

**Bruchgebundene Migration CO₂-führender
Fluide im Buntsandstein von
Südthüringen und Nordhessen**

Dissertation

Zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium

(Dr. rer. nat.)

**Vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Schiller-Universität Jena**

von Dipl. -Geol. Norbert Kasch

geboren am 21.06.1974 in Jena

Gutachter:

- 1. Prof. Dr. Jonas Kley, FSU Jena, IGW, Burgweg 11, Jena**
- 2. Prof. Dr. Charlotte Krawczyk, LIAG, Stilleweg 2, Hannover**

Tag der öffentlichen Verteidigung: 14.03.2012

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit schicht- und kluftgebundenen Bleichungserscheinungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein von Südthüringen und Nordhessen. Die Bleichungen sind durch die Wechselwirkung von Fluiden mit dem Gestein entstanden und bilden so ein mögliches Analog für Vorgänge, die bei der Sequestrierung von CO₂ (Carbon Capture and Storage, CCS) in vergleichbaren Reservoirgesteinen zu erwarten sind. Ähnlich gebleichte Gesteinsserien treten in unterschiedlichen stratigrafischen Horizonten auf. Schicht- und kluftgebundene Bleichungen sind zeitlich und genetisch verschieden. Das digitale 3D-Modell eines kleinen Gesteinskörpers zeigt, dass Schichtbleichungen völlig andere Geometrien besitzen als Kluftbleichungen. Sie weisen deshalb auf unterschiedliche Phasen und Vorgänge der dreidimensionalen Fluidausbreitung hin.

Die Aufnahme des Kluftnetzes in den Arbeitsgebieten ergab zwei Hauptkluftsysteme (NW-SE/NE-SW und N-S/E-W). Bruchmuster und Störungsverläufe zeigen im regionalen Maßstab von Süden nach Norden eine Richtungsänderung von hauptsächlich NW-SE zu etwa N-S streichenden Brüchen. Schichtdicke und Korngröße der Sedimente haben maßgeblichen Einfluss auf die Kluftdichte und die vertikale Kluftlänge. Dagegen zeigen die kluftgebundenen Bleichungen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins keine Abhängigkeit vom heutigen Zementierungsgrad und der Korngröße. Messungen gesteintechnischer Parameter ergaben Hinweise auf verringerte mechanische Festigkeit der gebleichten Sandsteine.

Aus N-S verlaufenden Basaltgangzügen der Rhön und den im Zechsteinsalz des Werra-Kaligebietes fixierten N-S gerichteten CO₂-Lagerstätten, die in ihren Richtungen mit den gebleichten Klüften übereinstimmen, wird abgeleitet, dass die bleichenden Fluide im Miozän unter etwa N-S orientierter Dehnung aufstiegen und sehr wahrscheinlich CO₂ vulkanischen Ursprungs enthielten.

Isotopenuntersuchungen zeigen, dass rezent vulkanogenes CO₂ mit Quell- und Tiefenwässern im Bereich NW-SE streichender Störungszonen und an Kreuzungsbereichen von Störungen aufsteigt. Wahrscheinlich hält das heutige Spannungsfeld, dessen größte Horizontalspannung im Untersuchungsraum NW-SE gerichtet ist, NW-SE streichende Brüche offen für Fluide.

Die NW-SE streichenden Störungszonen im südwestlichen Vorland des Thüringer Waldes fungieren als kombiniertes Barriere-Leitungssystem, was sich an mehreren stark schüttenden Quellen widerspiegelt. An diesen Strukturen kann es zur Ansammlung und Ableitung von Fluiden kommen. Eindringende Oberflächenwässer in Evaporite des Zechsteins sorgen für klein- und großräumige Auslaugungen. Somit ist die Standsicherheit überlagernder Schichtfolgen stark gefährdet. Die hierdurch entstehenden atektonischen Brüche folgen meist dem tektonischen Bruchmuster, sind aber nicht in jedem Fall eindeutig daran gekoppelt.

Abstract

This thesis discusses bedding- and fracture-related bleaching phenomena found in the lower and middle Buntsandstein redbeds of southern Thuringia and northern Hesse. The bleachings are the result of interactions between fluids and the surrounding rock and form a potential analogue for CO₂ sequestering processes (Carbon Capture and Storage, CCS) expected to occur in similar reservoir rocks. Rock systems with similar bleachings appear in various stratigraphic horizons. Bedding- and fracture-related bleachings have different geometries and timing and thus appear to represent different events. A digital 3-D model of a small body of rock illustrates that layer-related and joint-related bleachings exhibit distinct geometries. This suggests different phases and processes in the three-dimensional spreading of fluids through the rock volume.

Measurements of the fault network showed two main fault systems striking NW-SE/NE-SW and N-S/E-W, respectively. The fracture patterns and fault zones (on a regional scale from south to north) change direction from NW-SE to approximately N-S. The thickness of the sediment layers and their grain size mainly influence of the fractures-density and vertical extent. By contrast, fracture-related bleachings in the lower and middle Buntsandstein show no inter-dependence on the current degree of cementation and grain size. Measurements of rock mechanical parameters hint at a decrease in mechanical strength of the bleached sandstone.

Based on the N-S oriented basalt dykes of the Rhön Mountains and the N-S striking CO₂ deposits in Zechstein salt located in the Werra-Potash mining district - both of which match the orientation of the bleached fractures – it is concluded that bleaching fluids containing volcanic CO₂ ascended during the Miocene epoch along approximately N-S orientated fractures.

Isotope analyses reveal that recent volcanogenic CO₂ emerges from underground and spring water in areas of NW-SE striking fault zones and at fault zone intersections. Today's regional stress field, whose largest horizontal stress in the area of investigation is directed NW-SE most likely opens pre-existing NW-SE-striking fractures through which fluids can escape.

NW-SE striking fault zones located in south-western foothills of the Thuringian Forest act as a combined barrier and venting system. Accumulation and dissipation of fluids is prevalent in these structures. This is reflected by the multitude of water-rich springs along the fault zones. Surface water penetrating the Zechstein evaporites causes small and large-scale subsurface dissolution, inducing subsidence and fracturing of the overlying layers. The resulting non-tectonic fractures mostly follow the tectonic fracture patterns, but the two are not always unequivocally correlated.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	10
1.1 Motivation	11
1.2 Grundkonzept und Arbeitsweise	15
1.2.1 Definition des Untersuchungsraums	15
1.2.2 Aufnahme der geologischen und strukturellen Verhältnisse im Arbeitsgebiet	15
1.2.3 Dreidimensionale Erfassung und Charakterisierung des Kluftnetzes	16
1.2.4 Beurteilung der Rolle des natürlichen Spannungsfeldes an Störungs- und Kluftsystemen	16
1.3 Verbindung von Methodenansätzen	17
2. Grundlagen zum Kluft- und Störungsaufbau sowie zum Spannungsfeld	18
2.1 Klassifizierung von Klüften und Kluftsystemen	18
2.2 Grundlagen zum strukturellen Bau von Störungszonen	20
2.3 Grundlagen zum Transport von fluiden Medien	22
2.3.1 Fluidtransport in porösen Gesteinen	22
2.3.2 Fluidtransport in bruchkontrollierten Gesteinsschichten	24
2.3.3 Bruchsysteme und Fluidtransport	25
2.3.4 Bruchsysteme und deren Permeabilitätseigenschaften	25
2.3.5 Fluidtransport in gestörten Gesteinsbereichen	26
2.3.6 Abhängigkeit des Fluidtransports vom Spannungsfeld	28
3. Geografische und geologische Verhältnisse sowie natürliche CO₂- Vorkommen in den einzelnen Arbeitsgebieten	30
3.1 Arbeitsgebiet 1 – Sontra Graben	31
3.2 Arbeitsgebiet 2 – Werra-Kaligebiet	34
3.3 Arbeitsgebiet 3 – Bibraer Sattel	39
3.4 Überblick der strukturgeologischen Verhältnisse	42
3.5 Natürliche CO₂-Vorkommen in den Arbeitsgebieten	46
3.5.1 Kohlendioxid und Basaltvulkanismus	46

