen auf die Strömungsprozesse haben kann. Da Tiefenstörungen im Rahmen der Tiefengeothermie eine wichtige Rolle spielen, bedarf es daher weiterer Forschungsbemühungen, um ihren Einfluss auf die geothermische Nutzung zu untersuchen.

Des Weiteren hat ein Vergleich der simulierten Kluftpermeabilitäten mit im Labor bestimmten Matrixpermeabilitäten ergeben, dass der verwendete Modellansatz, mit Annahme einer bevorzugten Strömung entlang der Klüfte, mit Bedacht gewählt werden muss. Für die Region Solling konnte gezeigt werden, dass in Tiefen von 3000 m die Matrixpermeabilität gegenüber der Kluftpermeabilität einen höheren Einfluss auf die Gesamtpermeabilität hat. Um diesen Einfluss auf Gesamtpermeabilität zu charakterisieren, wären Doppelkontinuum-Modelle geeignet. Da die Klüfte in der Tiefe unabhängig ihrer Orientierung eine konstante residuale Kluftöffnungsweite annehmen, behält die im Rahmen dieser Arbeit getroffene Aussage zur Größe des REV auch in großen Tiefen weiterhin Gültigkeit. Die Hauptkomponenten des Durchlässigkeitstensors lassen sich unter Anwen-

dung des kubischen Gesetzes auf die entsprechende Öffnungsweite skalieren und sind somit als effektive Parameter für die Doppel-Kontinuum-Modelle verwendbar.

Im Rahmen der hydromechanischen Modellierungen konnten Gleitreibungsprozesse im Modell nur unzureichend simuliert werden, da während der Simulation keine konstanten Druckbedingungen erreicht wurden. Um die Effekte zur Gleitreibung nachzubilden, wäre eine Simulation mit geringeren Injektionsraten denkbar, damit sich im Modell ein vom Bohrloch ausgehendes konstantes Druckgefälle ausbilden kann. Damit verbunden wären längere Simulationsspannen und ein entsprechend veränderter Modellaufbau, welcher die Druckausbreitung über die Modellränder mittels einer dynamischen Anpassung des Kluftwasserdrucks durch die Randbedingungen ermöglicht.

Zudem wurden mit den Modellierungen ausschließlich hydraulisch-mechanisch gekoppelte Prozesse untersucht. Im Rahmen der Modellierungen wurde für die Tiefe eine realistische dynamische Viskosität berechnet, allerdings wurden Temperatureffekte auf das intakte Gestein vernachlässigt. Eine Temperaturerhöhung mit der Tiefe führt generell zu einer Expansion des Gesteins, weshalb mit einer Verringerung der Kluftöffnungsweiten zu rechnen ist. Wird das heiße Wasser gefördert und anschließend in das Reservoir reinjiziert, können die erkalteten Wässer außerdem zu einer thermalen Kontraktion des Gesteins führen. Insbesondere für die Tiefengeothermie spielen daher auch Temperatureffekte eine wesentliche Rolle, weshalb thermisch-hydraulisch-mechanisch (THM) gekoppelte Modellierungen denkbar wären.

Eine große Einschränkung in der Aussagekraft der durchgeführten numerischen Modellierungen ist sicherlich der zweidimensionale Ansatz. In einer kompletten Schichtenfolge ist zusätzlich zu den vertikalen Klüften mit Strömungsprozessen entlang der Schichtflächen zu rechnen. Ferner sollten die vertikalen, d.h. schichtnormalen Fließprozesse im Modell betrachtet werden. Insbesondere die zu beobachtende kluftscharspezifische Erstre-

ckung von Klüften über Schichtkontakte (Wechselagerungen von Ton-/Siltsteinen mit Sandsteinen) hinweg könnte die vertikale Permeabilität entscheidend beeinflussen. Dies ist besonders im Rahmen des geothermisch genutzten Einlochbohrverfahrens von Bedeutung, da dieses eine Zirkulation des Wassers in vertikalen Brüchen des Reservoirs vorsieht. Darum sollte in weiteren Forschungsarbeiten der in dieser Arbeit verfolgte methodische Ansatz auf eine dreidimensionale Betrachtung erweitert werden.

Zuletzt muss gezeigt werden, inwieweit sich die Erkenntnisse der Arbeit auf geothermische Projekte überführen lassen. Insgesamt hat die Ausbildung des Kluftsystems bei allen Untersuchungen gegenüber anderen Parametern einen entscheidenden Einfluss auf die hydraulische Ergiebigkeit des Gesamtsystems. Das Kluftsystem kann jedoch regional sehr unterschiedlich ausgebildet sein, so dass Daten über die wesentlichen Eigenschaften des Kluftsystems für jeden Standort individuell erfolgen müssen. Es muss ferner überprüft werden, in welchem Ausmaß die Ergebnisse der Arbeit auf tiefe Reservoirs zu übertragen sind. Denkbar wären Untersuchungen an Bohrkernen und/oder -löchern, um erste Informationen über das Kluftsystem in der Tiefe zu erhalten. Die in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse könnten die limitierten Daten dabei ergänzen, um schließlich ein für den Standort charakteristisches Bruchsystem zu prognostizieren. Erst unter dieser Voraussetzung wird eine nach der Modellentwicklung notwendige Validierung mit in situ Messergebnissen, welche Hinweise auf die bevorzugte Fließrichtung geben (z.B. Tracerversuche), als sinnvoll betrachtet.

Literaturverzeichnis

- Acuna, J.A., & Yortsos, Y.C. 1995. Application of Fractal Geometry to the Study of Networks of Fractures and their Pressure Transient. *Water Resources Research*, **31**, 527–527.
- Adams, J.J., & Bachu, S. 2002. Equations of State for Basin Geofluids: Algorithm Review and Inter-comparison for Brines. *Geofluids*, **2**(4), 257–271.
- Aigner, T., & Bachmann, G.H. 1992. Sequence-Stratigraphic Framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology*, **80**(1-2), 115–135.
- Aigner, T., & Bachmann, G.H. 1998. Sequence Stratigraphy of the Germanic Triassic: A Short Overview. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, **B(6)**, 23–26.
- Aki, K., Fehler, M., Aamodt, R.L., Albright, J.N., Potter, R.M., Pearson, C.M., & Tester, J.W. 1982. Interpretation of Seismic Data from Hydraulic Fracturing Experiments at the Fenton Hill, New Mexico, Hot Dry Rock Geothermal Site. *Journal of Geophysical Research*, **87**(B2), 936–951.
- Angelier, J., Souffache, B., Barrier, E., Bergerat, F., Bouaziz, S., Bouroz, C., Creuzot, G., Ouali, J., & Tricart, P. 1989. Distribution de joints de tension dans un banc rocheux: loi théorique et espacements. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, **309**(20), 2119–2125.
- Aydan, O., & Kawamoto, T. 1990. Discontinuities and their Effect on Rock Mass. *In: Rock Joints: Proceedings of the International Symposium on Rock Joints, Loen, Norway, 4-6 June 1990*. Taylor & Francis.
- Bachmann, G.H. 1998. The Germanic Triassic: General. *Hallesches Jahrbuch der Geowissenschaften*, **B(6)**, 19–22.
- Bachmann, G.H., & Hoffmann, N. 1997. Development of the Rotliegend Basin in Northern Germany. *Geologisches Jahrbuch*, **103**, 9–31.
- Bachmann, G.H., Beutler, G., Hagdorn, H., & Hauschke, N. 1999. Stratigraphie der Germanischen Trias. *Trias-Eine ganz andere Welt. Pfeil Verlag, München*, 81–104.
- Backhaus, E. 1969. Die Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen oberer Fulda und unterem Neckar. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **118**, 193–206.
- Backhaus, E., Lohmann, H., & Regenhardt, H. 1958. Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). *Notizblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **86**, 192–201.
- Backhaus, E., Gramann, F., Kaefer, M., Lepper, J., Lohmann, H.H., Meiburg, P., Preuss, H., Rambow, D., & Ritzkowski, S. 1980. *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Reinhardswaldes 1:50000*. Wiesbaden.
- Baghbanan, A., & Jing, L. 2007. Hydraulic Properties of Fractured Rock Masses with Correlated Fracture Length and Aperture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **44**(5), 704–719.
- Bai, M., & Elsworth, D. 1994. Modeling of Subsidence and Stress-Dependent Hydraulic Conductivity for Intact and Fractured Porous Media. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **27**(4), 209–234.