3.5.2	<i>Kohlendioxid in den Zechsteinlagerstätten</i>	49
4.	Deformationsphasen und Spannungsfeld	54
5.	Charakterisierung des Kluffnetzes	59
5.1	Kluftaufbau im Arbeitsgebiet 1 – Sontra Graben	59
5.1.1	<i>Die Kluftrichtungen</i>	59
5.1.2	<i>Die Kluftausbildungen</i>	61
5.1.3	<i>Die Kluftabstände</i>	61
5.1.4	<i>Die Kluftöffnungsweite</i>	62
5.1.5	<i>Die Kluftlängen</i>	62
5.1.6	<i>Zusammenfassung und Diskussion</i>	62
5.2	Kluftaufbau im Arbeitsgebiet 2 – Werra-Kaligebiet	64
5.2.1	<i>Die Kluftrichtungen</i>	64
5.2.2	<i>Die Kluftausbildung</i>	67
5.2.3	<i>Die Kluftabstände</i>	69
5.2.4	<i>Die Kluftabstände im Umfeld von Störungen</i>	70
5.2.5	<i>Die Kluftöffnungsweiten</i>	72
5.2.6	<i>Kluftlängen</i>	74
5.2.7	<i>Zusammenfassung</i>	75
5.3	Kluftaufbau im Arbeitsgebiet 3 – Bibraer Sattel	76
5.3.1	<i>Die Kluftrichtungen</i>	77
5.3.2	<i>Die Kluftausbildungen</i>	79
5.3.3	<i>Die Kluftabstände</i>	79
5.3.4	<i>Die Kluftöffnungsweiten</i>	79
5.3.5	<i>Die Kluftlängen</i>	80
5.3.6	<i>Zusammenfassung</i>	81
6	Methodische Studie zum Vergleich verschiedener Verfahren zur Erfassung und Auswertung von Klüften	82
6.1	Einsatz von 3D Lasertechnologie in Kombination mit Stereophotogrammetrie	82
6.1.1	<i>Methodischer Ansatz</i>	82
6.1.2	<i>Der Übersichtsscan</i>	82

6.1.3	<i>Der Detailscan</i>	85
6.1.4	<i>Problemdarstellungen der Messmethode</i>	87
6.2	Einsatz einer Fotodrohne zur Herstellung individueller Luftbilder und deren Auswertung für die Kluftanalyse	89
6.2.1	<i>Methodik</i>	90
6.2.2	<i>Vergleich und Auswertung</i>	90
6.2.3	<i>Vor- und Nachteile zum Einsatz der Fotoflugdrohne</i>	92
7	Bleichungserscheinungen und Modelldarstellung von kluft- und schichtgebundener Bleichung im Buntsandstein	93
7.1	Bleichungserscheinungen in den einzelnen Arbeitsgebieten	93
7.1.1	<i>Bleichungsbeobachtungen im Gebiet Sontra Graben</i>	93
7.1.2	<i>Bleichungserscheinungen im Werra-Kaligebiet</i>	95
7.1.3	<i>Bleichungserscheinungen im Gebiet des Bibraer Sattels</i>	97
7.1.4	<i>Weitere Bleichungserscheinungen im Gesteinsverband</i>	97
7.1.5	<i>Diskussion</i>	98
7.2	Dreidimensionale Modelldarstellung kluft- und schichtgebundener Bleichung im Buntsandstein	102
7.2.1	<i>Vorbereitung</i>	103
7.2.2	<i>Zuweisung des Koordinatensystems</i>	104
7.2.3	<i>Digitalisieren</i>	104
7.2.4	<i>Das Modell</i>	105
7.2.5	<i>Abschätzung des reaktiven Volumens entlang von Klüften</i>	107
7.2.6	<i>Interpretation und Diskussion</i>	109
8	Rezente CO₂-Migration auf Störungsbahnen und Klüften	113
8.1	Geologische und hydrogeologische Grundlagen	114
8.2	Auswahl der Probenentnahmeorte und Methodik	116
8.3	Chemische Hauptbestandteile und Wasserklassifizierung	117
8.4	Herkunftsbestimmung des Wassers und des CO₂ an Hand von $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Isotopenuntersuchungen	121
8.4.1	<i>Methodik</i>	121
8.4.2	<i>$\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Isotopie der entnommenen Wasserproben</i>	122
8.4.3	<i>$\delta^{18}\text{O}$ Isotopie des Quell- und Grundwassers</i>	123

8.4.4	<i>δ^2H Isotopie und Meteoric Water Line</i>	124
8.5	Gleichgewichtssimulierung der einzelnen Wässer mittels dem Programm PHREEQC 2.15.0	125
8.5.1	<i>Methodik</i>	126
8.5.2	<i>Darstellung der Ergebnisse zur Gleichgewichtssimulierung und Schlussfolgerungen zum Wassertyp</i>	126
8.6	Interpretation der Ergebnisse und Diskussion	130
8.6.1	<i>Einzugsgebiet und Fließrichtung</i>	130
8.6.2	<i>Fließgeschwindigkeiten von Grundwässern</i>	131
8.6.3	<i>Abschätzungen zur Grundwasserneubildung</i>	131
8.6.4	<i>Mineralisierung des Wassers</i>	131
8.6.5	<i>CO₂-Typen und Wassertypen</i>	132
8.6.5.1	<i>Vulkanogenes CO₂ (Typ A)</i>	132
8.6.5.2	<i>Störungsgebundene Fluidwegsamkeiten und vulkanogenes CO₂</i>	133
8.6.5.3	<i>Kluftgebundene Fluidwegsamkeiten und vulkanogenes CO₂</i>	134
8.6.5.4	<i>Karbonatisches CO₂ (Typ B) des Zechsteins</i>	135
8.6.5.5	<i>Störungsgebundene Fluidwegsamkeiten und CO₂-Typ B</i>	136
8.6.5.6	<i>Kluftgebundene Fluidwegsamkeiten und CO₂-Typ B</i>	137
8.6.5.7	<i>Biogenes CO₂ (Typ C)</i>	138
8.6.6	<i>Zusammenfassung</i>	139
9.	Untersuchungen zu ausgewählten gesteintechnischen Parametern	141
9.1	Druckfestigkeit	141
9.2	Spaltzugfestigkeit	144
9.3	Zusammenfassung und Diskussion	145
9.3.1	<i>Druckfestigkeit von gebleichtem und ungebleichtem Unteren Buntsandstein der Bernburg-Folge</i>	146
9.3.2	<i>Druckfestigkeitsvergleich zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein</i>	147
9.3.3	<i>Spalt-Zug Versuch von gebleichtem und ungebleichtem Unteren Buntsandstein der Bernburg-Folge</i>	148
9.3.4	<i>Spalt-Zug Versuch zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein</i>	149
10.	Auslaugungs- und atektonische Erscheinungen	151
10.1	Kurzer Abriss der Voraussetzungen von Subrosionsprozessen	151