- Bai, M., Meng, F., Elsworth, D., & Roegiers, J.C. 1999. Analysis of Stress-Dependent Permeability in Nonorthogonal Flow and Deformation Fields. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **32**(3), 195–219.
- Bai, T., & Pollard, D.D. 2000. Fracture Spacing in Layered Rocks: A New Explanation Based on the Stress Transition. *Journal of Structural Geology*, **22**(1), 43–57.
- Bai, T., Pollard, D.D., & Gao, H. 2000. Explanation for Fracture Spacing in Layered Materials. *Nature*, **403**(6771), 753–756.
- Bandis, S.C., Lumsden, A.C., & Barton, N.R. 1983. Fundamentals of Rock Joint Deformation. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **20**(6), 249–268.
- Bankwitz, P. 1966. Über Klüfte 2. Die Bildung der Klüftfläche und eine Systematik ihrer Strukturen. *Geologie*, **15**, 896–941.
- Barton, N., & Bandis, S.C. 1990. Review of Predictive Capabilities of JRC-JCS Model in Engineering Practice. *Pages 125–140 of: Proceedings of the International Symposium on Rock Joints, Leon, Norway*.
- Barton, N., & Choubey, V. 1977. The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice. *Rock Mechanics*, **10**(1-2), 1–54.
- Barton, N., & De Quadros, E.F. 1997. Joint Aperture and Roughness in the Prediction of Flow and Groutability of Rock Masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **34**(3), 252.e1–252.e14.
- Barton, N.R., Bandis, S., & Bakhtar, K. 1985. Strength, Deformation and Conductivity Coupling of Rock Joints. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, **22**, 121–140.
- Batzle, M., & Wang, Z. 1992. Seismic Properties of Pore Fluids. *Geophysics*, **57**, 1396.
- Bear, J. 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. *Environmental Science Series*. Elsevier.
- Beer, A.J., Stead, D., & Coggan, J.S. 2002. Technical note estimation of the joint roughness coefficient (JRC) by Visual Comparison. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **35**(1), 65–74.
- Bell, F.G. 2000. *Engineering Properties of Soils and Rocks*. Blackwell Publishing.
- Berkowitz, B. 2002. Characterizing Flow and Transport in Fractured Geological Media: A Review. *Advances in Water Resources*, **25**(8-12), 861–884.
- Bertani, R. 2005. World Geothermal Power Generation in the Period 2001–2005. *Geothermics*, **34**(6), 651–690.
- Billiaux, D., & Konietzky, H. 2005. Key issues in discontinuum modelling of flow in fractured media. *In: Barla G. & Barla, M. (Ed.): Proc. 11th International Conference of the International Association of Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG), June 2005, Turin*.
- Bindig, M. 1991. *Räumliche und zeitliche Entwicklung der Fluviatilen Environments der Solling-Formation (Buntsandstein, Germanische Trias)*. Ph.D. thesis, Technische Hochschule Darmstadt.
- Blum, P. 2004. *Upscaling of Hydro-Mechanical Processes in Fractured Rock*. Ph.D. thesis, The University of Birmingham.
- Blum, P., Mackay, R., Riley, M.S., & Knight, J.L. 2005. Performance Assessment of a Nuclear Waste Repository: Upscaling Coupled Hydro-Mechanical Properties for Far-Field Transport Analysis. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **42**(5-6), 781–792.
- Blum, P., Mackay, R., Riley, M.S., & Knight, J.L. 2007. Hydraulische Modellierung und die Ermittlung

- des repräsentativen Elementarvolumens (REV) im Kluftgestein. *Grundwasser*, **12**(1), 48–65.
- Bock, H. 1976. Einige Beobachtungen und Überlegungen zur Kluftentstehung in Sedimentgesteinen. *International Journal of Earth Sciences*, **65**(1), 83–101.
- Bock, H. 1980. Das Fundamentale Kluftsystem. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **131**, 627–650.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., & Berkowitz, B. 2001. Scaling of Fracture Systems in Geological Media. *Reviews of Geophysics*, **39**(3), 347–383.
- Boucher, G., Ryall, A., & Jones, A.E. 1969. Earthquakes Associated with Underground Nuclear Explosions. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 3808–3820.
- Bour, O., & Davy, P. 1997. Connectivity of Random Fault Networks Following a Power Law Fault Length Distribution. *Water Resources Research*, **33**(7), 1567–1583.
- Brace, W.F. 1964. Brittle Fracture of Rocks. *State of Stress in the Earth's Crust: Proceedings of the International Conference, June 13 & 14, 1963, Santa Monica, California*.
- Brady, B.H.G., & Brown, E.T. 2004. *Rock Mechanics: For Underground Mining*. Springer.
- Braun, R. 2006. Predicting Production Induced Changes in Reservoirs. *Oil Gas European Magazine*, **32**(3), 124–129.
- Brückener-Röhling, S., Hoffmann, N., Kockel, F., Krull, P., & M., Stumm. 1994. Die Struktur- und Mächtigkeitskarten des Norddeutschen Oberkarbon und Permbeckens und seiner Ränder - 1:500000. *unveröffentlichter Bericht der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover*.
- Brown, S.R. 1987. Fluid Flow Through Rock Joints: The Effect of Surface Roughness. *Journal of Geophysical Research*, **92**(B2), 1337–1347.
- Bruel, D., & Cacas, M.C. 1992. Numerical Modelling Technique: Contribution to the Soultz HDR Project. In Bresee, J.C. (Ed.): *Geothermal Energy in Europe - The Soultz Hot Dry Rock*, 267–279.
- Brune, J., & Thatcher, W. 2002. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology Part A (International Geophysics). **81**(A), 569–588.
- Bruno, M.S. 1994. Micromechanics of Stress-Induced Permeability Anisotropy and Damage in Sedimentary Rock. *Mechanics of Materials*, **18**, 31–48.
- Carlsson, A., & Olsson, T. 1979. Hydraulic conductivity and its stress dependence. *Proc. Worksh. on Low-flow, Low-Permeab. Measur. in Largely Impermeab. Rocks. Paris*, 249–259.
- Castaing, C., Genter, A., Chiles, J.P., Bourgine, B., & Ouillon, G. 1997. Scale Effects in Natural Fracture Networks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **34**(3), 389–389.
- Chen, M., & Bai, M. 1998. Modeling Stress-Dependent Permeability for Anisotropic Fractured Porous Rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences (1997)*, **35**(8), 1113–1119.
- Chernyshev, S.N., & Dearman, W.R. 1991. *Rock Fractures*. Butterworth-Heinemann.
- Cloos, H. 1936. *Einführung in die Geologie*. Bornträger, Berlin.
- Cook, A.C., & Johnson, K.R. 1970. Early Joint Formation in Sediments. *Geological Magazine*, **107**(4), 361–368.
- Cook, N.G.W. 1992. Jaeger Memorial Dedication Lecture-Natural Joints in Rock: Mechanical, Hydraulic and Seismic Behaviour and Properties under Normal Stress. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **29**, 198–223.

- Cooke, M.L., & Underwood, C.A. 2001. Fracture Termination and Step-Over at Bedding Interfaces due to Frictional Slip and Interface Opening. *Journal of Structural Geology*, **23**(2-3), 223–238.
- Cruden, M. 1977. Describing the Size of Discontinuities. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics*, **14**, 133–137.
- Cundall, P.A. 1980. UDEC-A Generalised Distinct Element Program for Modelling Jointed Rock.
- David, C. 2006. *Buntsandstein-Bausandstein Marburger Bausandstein unter der Lupe*. Ph.D. thesis, Universität Marburg.
- David, C., Menendes, B., W., Zhu., & Wong, T.F. 2001. Mechanical Compaction, Microstructures and Permeability Evolution in Sandstones. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, **26**, 45–51.
- Davis, G.H., & Reynolds, S.J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons, New York.
- Dershowitz, W., Lee, G., Geier, J., Foxford, T., LaPointe, P., & Thomas, A. 1998. FracMan Interactive Discrete Feature Data Analysis, Geometric Modeling and Exploration Simulation. *User documentation, Version, 2*.
- Dershowitz, W.S. 1984. *Rock Joint Systems*. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Dershowitz, W.S., & Einstein, H.H. 1988. Characterizing Rock Joint Geometry with Joint System Models. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **21**(1), 21–51.
- Detournay, C., & Hart, R. 1999. FLAC and Numerical Modeling in Geomechanics. *In: Proceedings of the International FLAC Symposium on Numerical Modelling in Geomechanics, Mineapolis*. Balkema.
- Dewiere, L., Plas, F., & Tsang, C.F. 1996. Lessons Learned from DECOVALEX. *Developments in Geotechnical Engineering*, **79**, 495–504.
- Dietrich, P., Helmig, R., Sauter, M., Hötzl, H., Köngeter, J., & Teutsch, G. 2005. *Flow and Transport in Fractured Porous Media*. Springer.
- DIN-18130-1. 1998. *Baugrund - Untersuchung von Bodenproben; Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts - Teil 1: Laborversuche*. Tech. rept. Beuth Verlag, Berlin.
- DIN-22024. 1989. *Rohstoffuntersuchung im Steinkohlebergbau - Bestimmung der Spaltzugfestigkeit von Festgestein*. Tech. rept. Beuth Verlag, Berlin.
- DIN-EN-1926. 1999. *Prüfverfahren für Naturstein - Bestimmung der Druckfestigkeit*. Tech. rept. Verlag, Berlin.
- DIN-EN-1936. 1999. *Prüfung von Naturstein - Bestimmung der Reindichte, der Rohdichte, der offenen Porosität und der Gesamtporosität*. Tech. rept. Beuth Verlag, Berlin.
- Donath, B. 2002. *Normal Stiffness of Rock Fractures - An Experimental Investigation*. M.Phil. thesis, Technische Universität Berlin.
- Dürrast, H., Jahns, E., Tischer, T., & Siegesmund, S. 2001. Vorzugsorientierung der Mikrorißbildung im triaxialen Verformungsexperiment am Beispiel des Piesberger Sandsteins. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **152**(2–4), 611–620.
- Dürrast, H., Rasolofosaon, P.N.J., & Siegesmund, S. 2002. P-Wave Velocity and Permeability Distribution of Sandstones from Fractured Tight Gas Reservoir. *Geophysics*, **67**, 241–253.
- Durham, C., & Bonner, B.P. 1995. Closure and Fluid Flow in Discrete Fractures. *In: Proceedings of Fractured and Jointed Rock Conference, Lake Tahoe, California, June 1992*.

- Dyke, C. 1992. How Sensitive is Natural Fracture Permeability at Depth to Variation in Effective Stress? In: Myer L., Cook N.G.W., Goodman D., Tsang C.F. (eds) : *Fracture and Jointed Rock Masses, Proceeding of the Conference on Fractured and Jointed Rock Masses, Lake Tahoe, California, USA, June 1992*, 81–88.
- Economides, M.J., & Nolte, K.G. 2000. *Reservoir Stimulation*. Wiley, New York.
- Eisbacher, G.H. 1996. *Einführung in die Tektonik*. F. Enke, Stuttgart, Germany.
- Elliot, G.M, Brown, E.T., Boodt, P.I., & J.A., Hudson. 1985. Hydromechanical Behaviour of Joint in the Carmenelis Granite, SW England. In: Stephansson, O. Proceedings of the International Symposium on the Fundamentals of Rock Joints, 15–20 September, Börkliden, Sweden.
- Engesser, W. 2008. Oberflächennahe Geothermie in Baden-Württemberg. *Kongressband des Geothermiekongresses 2008 in Karlsruhe, 11-13 November*, 260–270.
- Esaki, T., Du, S., Mitani, Y., Ikusada, K., & Jing, L. 1999. Development of a Shear-Flow Test Apparatus and Determination of Coupled Properties for a Single Rock Joint. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences (1997)*, **36**(5), 641–650.
- Evans, K.F., Kohl, T., Hopkirk, R.J., & Rybach, L. 1992. Modelling of Energy Production from Hot Dry Rock Systems. *ETH Zürich/Polydynamics Ltd., Zürich, Endbericht für den Nationalen Energie-Forschungsfonds (NEFF)*.
- Evans, K.F., Cornet, F.H., Hashida, T., Hayashi, K., Ito, T., Matsuki, K., & Wallroth, T. 1999. Stress and Rock Mechanics Issues of Relevance to HDR/HWR Engineered Geothermal Systems: Review of Developments During the Past 15 Years. *Geothermics*, **28**(4-5), 455–474.
- Füchtbauer, H. 1988. *Sedimente und Sedimentgesteine.-4. Aufl.: 1141 S.* Stuttgart (Schweizerbart).
- Fitzner, B., Basten, D., & Snethlage, R. 1992. Gesteinsporosität-Klassifizierung, meßtechnische Erfassung und Bewertung ihrer Verwitterungsrelevanz. *Jahresberichte aus dem Forschungsprogramm Steinzerfall-Steinkonservierung*, **4**.
- Fossum, A. F. 1985. Effective Elastic Properties for a Randomly Jointed Rock Mass. *International Journal of Rock Mechanics Mining Science & Geomechanic Abstracts*, **22**(6), 467–470.
- Frey, M. 2008. Geothermie-Kraftwerk zur Wärme-und Stromversorgung. Geothermieprojekt in Landau. *Euroheat and Power -English Edition-*, **3**, 24.
- Frick, S., & Kaltschmitt, M. 2009. Ökologische Aspekte einer geothermischen Stromerzeugung – Analyse und Bewertung der Umwelteffekte im Lebensweg. *Erdöl, Erdgas, Kohle*, **125**, 37–42.
- Fridleifsson, I.B., Bertani, R., Huenges, E., Lund, J., Rangnarsson, A., & Rybach, L. 2008. The Possible Role and Contribution of Geothermal Energy to the Mitigation of Climate Change. *IPCC Scoping Meeting on Renewable Energy Sources, Proceedings, Luebeck, Germany, January 2008 (Hohmeyer, O. and Trittin, T. eds)*, 59–80.
- Fritzer, T., Settles, E., & Dorsch, K. 2004. *Bayerischer Geothermieatlas - Hydrothermale Energiegewinnung*. Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie.
- Gaertner, H. 1961. Die Ausbildung des Mittleren Buntsandsteins bei Brehme (Ohmgebirge) im thüringischen Eichsfeld. *Geologisches Jahrbuch*, **79**, 173–206.
- GDNRW. 2003. *Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland*. Geologischer Dienst NRW.
- Gens, A., Carol, I., & Alonso, E.E. 1995. Rock Joints: FEM Implementation and Applications. *Mechanics of Geomaterial Interfaces (Sevaldurai and Boulon, editors)*, 395.
- Gentier, S., & Hopkins, D. 1997. Mapping Fracture Aperture as a Function of Normal Stress Using