10.2	Der Salzhang	152
10.3	Tektonik und atektonische Erscheinungen der Auslaugungsgebiete im Untersuchungsgebiet Werrabecken.....	153
10.3.1	<i>Auslaugungssenke Oberzella.....</i>	154
10.3.2	<i>Auslaugungssenke Kieselbach-Tiefenort.....</i>	155
10.3.3	<i>Auslaugungssenke Frauensee-Lindenau</i>	155
10.3.4	<i>Auslaugungssenke Dönges.....</i>	155
10.3.5	<i>Erdfallgebiet der Hohlen Berge</i>	156
10.4	Auslaugungserscheinungen im Gebiet Sontra Graben.....	158
10.5	Subrosionserscheinungen im Arbeitsgebiet Bibraer Sattel	158
10.6	Zusammenfassung und Diskussion	159
11.	Schlussfolgerungen	161
12.	Ausblick	168
	Literaturverzeichnis	171
A	Danksagung	185
B	Selbstständigkeitserklärung	187

1. Einleitung

Es ist heute weitgehend anerkannt, dass die messbaren Änderungen des globalen Klimas unter anderem auf die Erhöhung der Kohlendioxid(CO₂-)konzentration der Erdatmosphäre in den letzten 150 Jahren zurückgehen (IPCC Special Report, 2005). Als eine technische Übergangslösung, die helfen soll den weiteren Anstieg der CO₂-Konzentration zu bremsen, wird die Speicherung von Kohlendioxid in Gesteinen des Untergrundes diskutiert. Dabei ist Kohlendioxid so zu lagern und zu verschließen, dass es für längere Zeiträume (Jahrtausende), nicht oder nur sehr langsam in die Erdatmosphäre entweicht. Die Kriterien, die für die industrielle Kohlendioxidsequestrierung (CCS = Carbon Dioxide Capture and Storage) erfüllt werden müssen, sind bis zum heutigen Kenntnisstand noch nicht ausreichend untersucht und definiert. Neben Alterationserscheinungen am Wirtsgestein infolge der Einwirkung von Kohlendioxidverbindungen und der daraus resultierenden Veränderung von gesteintechnischen Parametern, ist es von großer Bedeutung, vorhandene Schwächezonen des Gesteinsverbandes näher zu untersuchen. Durch die Druckerhöhung bei der Injektion von CO₂ kann es im Reservoir oder den abdichtenden Deckgesteinen zur Reaktivierung und Öffnung existierender Brüche kommen. Eine genaue Betrachtung der störungs- und kluffabhängigen Ausbreitung von Fluiden sowie die Untersuchung der Bedingungen, die zur Reaktivierung bzw. Neubildung von Klüften und Störungen führen, sind deshalb unabdingbar.

Die folgende strukturgeologische Arbeit wurde vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) im Projekt COMICOR (Störungsbezogene CO₂-Migration, Alteration und Speichereigenschaften im Buntsandstein der Hessischen Senke – ein natürliches Analogon für die industrielle CO₂-Sequestrierung) gefördert. Das Projekt lief vom 01.05.2008 bis 30.04.2011 unter dem Sonderprogramm „Geotechnologien“. Neben der Arbeitsgruppe Strukturgeologie (Prof. Dr. Jonas Kley) am Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena fanden umfangreiche sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der Arbeitsgruppe Allgemeine und Historische Geologie in Jena (Prof. Dr. Reinhard Gaupp) zur Wirkung von CO₂ auf ein potenzielles Speichergestein statt. Parallel dazu wurden in der Arbeitsgruppe Dr. Georg Nover (Rheinische Friedrich-Wilhelm Universität Bonn) Laborexperimente unter spezifischen Druck- und Temperaturbedingungen durchgeführt,

um die Reaktivität von Sandstein mit reinem CO₂ zu testen und Rückschlüsse auf entsprechende Prozesse in Reservoirgesteinen zu ziehen.

Die Arbeiten erfolgten im Buntsandstein von Nordhessen und Südwestthüringen bzw. am Material dieser Gesteine. Drei Untersuchungsgebiete dienten hierbei als aufgeschlossene Analoga der Reservoirhorizonte, die für die industrielle CO₂- Sequestrierung ins Auge gefasst worden.

In der vorliegenden strukturgeologischen Arbeit werden Beobachtungen beschrieben, die Aussagen zur Migration von kohlendioxidreichen Fluiden auf Störungs-, Scher- und Klüftzonen und zu den dabei ablaufenden Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen erlauben. Die Untersuchungen erfassten die Geometrie von Störungen und Klüften, ihre Beziehung zum regionalen tektonischen Rahmen und die Richtungsabhängigkeit des Fluidflusses zu verschiedenen Zeiten. Aus geologischen Argumenten und Isotopensignaturen heutiger Wässer wird auf die Zusammensetzung fossiler und aktueller Fluide geschlossen.

1.1 Motivation

Die Erkundung und Untersuchung von geeigneten Nutzhorizonten zur Speicherung von CO₂ erweist sich in der Praxis oft als schwierig und ist nur mit großem technischem Aufwand umsetzbar. Zur Sequestrierung eignen sich nur Gesteinsverbände mit einer Mächtigkeit von > 50 Meter, die eine Porosität von > 20 % besitzen und in einer Tiefe von 1000 bis 2500 Meter unter GOK (Geländeoberkante) liegen (Kracht et al. 2007). Das abriegelnde Deckgestein muss ungestört sein und mindestens 100 Meter Mächtigkeit aufweisen (Chadwick et al. 2007).

Um eine flächendeckende Abschätzung potenzieller Speicherdepots ermitteln zu können, sind vor allem seismische Verfahren geeignet (Lohr et al. 2008, Endres et al. 2008, Krawczyk & Tanner 2010), da diese im Gegensatz zu Bohrungen keine potenziellen Leckagen erzeugen. Mit der Erkundung von Fluidprozessen in Reservoirs, sind allerdings umfangreiche Laboruntersuchungen und Modellierungen nötig (Wu & Pollard 1995, Pyrak-Nolte & Morris 2000, Dockrill & Shipton 2010, Schöpfer et al 2011). Diese Laborstudien werden unter kontrollierten Bedingungen durchgeführt, sind aber zeitlich stark eingegrenzt. In Analogstudien liegen hingegen bereits reale

Ergebnisse, wie z. B. die Produkte von Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen, in Aufschlüssen vor. Sie erfassen somit Eigenschaften des realen Gesteinsverbandes (Odling et al. 1999, Aydin 2000, Dietrich et al. 2005, DFG Projekt AD 315/1), haben aber in den meisten Fällen den Nachteil, dass verschiedene Bedingungen abgeschätzt werden müssen.

Die Speicherung von industriell erzeugtem CO₂ in geologischen Strukturen wurde und wird in der Bundesrepublik bereits in mehreren Projekten wissenschaftlich bearbeitet. So erforschte nach Science Report - Geotechnologien, 14 (2009) beispielsweise das Projekt CO₂SINK in Ketzin / Brandenburg von 2008 bis 2010 geowissenschaftliche Prozesse im Untergrund während und nach der CO₂-Injektion. Im Nachfolgeprojekt CO₂MAN, welches bis 2013 läuft, werden die bisherigen Beobachtungen fortgesetzt. Im Aufgabenfeld steht die Erweiterung des Prozessverständnisses der CO₂-Speicherung und die Überwachung. Das Projekt CLEAN (01.07.2008 bis 20.06.2011) untersuchte durch Einlass von CO₂ in eine fast erschöpfte Erdgaslagerstätte, deren Ausbeute zu steigern. Diesem Projekt gingen bereits Verbundforschungsprojekte wie CO₂STORE und CSEGR voraus.