- a Combination of Casting, Image Analysis and Modeling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **34**, 3–4.
- Gentier, S., Riss, J., Archambault, G., Flamand, R., & Hopkins, D. 2000. Influence of Fracture Geometry on Shear Behavior. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **37**(1-2), 161–174.
- Gerard, A., Genter, A., Kohl, T., Lutz, P., Rose, P., & Rummel, F. 2006. The Deep EGS (Enhanced Geothermal System) Project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geothermics*, **35**(5-6), 473–483.
- Ghergut, J., Sauter, M., Erzinger, J., Huenges, E., Tischner, T., & Zimmermann, G. 2008. Über push-pull-Tests, smart tracers, und die nicht so smarten Tiefengeothermalreservoirire. *Kongressband des Geothermiekongresses 2008 in Karlsruhe, 11-13 November*, 190–200.
- Goodman, R.E. 1976. *Methods of Geological Engineering in Discontinuous Rocks*. West.
- Goodman, R.E., Taylor, R.L., & Brekke, T.L. 1968. A Model for the Mechanics of Jointed Rock. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, **94**(3), 637–659.
- Goult, N.R. 2003. Reservoir Stress Path during Depletion of Norwegian Chalk Oilfields. *Petroleum Geoscience*, **9**, 233–241.
- Grobler, H.P., Poropat, G., & Guest, A.R. 2003. Photogrammetry for Structural Mapping in Mining. *Proceedings of the 10th Congress of the International Society for Rock Mechanics, Sandton (Johannesburg), M. Handley & D. Stacey (éds.), The South African Institute of Mining and Metallurgy, Johannesburg*, 431–436.
- Gross, M.R. 1993. The Origin and Spacing of Cross Joints: Examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology*, **15**(6), 737–751.
- Gross, M.R., Fischer, M.P., Engelder, T., & Greenfield, R.J. 1995. Factors Controlling Joint Spacing in Interbedded Sedimentary Rocks: Integrating Numerical Models with Field Observations from the Monterey Formation, USA. *Society London Special Publications*, **92**(1), 215–233.
- Gutierrez, M., & Lewis, R.W. 1998. The Role of Geomechanics in Reservoir Simulation. Paper SPE/IRSM 47392. *Pages 8–10 of: Proceedings of Eurock*, vol. 98.
- Hakami, E., & Larsson, E. 1996. Aperture Measurements and Flow Experiments on a Single Natural Fracture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **33**(4), 395–404.
- Harper, T.R., & Last, N.C. 1990. Response of Fractured Rock Subject to Fluid Injection, Part II. Characteristic Behaviour. *Tectonophysics*, **172**(1-2), 33–51.
- Hazard, J.F., Young, R.P., & Oates, S.J. 2002. Numerical Modeling of Seismicity Induced by Fluid Injection in a Fractured Reservoir. *Pages 1023–1030 of: Mining and Tunnel Innovation and Opportunity, Proceedings of the 5th North American Rock Mechanics Symposium, Toronto, Canada*.
- Hedemann, H.A. 1950. *Entwicklung und Struktur des Sollinggewölbes*. Ph.D. thesis, TU Clausthal Zellerfeld.
- Hedemann, H.A. 1957. Die Gewölbstruktur des Solling und ihre Entstehung. *Geologisches Jahrbuch*, **72**, 529–638.
- Heinrichs, T., Bankwitz, P., & E., Bankwitz. 1994. DEKORP 3/MVE-90 (West) - preliminary geological interpretation of deep near-vertical reflection profile between the Rhenish and the Bohemian Massifs, Germany. *Zeitschrift der geologischen Wissenschaften*, **22**(6), 771–801.
- Helgeson, D.E., & Aydin, A. 1991. Characteristics of Joint Propagation across Layer Interfaces in Sedimentary Rocks. *Journal of Structural Geology*, **13**(8), 897–911.

- Helmig, R. 1993. *Theorie und Numerik der Mehrphasenströmungen in geklüftet-porösen Medien*. Ph.D. thesis, Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen.
- Herbert, A.W., & Lanyon, G.W. 1994. *NAPSAC (Release 3.0) Command Reference Manual*. AEA Technology.
- Herrmann, A., & Hofrichter, E. 1962. Zur Fazies der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke. *Geologische Jahrbuch*, **79**, 551–564.
- Herrmann, A., & Hofrichter, E. 1963. Faziesgliederung der tieferen Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins Südniedersachsens. *Geologisches Jahrbuch*, **80**, 653–740.
- Herrmann, A., Hinze, C., & Stein, V. 1967. Paläotektonische Deutung der Elfas-Überschiebung im südniedersächsischen Bergland. *Geologisches Jahrbuch*, **84**, 407–462.
- Herrmann, A., Hinze, C., Hofrichter, E., & Stein, V. 1968. Salzbewegungen und Deckgebirge am Nordostrand der Sollingscholle (Ahlsburg). *Geologisches Jahrbuch*, **85**, 147–164.
- Heuze, F.E. 1980. Scale Effects in the Determination of Rock Mass Strength and Deformability. *Rock Mechanics*, **12**(3-4), 167–192.
- Hitchmough, A.M., Riley, M.S., Herbert, A.W., & Tellam, J.H. 2007. Estimating the Hydraulic Properties of the Fracture Network in a Sandstone Aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology*, **93**(1-4), 38–57.
- Hölting, B., & Coldewey, W.G. 2005. *Hydrologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*. Elsevier Spektrum Akademischer Verlag.
- Hobbs, D.W. 1967. The Formation of Fension Joints in Sedimentary Rocks: An Explanation. *Geological Magazine*, **104**(6), 550–556.
- Hodgson, R.A. 1961. Classification of Structures on Joint Surfaces. *American Journal of Science*, **259**(7), 493.
- Hoek, E., & Bieniawski, Z.T. 1984. Brittle Fracture Propagation in Rock under Compression. *International Journal of Fracture*, **26**(4), 276–294.
- Hong, A.P., Li, Y.N., & Bazant, P. 1997. Theory of Crack Spacing in Concrete Pavements. *Journal of Engineering Mechanics*, **123**(3), 267–275.
- Hopkins, D.L. 2000. The Implications of Joint Deformation in Analyzing the Properties and Behavior of Fractured Rock Masses, Underground Excavations and Faults. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **37**(1-2), 175–202.
- Hoppe, M. 1976. Bildungsgeschichte des Buntsandsteins im Germanischen Buntsandsteinbecken. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **4**, 1457–1471.
- House, L. 1987. Locating Microearthquakes Induced by Hydraulic Fracturing in Crystalline Rock. *Geophysical Research Letters*, **14**(9), 919–921.
- Häring, M.O., Schanz, U., Ladner, F., & Dyer, B.C. 2008. Characterisation of the Basel 1 Enhanced Geothermal System. *Geothermics*, **37**, 469–495.
- Huang, Q., & Angelier, J. 1989. Fracture Spacing and its Relation to Bed Thickness. *Geological Magazine*, **126**(4), 355–362.
- Huenges, E., Holl, H.G., Legarth, B., Zimmermann, G., Saadat, A., & Tischner, T. 2004. Hydraulic Stimulation of a Sedimentary Geothermal Reservoir in the North German Basin: Case Study Gross Schönebeck. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 24–27.
- Isakov, E., Ogilvie, S.R., Taylor, C.W., & Glover, P.W.J. 2001. Fluid Flow Through Rough Fractures in

- Rocks I: High Resolution Aperture Determinations. *Earth and Planetary Science*, **191**(3-4), 267–282.
- Itasca. 2006a. *FLAC-User's Guide*. Itasca Consulting Group, Inc.
- Itasca. 2006b. *UDEC Special Features*. Itasca Consulting Group, Inc.
- Itasca. 2006c. *UDEC-Universal Distinct Element Code-Command Reference*. Itasca Consulting Group, Inc.
- Itasca. 2006d. *UDEC-Universal Distinct Element Code-Theory and Background*. Itasca Consulting Group, Inc.
- Itasca. 2006e. *UDEC-Universal Distinct Element Code-User's Guide*. Itasca Consulting Group, Inc.
- Ito, T., & Hayashi, K. 2003. Role of Stress-Controlled Flow Pathways in HDR Geothermal Reservoirs. *Pure and Applied Geophysics*, **160**(5), 1103–1124.
- Ito, T., & Zoback, M.D. 2000. Fracture Permeability and In Situ Stress to 7 km Depth in the KTB Scientific Drillhole. *Geophysical Research Letters*, **27**(7), 1045–1048.
- Jackson, C.P., Hoch, A.R., & Todman, S. 2000. Self-Consistency of a Heterogeneous Continuum Porous Medium Representation of a Fractured Medium. *Water Resources Research*, **36**(1), 189–202.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., & Zimmerman, R.W. 2007. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Blackwell Publishing.
- Ji, S., & Saruwatari, K. 1998. A Revised Model for the Relationship between Joint Spacing and Layer Thickness. *Journal of Structural Geology*, **20**(11), 1495–1508.
- Jing, L. 2003. A Review of Techniques, Advances and Outstanding Issues in Numerical Modelling for Rock Mechanics and Rock Engineering. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **40**(3), 283–353.
- Jing, L., & Hudson, J.A. 2002. Numerical Methods in Rock Mechanics. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **39**(4), 409–427.
- Jing, L., & Stephansson, O. 2007. *Fundamentals of Discrete Element Methods for Rock Engineering: Theory and Applications*. Elsevier Science.
- Jing, L., Tsang, C.F., Stephansson, O., & Kautsky, F. 1996. Validation of Mathematical Models against Experiments for Radioactive Waste Repositories: DECOVALEX Experience. *Developments in Geotechnical Engineering*, **79**, 25–56.
- Jing, L., Ma, Y., & Fang, Z. 2001. Modeling of Fluid Flow and Solid Deformation for Fractured Rocks with Discontinuous Deformation Analysis (DDA) Method. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **38**(3), 343–355.
- Jung, R. 2007. Geothermie - Stand und Aussichten der Tiefengeothermie in Deutschland. *Erdol Erdgas Kohle*, **123**, 60–67.
- Jupe, A. J., Green, A.S.P., & Wallroth, T. 1992. Induced Microseismicity and Reservoir Growth at the Fjällbacka Hot Dry Rocks Project, Sweden. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **29**(4), 343–354.
- Kabus, F., Lenz, G., Wolfgramm, M., Hoffmann, F., & Kellner, T. 2003. Studie zu den Möglichkeiten der Stromerzeugung aus hydrothermalen Geothermie in Mecklenburg-Vorpommern. Geothermie Neubrandenburg (GTN) GmbH. *Gutachten im Auftrag des Landes Mecklenburg-Vorpommern*.
- Kaltschmitt, M., Huenges, E., & Wolff, H. 1999. *Energie aus Erdwärme*. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie.

- Kawamoto, T., & Aydan, O. 1999. A Review of Numerical Analysis of Tunnels in Discontinuous Rock Masses. *International Journal of Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, **23**(1377), 1391.
- Kehrer, P., Orzol, J., Jung, R., Jatho, R., & Junker, R. 2007. The GeneSys Project a Contribution of GEOZENTRUM Hannover to the Development of Enhanced Geothermal Systems (EGS). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **158**, 119–132.
- Keller, A.A. 1997. High Resolution CAT Imaging of Fractures in Consolidated Materials. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **34**(3), 358–358.
- Kim, Y.I., Amadei, B., & Pan, E. 1999. Modeling the Effect of Water, Excavation Sequence and Rock Reinforcement with Discontinuous Deformation Analysis. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences (1997)*, **36**(7), 949–970.
- Koch, A., & Siegesmund, S. 2001. Gesteintechnische Eigenschaften ausgewählter Bausandsteine. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **152**(2–4), 681–700.
- Kohl, T., & Mégel, T. 2007. Predictive Modeling of Reservoir Response to Hydraulic Stimulations at the European EGS Site Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **44**(8), 1118–1131.
- Kolditz, O. 1994. Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen im geklüfteten. *NLFB Bericht*, **112281**, 202.
- Kolditz, O. 1997. *Strömung, Stoff- und Wärmetransport im Kluftgestein*. Borotraeger.
- Kosakowski, G. 1996. *Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen in geklüfteten Medien: Vom natürlichen Kluftsystem zum numerischen Gitternetzwerk*. VDI Verlag GmbH.
- Koutsabeloulis, N.C., & Hope, S.A. 1998. Coupled Stress/Fluid/Thermal Multi-Phase Reservoir Simulation Studies Incorporating Rock Mechanics. Paper SPE/IRSM 47393. *Pages 8–10 of: Proceedings of Eurock*, vol. 98.
- Krämer, F., & Kunz, H. 1969. Leithorizonte und Schichtausfälle im Buntsandstein Hessens und Thüringens. *Oberrheinische geologische Abhandlungen*, **18**, 67–76.
- Kulatilake, P., & Wu, T.H. 1984. Estimation of Mean Trace Length of Discontinuities. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **17**(4), 215–232.
- Kulatilake, P.H.S.W., Ucpirti, H., & Stephansson, O. 1994. Effects of Finite-Size Joints on the Deformability of Jointed Rock at the Two-Dimensional Level. *Canadian Geotechnical Journal*, **31**(3), 364–374.
- Kulhawy, F.H. 1975. Stress Deformation Properties of Rock and Rock Discontinuities. *Engineering Geology*, **9**(4), 327–350.
- Lachenbruch, A.H. 1961. Depth and Spacing of Tension Cracks. *Journal of Geophysical Research*, **66**(12), 4273–4292.
- Ladeira, F.L., & Price, N.J. 1981. Relationship between Fracture Spacing and Bed Thickness. *Journal of Structural Geology*, **3**(2), 179–183.
- Last, N.C., & Harper, T.R. 1990. Response of Fractured Rock Subject to Fluid Injection. Part I: Development of a Numerical Model. *Tectonophysics*, **172**(1-2), 1–31.
- Lee, C.H., & Farmer, I.W. 1993. *Fluid Flow in Discontinuous Rocks*. Chapman & Hall New York.
- Lee, H.S., & Cho, T.F. 2002. Hydraulic Characteristics of Rough Fractures in Linear Flow under Normal and Shear Load. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **35**(4), 299–318.

- Legarth, B.A. 2003. *Erschließung sedimentärer Speichergesteine für eine geothermische Stromerzeugung*. Ph.D. thesis, TU-Berlin.
- Lemcke, K. 1988. *Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit - Geologie von Bayern*. Stuttgart (Schweizerbart).
- Lempp, C., & Lerche, I. 2006. Correlation of Stress Directions across the North German Basin: Suprasalt and Subsalt Differences. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **157**(2), 279–297.
- Lepper, J. 1976. *Erläuterungen zu Blatt Bad Karlshafen Nr. 4322. - Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000+Ergänzungsheft*.
- Lepper, J. 1977. *Erläuterungen zu Blatt Uslar Nr. 4323. - Geol. Karte Niedersachsen 1:25000+Ergänzungsheft*. Hannover.
- Lepper, J. 1979. Zur Struktur des Solling-Gewölbes. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)*, **51**, 57–77.
- Lepper, J. 1991. *Beiheft zur geologischen Wanderkarte Mittleres Weserbergland mit Naturpark Solling-Vogler*.
- Lepper, J. 1993. Die Hannoverschen Klippen bei Karlshafen. *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover*, **135**, 213–219.
- Lepper, J. 1997. Vom Reinhardswald-Trog zum Solling-Gewölbe - Die strukturgeologische Entwicklung eines Teilbereichs der Hessischen Senke vom ausgehenden Paläozoikum bis ins Quartär (V). *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft: Regionale Geologie von Mitteleuropa*, **2**, 75.
- Lepper, J., & Röhling, H.G. 1998. Buntsandstein. *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften*, **B(6)**, 27–34.
- Li, B., Jiang, Y., Koyama, T., Jing, L., & Tanabashi, Y. 2008. Experimental Study of the Hydro-Mechanical Behavior of Rock Joints Using a Parallel-Plate Model Containing Contact Areas and Artificial Fractures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **45**(3), 362–375.
- Lohmann, H. 1959. *Zum Bau des Oberweserberglandes zwischen Hannoversch-Münden und Karlshafen*. Ph.D. thesis, Universität Hamburg.
- Long, J.C.S., Remer, J.S., Wilson, C.R., & Witherspoon, P.A. 1982. Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures. *Water Resources Research*, **18**(3), 645–658.
- Lukas, V., & Wenzel, B. 1991. Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge (Buntsandstein, Trias) in Nordhessen. *Geologisches Jahrbuch Hessen*, **119**, 103–117.
- Lund, J.W. 2000. World Status of Geothermal Energy Use: Overview 1995-1999. *Transactions-Geothermal Resources Council*, 383–388.
- Majer, E.L., Baria, R., Stark, M., Oates, S., Bommer, J., Smith, B., & Asanuma, H. 2007. Induced Seismicity Associated with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics*, **36**(3), 185–222.
- Mandl, G., & Harkness, R.M. 1987. Hydrocarbon Migration by Hydraulic Fracturing. *Geological Society London Special Publications*, **29**(1), 39.
- Mauldon, M. 1998. Estimating Mean Fracture Trace Length and Density from Observations in Convex Windows. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **31**(4), 201–216.
- McBride, E.F. 1963. A Classification of Common Sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, **33**(3),

664–669.