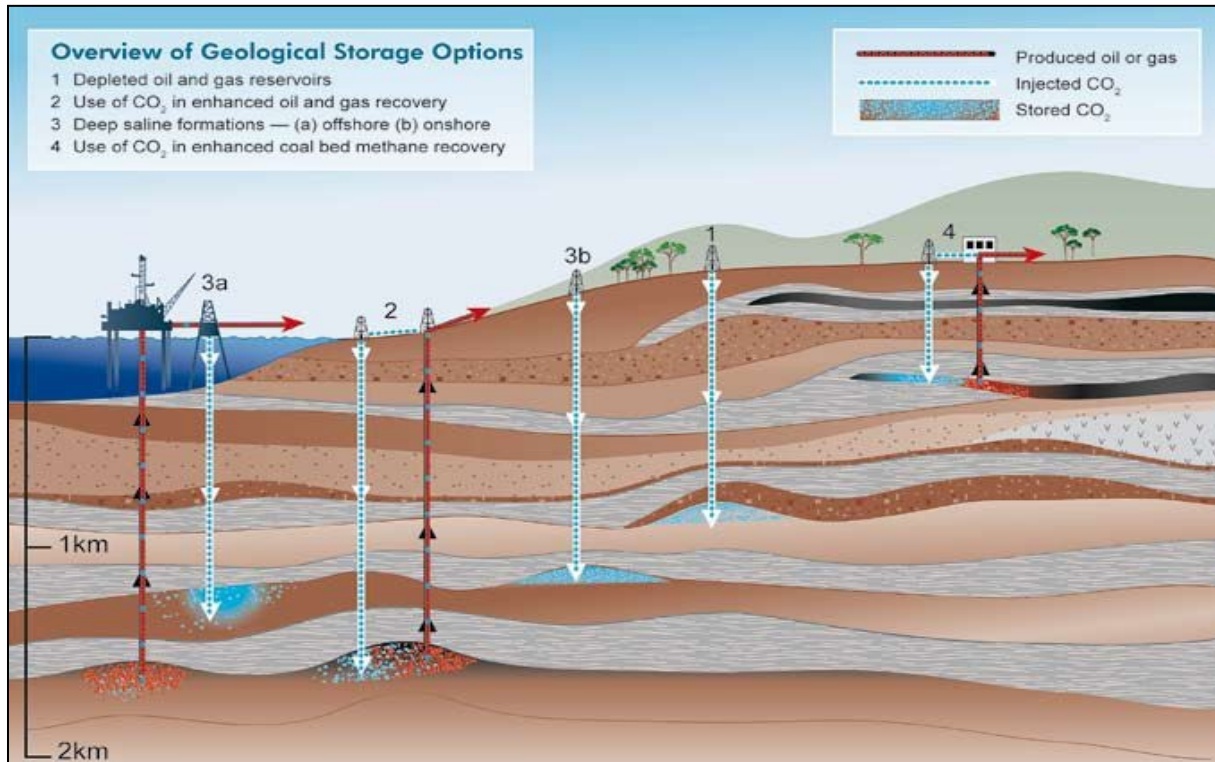


Abbildung 1: Übersicht der geologischen Speichermöglichkeiten nach Cook (1999); Quelle: IPCC Special Report 2005). 1. Ausgeförderte Erdöl- und Erdgasfelder, 2. CO₂-Injektion zur Erhöhung der Lagerstättenausbeute in Erdöl- und Erdgasfeldern, 3. Tiefe saline Aquifere a) offshore, b) onshore, CO₂-Nutzung bei der Flözgasgewinnung.

Weltweit werden laut LBEG (Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Hannover) folgende Optionen für die geologische Speicherung von CO₂ diskutiert und erprobt: Ausgeförderte Erdöl- und Erdgasfelder, CO₂-Injektionen zur Erhöhung der Lagerstättenausbeute in Erdöl- und Erdgasfeldern, CO₂-Nutzung bei der Flözgasgewinnung sowie *offshore* und *onshore* Nutzung tiefer salinärer Aquifere (Abbildung 1).

Für den Standort Deutschland sind nach Knopf et al. (2010) Speichermöglichkeiten für Kohlendioxid bevorzugt in erschöpften Erdgaslagerstätten und salinaren Aquiferen zu suchen. Die Speicherkapazität von erschöpften Erdgasfeldern wird in Deutschland mit ca. 2,75 Milliarden Tonnen und für salinare Aquifere mit 6 bis 13 Milliarden Tonnen CO₂ angegeben. Im Vergleich hierzu werden auf bundesdeutschem Raum pro Jahr etwa 375 Millionen Tonnen CO₂ aus großen industriellen Punktquellen emittiert (Knopf et al. 2010). Allerdings wächst der politische Widerstand gegen die CCS-Technologien stetig. So sieht der BUND (Bund für Umwelt und Naturschutz Deutschland) diese Technologien für den Umweltschutz als unnötig an. Der Kenntnisstand für ein CCS-Gesetz der Bundesregierung wird als ungenügend bezeichnet. Weiterhin werden laut BUND langfristige Kosten und Risiken auf den Steuerzahler abgewälzt. Auch die Klausel zur Ausschließung von CO₂-Endlagern einzelner Bundesländer bietet keine Rechtssicherheit (BUND.net). Die Folge ist das vorzeitige Ende für Projekte wie COAST (CO₂-Aquifere-Storage), das Ende 2009 beginnen und die industrielle Anwendung der CCS-Technologie und ihre Klimaschutzpotenziale untersuchen sollte.

Die vorliegende Arbeit leistet als Analogstudie einen Beitrag zum besseren Verständnis der Fluidausbreitung an Störungen und Klüften und ihrer Auswirkungen auf Speichergesteine. Dadurch werden nicht nur Grundlagen für verbesserte technische Prognosen bei der CO₂-Sequestrierung geschaffen, sondern auch Kenntnisse für den Sektor Geothermie gewonnen. Ob CCS-Technologien eingeführt werden oder nicht muss allerdings eine von der Gesellschaft zu beantwortende Frage bleiben.

Aus der Aufgabenstellung unseres Projekts ergeben sich folgende Fragestellungen, die ausführlich in den nachstehenden Kapiteln abgehandelt werden.

- **Welche Hinweise gibt es auf Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen?** Untersucht werden vor allem Bleichungserscheinungen an Klüften und im Gesteins-

verband, die als Produkte durch den Einfluss von Fluid-Gesteins-Wechselwirkung entstanden. Kapitel 7 beschäftigt sich mit ihrem Auftreten, ihrer Verteilung und ihrer Größenordnung.

- **Wie werden diese Bleichungserscheinungen durch Strukturen kontrolliert?** Durch die Charakterisierung des Bruchsystems, welches in Kapitel 5 ausführlich beschrieben wird und der Verteilung der Bleichungen an Klüften (siehe Kapitel 7), lassen sich Aussagen zu Aufstiegswegsamkeiten von Fluiden rekonstruieren. Hiermit verbunden werden in Kapitel 3 und Kapitel 4 Rückschlüsse auf Paläospannungsfelder und dem rezenten Spannungsfeld gezogen.

- **Wie waren die Fluide zusammengesetzt? War CO₂ an der Bleichung beteiligt?** Diese Fragestellungen werden in Kapitel 3.5 und 8 untersucht und diskutiert. Rezente CO₂-Vorkommen, welche im unterlagernden Zechsteinsalz fixiert und an bestimmte Strukturen gebunden sind, lassen eine Aussage zur Zusammensetzung des Fluidgemisches sowie einen Vergleich mit Strukturen, an denen Kluffbleichung vorliegt, zu. Auch können an rezent aufsteigenden Fluiden durch hydro- und isotopenchemische Untersuchungen Nachweise für das Vorhandensein von CO₂ erbracht werden, welche ebenfalls an bestimmte Strukturen gekoppelt sind. Dieses dient letztlich zur Klärung von offenen und geschlossenen Kluft- und Störungssystemen

- **Wie verändern Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen die Gesteins- und damit die Reservoireigenschaften?** Mit Hilfe von gesteinsmechanischen Tests, wie Druck- und Spaltzug-Versuchen werden in Kapitel 9 Vergleiche zwischen gebleichten und ungebleichten Sandsteinen verschiedener Buntsandstein-Formationen durchgeführt. Sie sollen Aussagen zur Stabilität vor und nach der Einwirkung von CO₂-haltigen Fluiden geben. Zusätzlich wird im Kapitel 7 eine modellierte Volumenabschätzung zwischen reaktiven Oberflächen zum Gesamtvolumen durchgeführt, um einen Größenvergleich zwischen reaktiv beeinflussten und unbeeinflussten Bereichen zu erhalten.

1.2 Grundkonzept und Arbeitsweise

1.2.1 Definition des Untersuchungsraums

Für die Sequestrierung von CO₂ kommen neben anderen Schichtfolgen die des Buntsandsteins durch ihre weitläufige Verbreitung in geeigneter Tiefenlage in Frage. Für die durchgeführte Analogstudie war es notwendig, Gebiete auszuwählen, in denen gut zugängliche Steinbrüche oder Aufschlüsse von Formationen des Buntsandsteins vorkommen, die als Speichergesteine dienen können und klare Anzeichen von Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen zeigen. Für die Abschätzung von Prozessen im Gesteinsvolumen mussten die Aufschlüsse wenigstens teilweise die dritte Dimension erfassen (z. B. zwei etwa rechtwinklig stehende Steinbruchwände). Soweit möglich, sollte eine Trennung in Gebiete mit erheblicher Bruchtektonik und wenig gestörte Gebiete erfolgen. Ursprünglich war vorgesehen, das Projekt vollständig in der Hessischen Senke durchzuführen. Als Aufschlüsse sollten Abschnitte der Tunnelbauten der BAB 44 zwischen Eisenach und Kassel genutzt werden. Die Verzögerungen bei der Planung und dem Bau der Autobahn machten dies unmöglich. Während Erkundungsbohrungen des Autobahnprojekts im Sontra-Graben verwendet werden konnten, mussten zusätzlich Ausweichgebiete gefunden werden. Hier erwies sich das Werra-Kaligebiet in Südwestthüringen und das Gebiet um den Bibraer Sattel in Südthüringen als geeignet. Besonders im Werra-Kaligebiet konnten in potenziellen CO₂-Speichergesteinen Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen beobachtet werden. Die Anwesenheit von natürlichen CO₂-Lagerstätten im Zechstein und die Nähe zum basaltischen Vulkanismus der Rhön waren ein weiterer Grund für die Erweiterung des Arbeitsraumes.

1.2.2 Aufnahme der geologischen und strukturellen Verhältnisse im Arbeitsgebiet

Durch geologische Kartierarbeiten wurde das regionale tektonische Inventar erfasst. Es wurde versucht, zwischen bruchtektonischen und atektonischen Strukturen zu unterscheiden. Die Charakterisierung von tektonischen Bruchzonen soll Auskunft über deren Richtung, Ausbreitung, Verzweigung, Bewegungssinn und Tiefgang geben. Somit ist es möglich, eine zeitliche Einordnung zur Anlage bzw. Aktivität verschieden gerichteter bruchtektonischer Zonen vorzunehmen.

Atektonische Bruchzonen spiegeln in erster Linie Lösungsvorgänge im Untergrund (Subrosion) wieder. Sie sind damit Anzeiger rezent im salinaren Deckgebirge ablaufender Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen.

1.2.3 Dreidimensionale Erfassung und Charakterisierung des Kluftnetzes

Die dreidimensionale Verteilung von Klüften innerhalb eines Gesteinverbandes beschreibt potenzielle Aufstiegswege von Fluiden. Der Kluftverlauf sowie die Verzweigung von Klüften ermöglicht eine Aussage über Fluidausbreitungen. Im Zusammenhang mit den Untersuchungen zu den Störungszonen wird zwischen Hauptkluftsystemen und Nebenkluftsystemen unterschieden.

Weiterhin erfolgte eine Aufnahme von Klüften, die Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen in Form von Bleichungsrandern zeigen. Die Untersuchung von gebleichten Klüften wird als Mittel für eine kausale und räumliche Abfolge von Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen angesehen, die in Zusammenhang mit vulkanischen Basaltgesteinen und deren CO₂-Fluiden sowie Spannungsfeldänderungen stehen.

Ferner sind für das Aufstiegsverhalten von Fluiden an Klüften, deren Länge, Öffnungsweite und Dichtigkeit wichtig. Ebenso essenziell sind die Untersuchungen zum Ausbreitungs- und Terminationsverhalten von Klüften in unterschiedlichen Gesteinsverbänden gleicher und verschiedener Formationen im Buntsandstein. Sie geben Auskunft über das mechanische Bruchverhalten und sind somit Grundlage zur Ableitung gesteintechnischer Parameter.

1.2.4 Beurteilung der Rolle des natürlichen Spannungsfeldes an Störungs- und Kluftsystemen

Die zeitliche Änderung des Spannungsfeldes ist Ursache für die Anlage von tektonischen Brüchen und Klüften. Je nach Richtung der Hauptnormalspannungen ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) lassen sich Bruchausbreitungen beschreiben. Durch die Kenntnis von Paläospannungsfeldern ist somit die Möglichkeit gegeben, eine zeitliche Zuordnung der Anlage von Bruch- und Kluftsystemen abzuleiten. Besonders die Richtung von gebleichten Klüften und die rezent beobachteten CO₂-Fluidaustritte an Störungszonen, welche hydro- und isopenchemisch analysiert wurden, geben Hinweise zum Span-

nungsfeld und somit eine Aussage über geschlossene und offene Fluidaufstiegssysteme.

1.3 Verbindung von Methodenansätzen

Es wurden mehrere Methoden zur Aufnahme und Charakterisierung des Kluffnetzes verwendet. Im Vordergrund stand die Methode der Gefügekompasmmessung, die durch die Kluffaufnahme mittels 3D Laserscan und Stereofotografie sowie die Analyse von Luftbildaufnahmen, die von Satelliten und Bildflügen stammen, ergänzt wurde. Hierbei erfolgte auch der Einsatz einer Flugdrohne, die punktgenau aus vordefinierter Höhe digitale Daten von Klüften liefert. Das Zusammenspiel aller zur Kluffaufnahme relevanten Methoden ergibt eine relativ genaue dreidimensionale Visualisierung des vorliegenden Kluffnetzes.

Durch geologische und strukturgeologische Kartierungsarbeiten, Bohrkernauswertungen und Untersuchungen zum Isotopenchemismus von rezent CO₂-haltigen Fluiden sowie die Kenntnis gesteintechnischer Eigenschaften lassen sich Aussagen zur Speicherung von CO₂ im Untergrund treffen.