- Meier, D. 1985. *Untersuchungen über Erscheinungsformen, Gesetzmäßigkeiten und die Entstehung tektonischer Trennflächen in Lockersedimenten*.
- Meier, D., & Kronberg, P. 1989. *Klüftung in Sedimentgesteinen*. Ferdinand Enke, Stuttgart.
- Meischner, J. D. 1962. Neue Funde von Psammolimulus gottingensis (Merostomata, Xiphosura) aus dem Mittleren Buntsandstein von Göttingen. *Paläontologische Zeitschrift (H. Schmidt-Festband)*, 185–193.
- Menning, M., & Hendrich, A. 2005. Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2005. *Newsletters on Stratigraphy*, **41**, 1–405.
- Meyer, R.K.F., & Schmidt-Kaler, H. 1996. *Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500000*. Bayrisches Geologisches Landesamt.
- Min, K.B. 2004. *Fractured Rock Masses as Equivalent Continua - A Numerical Study*. Ph.D. thesis, Stockholm, Schweden.
- Min, K.B., Rutqvist, J., Tsang, C.F., & Jing, L. 2004. Stress-Dependent Permeability of Fractured Rock Masses: A Numerical Study. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **41**(7), 1191–1210.
- Moeck, I., Schandelmeier, H., & Holl, H.G. 2008. The Stress Regime in a Rotliegend Reservoir of the Northeast German Basin. *International Journal of Earth Sciences*, 1–12.
- Morales Demarco, M., Jahns, E., Rüdlich, J., Oyhantcabal, P., & Siegesmund, S. 2007. The Impact of Partial Water Saturation in Rock Strength: An Experimental Study on Sandstone. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **158**/4.
- Moreno, L., Tsang, Y.W., Tsang, C.F., Hale, F.V., & Neretnieks, I. 1988. Flow and Tracer Transport in a Single Fracture: A Stochastic Model and Its Relation to Some Field Observations. *Water Resources Research WREAO*, **24**(12).
- Mosch, S. 2009. *Optimierung der Exploration, Gewinnung und Materialcharakterisierung von Naturwerksteinen*. Ph.D. thesis, Universität Göttingen.
- Mutschler, T. 2004. Einaxiale Druckversuche an zylindrischen Gesteinsprüfkörpern. *Bautechnik*, **81**, 825–834.
- Narr, W. 1996. Estimating Average Fracture Spacing in Subsurface Rock. *AAPG Bulletin*, **80**(10), 1565–1586.
- Narr, W., & Suppe, J. 1991. Joint Spacing in Sedimentary Rocks. *Journal of Structural Geology*, **13**(9), 1037–1048.
- Neumann, S.P. 1994. Generalized Scaling of Permeabilities: Validation and Effect of Support Scale. *Geophysical Research Letters*, **21** (5), 349–352.
- Niitsuma, H. 2004. Detection of Hydraulically Created Permeable Structures in HDR/HWR Reservoir by High Resolution Seismic Mapping Techniques. *Coupled Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical Processes in Geo-Systems: Fundamentals, Modelling, Experiments and Applications*, 73.
- Nover, G., Heikamp, S., Kotny, A., & Duba, A. 1995. The Effect of Pressure on the Electrical Conductivity of KTB Rock. *Surveys in Geophysics*, **16**, 63–81.
- NRC, & CoFCaFF. 1996. *National Research Council and Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow: Rock Fractures and Fluid Flow Contemporary Understanding and Applications*. National Academy Press.

- Obert, L., & Duvall, W. I. 1967. *Rock Mechanics and the Design of Structures in Rock*. John Wiley & Sons, New.
- Odling, N.E. 1997. Scaling and Connectivity of Joint Systems in Sandstones from Western Norway. *Journal of Structural Geology*, **19**(10), 1257–1271.
- Odling, N.E., Gillespie, P., Bourguine, B., Castaing, C., Chilès, J.P., Christensen, N.P., Fillion, E., Gender, A., Olsen, C., Thrane, L., *et al.* 1999. Variations in Fracture System Geometry and Their Implications for Fluid Flow in Fractured Hydrocarbon Reservoirs. *Petroleum Geoscience*, **5**, 373–384.
- Ohnishi, Y., & Dharmaratne, P.G.R. 1990. Shear Behaviour of Physical Models of Rock Joints under Constant Normal Stiffness Conditions. *In: Rock Joints: Proceedings of the International Symposium on Rock Joints, Loen, Norway, 4-6 June 1990*.
- Olsson, R., & Barton, N. 2001. An Improved Model for Hydromechanical Coupling during Shearing of Rock Joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **38**(3), 317–329.
- Olsson, W.A., & Brown, S.R. 1993. Hydromechanical Response of a Fracture Undergoing Compression and Shear. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **30**(7), 845–851.
- Oron, A.P., & Berkowitz, B. 1998. Flow in Rock Fractures: The Local Cubic Law Assumption Reexamined. *Water Resources Research*, **34**(11), 2811–2825.
- Orzol, J., Jatho, R., Jung, R., Kehrer, P., & Tischner, T. 2004. The GeneSys Project-Development of Concepts for the Extraction of Heat from Tight Sedimentary Rocks. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 17–23.
- Osorio, J.G., Chen, H.Y., Teufel, L., & Schaffer, S. 1998. A Two-Domain, Fully Coupled Fluid-Flow/Geomechanical Simulation Model for Reservoirs with Stress-Sensitive Mechanical and Fluid-Flow Properties. *Pages 8–10 of: Proceedings of Eurock*.
- O’Sullivan, M.J., Pruess, K., & Lippmann, M.J. 2001. State of the Art of Geothermal Reservoir Simulation. *Geothermics*, **30**(4), 395–429.
- Pahl, P.J. 1981. Estimating the Mean Length of Discontinuity Traces. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **18**(3).
- Panda, B.B., & Kulatilake, P. 1999. Effect of Joint Geometry and Transmissivity on Jointed Rock Hydraulics. *Journal of Engineering Mechanics*, **125**(1), 41–50.
- Parrish, J.T. 1993. Climate of the Supercontinent Pangea. *Journal of Geology-Chicago*, **101**, 215–215.
- Paschen, H., Oertel, D., & Grünwald, R. 2003. *Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland: Sachstandsbericht*. TAB, Büro für Technikfolgenabschätzung beim Deutschen Bundestag.
- Patton, F.D. 1966. Multiple Modes of Shear Failure in Rock. *In: Proceedings of First Congress of International Society of Rock Mechanics, Lisbon, Portugal*.
- Paul, J. 1993. Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)*, **131**, 197–218.
- Paul, J. 1999. Fazies und Sedimentstrukturen des Buntsandsteins. *Trias-Eine ganz andere Welt*. Pfeil Verlag, München, 105–114.
- Peacock, D.C.P. 2006. Predicting Variability in Joint Frequencies from Boreholes. *Journal of Structural Geology*, **28**(2), 353–361.
- Peng, S., & Johnson, A.M. 1972. Crack Growth and Faulting in Cylindrical Specimens of Chelmsford

- Granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **9**, 37–86.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag.
- Pickering, G., Bull, J.M., & Sanderson, D.J. 1995. Sampling Power-Law Distributions. *Tectonophysics*, **248**(1-2), 1–20.
- Pine, R.J., & Batchelor, A.S. 1984. Downward Migration of Shearing in Jointed Rock during Hydraulic Injections. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **21**(5), 249–63.
- Pollard, D.D., & Aydin, A. 1988. Progress in Understanding Jointing over the Past Century. *Bulletin of the Geological Society of America*, **100**(8), 1181–1204.
- Price, N.J. 1959. Mechanics of Jointing in Rocks. *Geological Magazine*, **96**(2), 149–167.
- Price, N.J. 1966. *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock*. Pergamon Press, Oxford.
- Price, N.J. 1974. The Development of Stress Systems and Fracture Patterns in Undeformed Sediments: 3d International Congress. *Proceedings, Society of Rock Mechanics*, 487–495.
- Priest, S.D. 1993. *Discontinuity Analysis for Rock Engineering*. Springer.
- Priest, S.D., & Hudson, J.A. 1976. Discontinuity Spacings in Rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **13**, 135–148.
- Priest, S.D., & Hudson, J.A. 1981. Estimation of Discontinuity Spacing and Trace Length Using Scanline. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **18**, 183.
- Pyrak-Nolte, L.J., & Morris, J.P. 2000. Single Fractures under Normal Stress: The Relation between Fracture Specific Stiffness and Fluid Flow. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **37**(1-2), 245–262.
- Pyrak-Nolte, L.J., Myer, L.R., Cook, N.G.W., & Witherspoon, P.A. 1987. Hydraulic and Mechanical Properties of Natural Fractures in Low Permeability Rock. In: *Proceedings of the 6th International Congress of Rock Mechanics, Vol. I, Rotterdam*. A. A. Balkema.
- Pyrak-Nolte, L.J., Montemagno, C.D., & Nolte, D.D. 1997. Volumetric Imaging of Aperture Distributions in Connected Fracture Networks. *Geophysical Research Letters*, **24**(18).
- Röckel, T., & Lempp, C. 2003. Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken. *Erdöl, Erdgas, Kohle*, **119**(2), 73–80.
- Rüdrich, J., & Siegesmund, S. 2007. Salt and Ice Crystallisation in Porous Sandstones. *Environmental Geology*, **52**(2), 343–367.
- Rüdrich, J., Kirchner, D., Seidel, M., & Siegesmund, S. 2005. Beanspruchungen von Naturwerksteinen durch Salz- und Eiskristallisation im Porenraum sowie hygri-sche Dehnungsvorgänge. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **156**(1), 59–73.
- Renshaw, C.E. 1995. On the Relationship between Mechanical and Hydraulic Apertures in Rough-Walled Fractures. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B12), 24629–24636.
- Rettig, B. 1996. *Die Solling-Folge (mittlerer Buntsandstein) im Grenzgebiet: Niedersachsen, Thüringen, Hessen*. Vol. Heft35. Geologisches Institut der Universität Hannover.
- Röhling, H.G. 1991. A Lithostratigraphic Subdivision of the Early Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, based on Gamma Ray and Sonic Logs—Geol. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete*,

- Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie*), **119**, 3–24.
- Röhling, H.G., & Solms, M. 2001. *Projekt GeneSys - Lithologische und petrographische Untersuchungen im höheren Unteren und Mittleren Buntsandstein der Bohrung Hämelerwald-Z1*. Tech. rept. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover - Bericht.
- Richards, L.R. 1975. *The Shear Strength of Joints in Weathered Rock*. University of London.
- Richardson, E., & Jordan, T.H. 2002. Seismicity in Deep Gold Mines of South Africa: Implications for Tectonic Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(5), 1766–1782.
- Rockel, W., & Hurter, S. 2000. Tiefe Altbohrungen als Beitrag zur Nutzbarmachung klüftigporöser Speichergesteine (geologische Grundlagen). *Geothermische Technologieentwicklung. Scientific Technical Report STR00/23, GeoForschungsZentrum Potsdam*, 29–50.
- Rockel, W., & Schneider, H. 1999. Triassische Sandsteine als bedeutsame geothermische Nutzhorizonte. *Trias-Eine ganz andere Welt. Pfeil Verlag, München*, 531–540.
- Rutqvist, J. 1995. *Coupled Stress-Flow Properties of Rock Joints from Hydraulic Field Testing*. Ph.D. thesis, Royal Institute of Technology.
- Rutqvist, J., & Stephansson, O. 1996. A Cyclic Hydraulic Jacking Test to Determine the In Situ Stress Normal to a Fracture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **33**(7), 695–711.
- Rutqvist, J., & Stephansson, O. 2003. The Role of Hydromechanical Coupling in Fractured Rock Engineering. *Hydrogeology Journal*, **11**(1), 7–40.
- Rybach, L. 2008. Geothermie Weltweit - Stand und Perspektiven. *Kongressband des Geothermiekongresses 2008 in Karlsruhe, 11-13 November*, 11–15.
- Sasaki, S. 1998. Characteristics of Microseismic Events Induced during Hydraulic Fracturing Experiments at the Hijiori Hot Dry Rock Geothermal Energy Site, Yamagata, Japan. *Tectonophysics*, **289**(1-3), 171–188.
- Schellschmidt, R., Sanner, B., Jung, R., & Schulz, R. 2005. Geothermal Energy Use in Germany. *In: Proceedings*.
- Schindler, M., Nami, P., D., Szablinski, Teza, D., Tischern, T., & Schellschmidt, R. 2008. Von der Reservoirentwicklung zur Stromproduktion im Geothermieprojekt Soultz. *Kongressband des Geothermiekongresses 2008 in Karlsruhe, 11-13 November*, 58–66.
- Segall, P., & Pollard, D.D. 1983. Joint formation in Granitic Rock of the Sierra Nevada. *Bulletin of the Geological Society of America*, **94**(5), 563–575.
- Segall, P., Grasso, J.R., & Mossop, A. 1994. Poroelastic Stressing and Induced Seismicity near the Lacq Gas Field, Southwestern France. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **99**(B8), 15423–15438.
- Sharma, V.M., Saxena, K.R., & Woods, R.D. 1999. *Distinct Element Modelling in Geomechanics*. AA Balkema.
- Shi, G.H. 1992. Discontinuous Deformation Analysis: A New Numerical Model for the Statics and Dynamics of Deformable Block Structures. *Engineering Computations*, **9**(2), 157–168.
- Singhal, B.B.S., & Gupta, R.P. 1999. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Kluwer Academic Publisher.
- Smith, M.C. 1995. *The Furnace in the Basement: Part 1, The Early Days of the Hot Dry Rock Geothermal Energy Program, 1970–1973*. Tech. rept. LA-12809-Pt. 1, Los Alamos National Laboratory, NM (United States).

- Snow, D.T. 1965. *A Parallel Plate Model of Fractured Permeable Media*. Ph.D. thesis, University of California, Berkeley.
- Snow, D.T. 1968. Rock Fracture Spacings, Openings, and Porosities. *Proc. Amer Soc Civil Eng, J Soil Mech Found Div*, **94**, 73–91.
- Song, J.J., & Lee, C.I. 2001. Estimation of Joint Length Distribution Using Window Sampling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **38**(4), 519–528.
- Stowell, J.F.W., Laubach, S.E., & Olson, J.E. 2001. Effect of Modern State of Stress on Flow-Controlling Fractures: A Misleading Paradigm in Need of Revision. *In: Rock Mechanics in the National Interest; Proceedings of the 38th US Rock Mechanics Symposium, Balkema, Washington, DC (2001)*.
- Szulc, J. 2000. Middle Triassic Evolution of the Northern Peri-Tethys Area as Influenced by Early Opening of the Tethys Ocean. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **70**, 1–48.
- Talbot, C.J., & Sirat, M. 2001. Stress Control of Hydraulic Conductivity in Fracture-Saturated Swedish Bedrock. *Engineering Geology*, **61**(2-3), 145–153.
- Tapponnier, P., & Brace, W.F. 1976. Development of Stress-Induced Microcracks in Westerly Granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **13**(4), 103–112.
- Terzaghi, R.D. 1965. Sources of Error in Joint Surveys. *Geotechnique*, **15**(3), 287–304.
- Teufel, L.W., & Farrell, H.E. 1995. Interrelationship between In Situ Stress, Natural Fractures and Reservoir Permeability Anisotropy: A Case Study of the Ekofisk Field, North Sea. *Pages 3–5 of: Proceedings of Fractured and Jointed Rock Conference, Lake Tahoe, Ca, June 1992*.
- Tezuka, A., Tamagawa, T., & Watanabe, K. 2005. Numerical Simulation of Hydraulic Shearing in Fractured Reservoir. *In: Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*.
- Thompson, M.E., & Brown, S.R. 1991. The Effect of Anisotropic Surface Roughness on Flow and Transport in Fractures. *Journal of Geophysical Research*, **96**(B13).
- Trautwein, U. 2005. *Poroelastische Eigenschaften und petrophysikalische Eigenschaften von Rotliegend Sandsteinen*. Ph.D. thesis, Technische Universität Berlin.
- Trusheim, F. 1961. Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Weser und Ems. *Erdöl*, **77**, 361–367.
- Tsang, Y.W. 1992. Usage of Equivalent apertures for Rock Fractures as Derived from Hydraulic and Tracer Tests. *Water Resources Research*, **28**(5).
- Tucker, M. E. 1985. *Einführung in die Sedimentpetrologie*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Twiss, R.J., & Moores, E.M. 2000. *Structural Geology*. WH Freeman.
- Vairogs, J., Hearn, CL, Dareing, D.W., & Rhoades, VW. 1971. Effect of rock stress on gas production from low-permeability reservoirs. *Journal of Petroleum Technology*, **9**, 1161–1167.
- van der Pluijm, B.A., & Marshak, S. 2003. *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. W.W. Norton & Co Ltd.
- Villaescusa, E., & Brown, E.T. 1992. Maximum Likelihood Estimation of Joint Size from Trace Length Measurements. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **25**(2), 67–87.
- Wallroth, T., Eliasson, T., & Sundquist, U. 1999. Hot Dry Rock Research Experiments at Fjällbacka, Sweden. *Geothermics*, **28**(4-5), 617–625.