2. Grundlagen zum Kluft- und Störungsaufbau sowie zum Spannungsfeld

2.1 Klassifizierung von Klüften und Kluftsystemen

Eisbacher (1996) bezeichnet Klüfte als tektonisch induzierte Brüche, die das regionale oder lokale Spannungsfeld widerspiegeln und sich in geologisch langer Zeit schrittweise senkrecht zur kleinsten Hauptnormalspannung σ_3 ausbreiten. Somit sind Klüfte Extensionsbrüche. Weiterhin ist nach Eisbacher (1996) das Ausmaß der Klüftigkeit vom Grad der tektonischen Beanspruchung und dem Gesteinsmaterial abhängig. Lithologische Faktoren wie Schichtmächtigkeit, Korngröße, Härte und Gefüge haben Einfluss auf die Öffnungsweite, die Kluftlänge, Kluftdichte und die Kluftfüllung. Die Länge und der Abstand von Klüften ist gewöhnlich in Sedimentgesteinen proportional zur Schichtdicke (Burg 2007).

Die subparallele Orientierung mehrerer einzelner Klüfte im Gesteinsverband beschreibt eine Kluftschar. Diese lässt sich regional verfolgen und ist ein Indikator für die Orientierung der kleinsten Hauptnormalspannung σ_3 senkrecht zur Kluftfläche zur Zeit ihrer Bildung. Das Zusammenspiel unterschiedlich gerichteter Kluftscharen (Abbildung 2) wird als Kluftsystem bezeichnet (Chernyshev & Dearman 1991). Die Kluftscharen innerhalb eines Kluftsystems spiegeln die Änderung des Paläospannungsfeldes wider. Die sich in einem Winkel von 90° kreuzenden Kluftscharen werden als orthogonales Kluftsystem bezeichnet. Verlaufen die Winkel zwischen zwei Kluftscharen spitz bzw. stumpf um etwa 60° , spricht man von einem konjugierten Kluftsystem. An Kluftsystemen, bei denen eine Kluftschar an einer anderen abgesetzt wird, lässt sich eine Altersbeziehung zwischen beiden Scharen prognostizieren, da durch die freie Oberfläche der geöffneten Kluft ein Ausbreiten weiterer Klüfte verhindert wird. Die Klüfte der älteren Generation werden als systematische Klüfte oder Hauptklüfte bezeichnet. Die jüngere Generation von Klüften nennt man unsystematische Klüfte oder Nebenklüfte (Pollard & Aydin 1988, Van der Pluijm & Marshak 2003).

Nach Bock (1980) unterscheiden sich systematische und unsystematische Klüfte in geometrischen Parametern wie Streuung der Kluftorientierung, der Rauigkeit der Kluftwände, der Öffnungsweite oder der Größe der Kluftabstände. Die Richtungs-

streuung der unsystematischen Klüfte ist wesentlich größer als bei systematischen Klüften und kann somit als Unterscheidungsmerkmal dienen (Bock 1980).

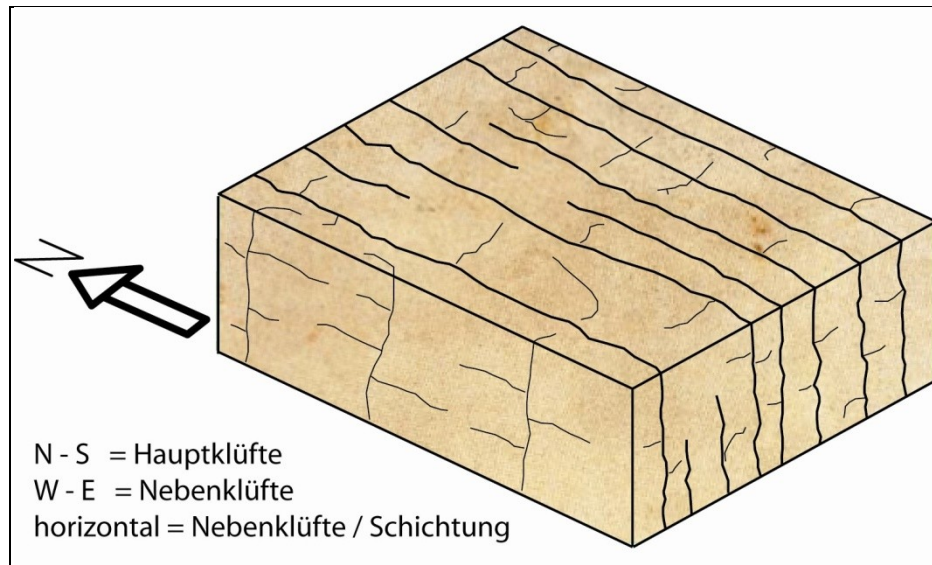


Abbildung 2: Klufteinsatz aus N-S streichenden Hauptklüften und W-E streichenden Nebenkluftungen. Horizontale Klüftung stimmt zumeist mit der Schichtung überein.

Der Klufteabstand bezeichnet den Abstandswert zweier benachbarten Klüfte entlang eines Profils. Die Klufteichte [m^{-1}] verhält sich antiproportional zur Schichtmächtigkeit (Abbildung 3), sodass geringmächtigere Sedimentschichten höhere Klufteichten aufweisen als Schichten größerer Mächtigkeit (Nelson 1995). Die Betrachtung dieser Gesetzmäßigkeit erfolgt nach Bai et al. (2000) nur in einer einheitlichen lithologischen Umgebung. Ist eine bestimmte Klufteichte erreicht, werden sich auch bei weiterer Spannungserhöhung keine neuen Klüfte bilden. Der Zustand der „Klufteättigung“ ist erreicht. Klufteabstand und Klufteängen liegen im Normalfall im Verhältnis zwischen 0,8 und 1,2. Eine Klufteuntersättigung liegt vor, wenn das Verhältnis größer als 1,2 ist. Von Klufteübersättigung spricht man bei einem Verhältnis kleiner 0,8 (Bai et al. 2000). Weitere Ausführungen zur Theorie des Spannungsabfalls seitlich der gebildeten Klüfte sind in Lachenbruch (1961) und Van der Pluijm & Marshak (2003) beschrieben.

Ein denkbarer Vorgang, welcher zur Bildung und Verteilung von Klüften in einem Gesteinsverband abläuft, wird von Gross (1993) näher erläutert. Mit zunehmender Spannung verkleinert sich der Abstand zwischen zwei Klüften und es werden in gleichmäßigen Abständen neue Klüfte zwischen den existierenden Klüften gebildet. Wird hierbei eine Grenze erreicht, an der sich trotz weiterer Erhöhung der Spannung keine neuen Klüfte mehr bilden, ist nach Wu & Pollard (1995) der Zustand der

Kluftsättigung erreicht. Allgemein wird davon ausgegangen, dass während der Kluftbildung ein Spannungsabfall an den Flanken geschieht.

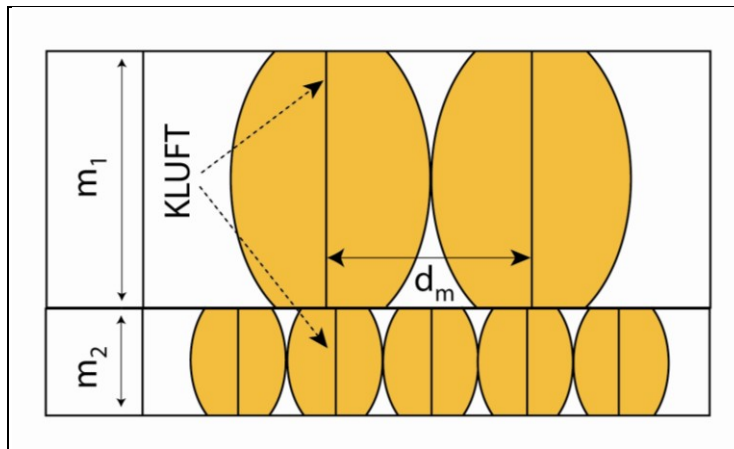


Abbildung 3: Spannungen, die an den Flanken von Klüften entstehen, unterbinden in ihrer näheren Umgebung eine Kluftbildung. Der Abstand zweier Klüfte (d_m) zueinander resultiert aus der Kluftlänge (m_1 , m_2) innerhalb des Gesteinsverbandes. Hiermit eng verbunden ist der Spannungsabfall an den Kluftflanken. (nach Van der Pluijm & Marshak 2003).

Auch ist der Kluftabstand von gesteinsmechanischen Eigenschaften abhängig. Gesteine mit höherer Steifigkeit (stark verfestigter Sandstein) erreichen die erforderliche Spannungskonzentration zur Kluftbildung früher als Gesteine niedriger Steifigkeit (Tonstein). Hier kommt es bei gleicher angelegter Spannung nur zu elastischen bzw. plastischen Verformungen. Somit werden in Sandstein-Tonstein-Wechselagerungen voneinander unterschiedliche Kluftabstände bei gleichmäßig dicken Schichten erreicht (Meier & Kronberg 1989).

2.2 Grundlagen zum strukturellen Bau von Störungszonen

Eine natürliche Gleitfläche, an der tektonische Relativbewegungen zu beobachten sind, wird als Störung, Verwerfung oder Störungsfläche bezeichnet (Eisbacher 1996). Störungen werden je nach ihrem Bewegungssinn in Abschiebungen, Auf- bzw. Überschiebungen oder Blattverschiebungen eingeteilt. Zur weiteren Charakterisierung dienen Raumlage und Versatzbetrag. Im Bereich von Störungszonen lassen sich besonders hohe Permeabilitäten beobachten (Caine et al. 1996).

Der Aufbau von Störungszonen ist komplex und inhomogen (Abbildung 4). Sie lassen sich in der Regel in zwei hydromechanische Zonen einteilen. Zerrüttungszone

und Zone des Störungskerns können in ihrer Ausbildung und der Mächtigkeit sehr stark schwanken (Caine et al. 1996).

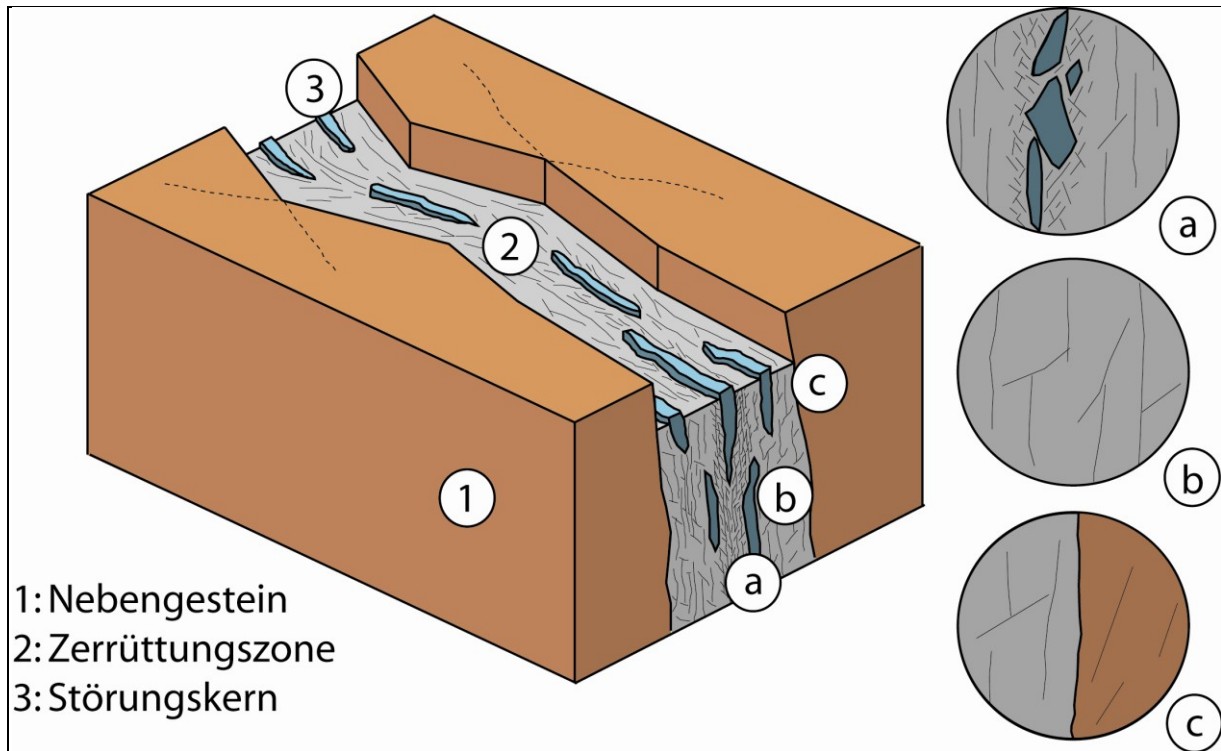


Abbildung 4: Der Aufbau einer Störungszone mit 1: dem Nebengestein mit regionalen Strukturen, 2: der Zerrüttungszone mit kleineren Störungen, Brüchen und Falten, 3: dem Störungskern mit Störungsletten und Störungsbrekzien. Etwas schematisch größer dargestellt sind a: der brekziierte Störungskern, b: die Zerrüttungszone und c: der Übergang zum Nebengestein. Deutlich ist eine Zunahme von Brüchen zum Störungskern zu verzeichnen (Caine et al. 1996, Braathen & Gabrielsen 2000).

Der Störungskern wird von der Zerrüttungszone bilateral umgeben und beschreibt den Bereich in dem sich in der aktiven Phase Bewegungen abspielen. Die Umgebung des Störungskerns baut sich aus Störungsbrekzien oder Störungsletten auf. In der aktiven Phase charakterisiert sich der Störungskern, begünstigt durch starke Zerrüttungen, mit niedrigen Steifigkeitswerten (E-Modul). Infolge von Kristallisationsprozessen in der passiven Phase steigen diese Werte wieder an (Gudmundsson 2003, Blanpied et al. 1992, Renard et al. 2000). Die Bruchzone kennzeichnet sich im Vergleich zu den umliegenden anstehenden Nebengesteinen durch deutlich erhöhte Bruchdichten aus. Die Bruchdichte nimmt zum Störungskern hin zu, was wiederum ein Absinken der Steifigkeitswerte der betroffenen Gesteine zur Folge hat (Priest 1993). Im allgemeinen besitzen nach Gudmundsson (2003) Störungszonen mit hohen Versatzbeträgen mächtigere Bruchzonen als Störungszonen mit geringeren Versätzen.