- Wang, G. 2001. *Numerische Untersuchungen zum Bruch- und Verformungsverhalten von geklüfteten Gebirgsbereichen beim Tunnelbau*. Ph.D. thesis, TU Freiberg.
- Wang, H. 2000. *Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrology*. Princeton University Press.
- Wathugala, D.N., Kulatilake, P., Wathugala, G.W., & Stephansson, O. 1990. A General Procedure to Correct Sampling Bias on Joint Orientation Using a Vector Approach. *Computers and Geotechnics*, **10**, 1–31.
- Weber, J. 2000. *Kieselsäurediagenese und gekoppelte Sedimentarchitektur- eine Beckenanalyse des Reinhardswald-Troges (Norddeutsches Becken, Solling-Folge, Mittlerer Buntsandstein)*. Vol. 7/2000. Geologische Institut der Universität zu Köln.
- Weber, J., & Ricken, W. 2005. Quartz Cementation and Related Sedimentary Architecture of the Triassic Solling Formation, Reinhardswald Basin, Germany. *Sedimentary Geology*, **175**(1-4), 459–477.
- Wei, L., & Hudson, J.A. 1998. A Hybrid Discrete-Continuum Approach to Model Hydro-Mechanical Behaviour of Jointed Rocks. *Engineering Geology*, **49**(3-4), 317–325.
- Wilcock, P. 1996. The NAPSAC Fracture Network Code, Coupled Thermo-Hydro-Mechanical Process of Fractured Media.
- Willis-Richards, J., Watanabe, K., & Takahashi, H. 1996. Progress Toward a Stochastic Rock Mechanics Model of Engineered Geothermal Systems. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **101**(B8), 17481–17496.
- Winberg, A., Andersson, P., Poteri, A., Cvetkovic, V., Dershowitz, W., Hermanson, J., Gómez-Hernandez, J., Hautajärvi, A., Billaux, D., Tullborg, E.L., *et al.* 2002. *Final Report of the TRUE Block Scale Project: 4. Synthesis and Retention in the Block Scale*. Tech. rept. SKB Technical Report TR-02-16, Swedish Nuclear Power and Fuel Co., Stockholm.
- Witherspoon, P.A., Wang, J.S.Y., Iwai, K., & Gale, J.E. 1980. Validity of Cubic Law for Fluid Flow in a Deformable Rock Fracture. *Water Resources Research*, **16**(6), 1016–1024.
- Wolfgramm, M., & Seibt, A. 2008. Zusammensetzung von Tiefenwässern in Deutschland und ihre Relevanz für geothermische Anlagen. *Kongressband des Geothermiekongresses 2008 in Karlsruhe, 11-13 November*, 503–516.
- Wolfgramm, M., Rauppach, K., & Thorwart, K. 2008. Hydraulische Eigenschaften mesozoischer Aquifere im Norddeutschen Becken (NDB). *Kongressband des Geothermiekongresses 2008 in Karlsruhe, 11-13 November*, 517–527.
- Wu, H., & Pollard, D.D. 1995. An Experimental Study of the Relationship between Joint Spacing and Layer Thickness. *Journal of Structural Geology*, **17**(6), 887–905.
- Wu, H., & Pollard, D.D. 2002. Imaging 3-D Fracture Networks around Boreholes. *AAPG Bulletin*, **86**(4), 593–604.
- Zhang, L., & Einstein, H.H. 1998. Estimating the Mean Trace Length of Rock Discontinuities. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **31**(4), 217–235.
- Zhang, X., & Sanderson, D.J. 2002. *Numerical Modelling and Analysis of Fluid Flow and Deformation of Fractured Rock Masses*. Pergamon Boston.
- Zhao, J., & Brown, E.T. 1992. Hydro-Thermo-Mechanical Properties of Joints in the Carnmenellis Granite. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology*, **25**(4), 279–290.
- Ziegler, P.A. 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe: The Hague. *Shell Internationale*

Petroleum Maatschappij, **239**.

Zimmermann, G., Moeck, I., Brandt, W., Saadat, A., Blöcher, G., Reinicke, A., & Huenges, E. 2008. Hydraulische Stimulationsmaßnahmen zur Steigerung der Produktivität. *Kongressband des Geothermiekongresses 2008 in Karlsruhe, 11-13 November*, 181–185.

A. Danksagung

Grundlage für die Realisierung der vorliegenden Arbeit war ein Promotionsstipendium der Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU). Mein Dank gilt den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der Stiftung für ihre Unterstützung.

Die vorliegende Arbeit entstand unter Betreuung von Herrn Prof. Dr. Siegfried Siegesmund (Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen). Das Korreferat übernahm Herr Prof. Dr. Martin Sauter (Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen). Beiden danke ich für ihr stetes Interesse an der Arbeit und für die ertragreichen Diskussionen.

Besonderer Dank gilt Stefan Hoffmann, der mich im Rahmen der Geländeaufenthalte unterstützt hat. In diesem Zusammenhang möchte ich auch Herrn Dr. J. Lepper vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB) danken, der mir bei Fragen zur Geologie des Solling-Gebietes wertvolle Hilfestellung gegeben hat. An dieser Stelle seien auch die Betreiber der aktiven Steinbrüche im Reinhardswald und Solling erwähnt, die mir jederzeit Zugang zu ihren Betriebsflächen ermöglichten.

Des Weiteren möchte ich besonders Herrn Dr. P. Blum (Universität Tübingen) danken, der mich bei den numerischen Modellierungen tatkräftig unterstützt hat und wertvolle Hilfestellungen geleistet hat. Weiterhin möchte ich mich auch bei Herrn Prof. Dr. Konietzky (TU-Freiberg) für die Hilfestellungen im Zusammenhang mit der Modellierungssoftware Itasca UDEC bedanken.

Bei Prof. Dr. G. Dresen vom GeoForschungsZentrum in Potsdam möchte ich mich für die Möglichkeit zur Durchführung der Hochdruckexperimente bedanken. Insbesondere Herrn Dr. A. Zang bin ich für die Betreuung während des Aufenthaltes dankbar. Bei Frau L. Liebeskind möchte ich mich für die technische Durchführung der triaxialen Hochdruckexperimente bedanken.

Weiterhin möchte ich mich bei Herrn Dr. E. Jahns (Gesteinslabor Heiligenstadt) für die Möglichkeit zur Bestimmung petrophysikalischer Kennwerte bedanken.

Von der Universität Göttingen möchte ich mich besonders bei Herrn Dr. J. Rüdlich bedanken, für die gute Zusammenarbeit im Tektoniklabor und die stetige Beantwortung meiner „vielen Fragen“. Bei Herrn Dr. T. Weiss, Herrn Dr. S. Mosch sowie Herrn Dr. T. Heinrichs möchte ich mich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes bedanken. Herrn G. Tondock bin ich dankbar, für die meist spontane Hilfsbereitschaft bei allen technischen Fragen.

Im Speziellen möchte ich meiner Familie für ihre Geduld und moralische Unterstützung während der Promotion bedanken. Insbesondere meiner Schwester Andrea Ritter für das Beheben orthographischer und sprachlicher Fehler. Nicht zuletzt gilt mein herzlicher Dank Johanna Orlik, die so manche Höhen und Tiefen während der Promotion miterleben musste, mir aber stets rücksichtsvoll und motivierend zur Seite stand.

B. Lebenslauf

Christian Müller
Geboren am 08.03.1978 in Bad Hersfeld
Staatsangehörigkeit deutsch

Hochschulausbildung und wissenschaftlicher Werdegang

- seit 07/2005 Promotionsstudium gefördert durch das Stipendienprogramm
der Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU)
- Dissertation: Charakterisierung des hydromechanischen Verhaltens
der Gesteine des Mittleren Buntsandsteins im Hinblick auf eine
geothermische Nutzung
- 10/1998 bis 11/2004 Studium der Geowissenschaften an der Georg-August-
Universität Göttingen
- 11/2004 Erlangung des Diplomgrades im Studienfach Geowissenschaften
- 08/2003 bis 09/2003 Projektmitarbeit als studentische Hilfskraft
(Universität Göttingen) bei der Zustandserfassung der Marmorfassade
der Universitätsbibliothek Göttingen (SUB)
- 03/2003 bis 05/2003 Forschungsaufenthalt in Ungarn (Budapest) im
Rahmen der Diplomarbeit zur Durchführung petrophysikalischer
Untersuchungen; gefördert durch ein Stipendium des DAAD
- 01/2002 Abschluss des Bachelor of Science im Studienfach Geowissenschaften
- 12/2000 bis 11/2001 Studentische Hilfskraft in der Abteilung
Strukturgeologie (Universität Göttingen), Aufgabenbereiche:
Durchführung petrophysikalischer Untersuchungsmethoden