Caine et al. (1996) charakterisieren den architektonischen Aufbau einer Störungszone mittels der drei numerischen Indizes F_a , F_m und F_s :

$$F_a = \frac{\text{Bruchzone [cm]}}{\text{Störungszone [cm]}}$$

$$F_m = \text{Mittelwert aus mehreren Einzelmessungen}$$

$$F_s = (F_{a(\text{max})}) - (F_{a(\text{min})})$$

Die Klassifizierung von Störungszone erfolgt mit dem strukturellen Index F_a . Dieser gibt das Verhältnis der Mächtigkeiten zwischen Bruchzone und Störungszone wieder und kann Werte zwischen Null und Eins annehmen. Indexwerte um Null deuten auf das Fehlen oder eine sehr schmalen Bruchzone hin. Indexwerte um Eins weisen dagegen auf das Fehlen oder einem nur marginal vorhandenen Störungskerns hin (Caine et al. 1996). Durch den Index F_m wird der Mittelwert mehrerer Einzelmessungen erfasst. Dieser gibt Aussagen über den mittleren architektonischen Aufbau einer oder mehrerer Störungszone mit gleicher Lithologie. Der Variabilitätsindex F_s ist ein Maß für die Spannbreite und somit die Homogenität des architektonischen Aufbaus von Störungszone (Caine et al. 1996).

2.3 Grundlagen zum Transport von fluiden Medien

Zur Charakterisierung von gestörten und ungestörten Gesteinseinheiten der oberen Erdkruste ist die Kenntnis über die hydraulische Leitfähigkeit von großer Bedeutung. Diese wird, neben der Porosität, primär durch das vorherrschende Bruchsystem beeinflusst (Singhal & Gupta 1999).

2.3.1 Fluidtransport in porösen Gesteinen

Nach Domenico & Schwartz (1998) wird der Fluidtransport in ungestörten porösen Gesteinen durch die Porosität n (Gleichung 1) bestimmt. Die Porosität stellt das Verhältnis von Porenvolumen V_v zum Gesamtvolumen V_t dar. Sie wird in Prozent gegenüber dem Gesamtgesteinsvolumen angegeben.

$$n = \frac{V_v}{V_t} \quad (1)$$

Die Durchlässigkeit oder Permeabilität von porösen Gesteinen wird mit Hilfe des Darcy-Gesetzes als Volumenstrom Q pro Zeiteinheit [m^3/s] angegeben (Gleichung 3). Die antreibende Kraft bildet hierbei die Erdbeschleunigung g , die abhängig vom hydraulischen Gradienten ($\Delta h/\Delta l = i$ [-]) auf das Fluid wirkt. Die hydraulische Leitfähigkeit K_f [m/s] gilt als Maß der Gesteinsdurchlässigkeit und ist für die Bestimmung der Grundwasserhydraulik unersetzlich. Sie ist abhängig von Fluid- und Bodeneigenschaften. Die im Darcy-Gesetz auftretende Querschnittsfläche A [m^2] wird als Fläche, die vollständig von einem Fluid durchströmt werden kann, angesehen. Sie ist somit gleich dem Porendurchmesser der Porosität (Deming 2002).

$$q = \frac{Q}{A} = -K_f i \quad (2)$$

$$Q = -K_f A \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (3)$$

Das negative Vorzeichen der Gleichung 2 kennzeichnet die Richtung des Volumenstroms hin zum abfallenden hydraulischen Gradienten (Domenico & Schwartz 1998).

Die Anwendbarkeit des Darcy-Gesetzes ist allerdings begrenzt und für das Festgestein nicht ausführbar. Voraussetzung sind eine laminare Strömung und ein homogener Porenraum, der von nur einem Fluid durchflossen wird. Zur Unterscheidung von laminaren und turbulenten Strömungsbedingungen hilft die dimensionslose Reynolds-Zahl R_E (Gleichung 4). Sie wird aus dem Verhältnis zwischen Trägheits- und Zähigkeitskräften ermittelt. Hierbei ist ρ_f die Dichte des Fluids, d der durchschnittliche Korndurchmesser [m], v die Geschwindigkeit [m/s] des Fluids und μ die dynamische Viskosität.

$$R_E = \frac{vd\rho_f}{\mu} \quad (4)$$

Unter einem Wert von 10 liegen laminare Strömungsbedingungen vor. Werte ab 10 stehen für turbulente Strömungen und das Darcy-Gesetz verliert an Gültigkeit (Deming 2002).

Zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit K_f [m/s] (Gleichung 5) muss die Dichte und die dynamische Viskosität μ des Fluides bekannt sein. Ein vom Fluid unabhängiger Kennwert der hydraulischen Leitfähigkeit ist die intrinsische Permeabilität k [m^2]. Diese stellt einen Zusammenhang zwischen K_f –Wert, dem porösen Medium und dem durchströmenden Fluid dar (Domenico & Schwartz 1998).

$$K_f = \frac{k\rho_f g}{\mu} \quad (5)$$

Nach Domenico & Schwartz (1998) sind typische hydraulische Leitfähigkeiten für Sandsteine Werte zwischen $3 \cdot 10^{-10}$ bis $6 \cdot 10^{-6}$ m/s. Siltsteine liegen im Bereich zwischen $1 \cdot 10^{-11}$ und $1,4 \cdot 10^{-8}$ m/s. Stark verkarstete Kalksteine besitzen hydraulische Leitfähigkeiten von $1 \cdot 10^{-6}$ bis $2 \cdot 10^{-2}$ m/s.

2.3.2 Fluidtransport in bruchkontrollierten Gesteinsschichten

Weitaus komplexer als in porösen Medien sind die hydraulischen Verhältnisse in bruchkontrollierten Systemen. Der Fluidtransport basiert in diesem Fall nicht auf der Porosität, sondern verläuft entlang von Brüchen im Gestein (Nelson 1985). Der Volumenstrom Q wird durch einen einzelnen Bruch mit konstanter Öffnungsweite b bestimmt. Hierbei wird eine Lösung der Navier-Stokes-Gleichung für viskose Flüssigkeiten verwendet (De Marsily 1986). Deutlich spiegelt sich die hohe Relevanz der Öffnungsweite b durch die dritte Potenz, mit der diese in die Gleichung eingeht, wider. Die einzelnen Parameter Bruchbreite W [m], Bruchlänge L [m], hydraulische Höhe Δh [-], dynamische Viskosität μ [Pa*s] und die Erdbeschleunigung g [m/s²] gelten weitestgehend als Festwerte und sind abhängig vom Strömungsmodell. Sie lassen sich zusammenfassen zur Konstanten C . Die Querschnittsfläche A [m²] des Darcy-Gesetzes bildet sich aus dem Produkt von W und b . Der Volumenstrom Q (Gleichungen 6 und 7) definiert sich somit folgendermaßen (De Marsily 1986).

$$Q = -\frac{b^3 W \rho_f g}{12\mu} \Delta h \quad (6)$$

$$Q = C b^3 i \quad (7)$$

Die hydraulische Leitfähigkeit K_f (K_f -Wert) berechnet sich demnach mit folgender Gleichung 8 (De Marsily 1986).

$$K_f = \frac{\rho_f g b^2}{12\mu} \quad (8)$$

2.3.3 *Bruchsysteme und Fluidtransport*

Für eine Schar von Brüchen oder auch orthogonalen Bruchsystemen können die von Bear (1993) entwickelten Gleichungen 9 und 10 angewendet werden.

$$Q = \frac{\rho_f g m b^3 M}{12\mu} i \quad (9)$$

$$K_f = \frac{\rho_f g m b^3}{12\mu L} \quad (10)$$

Auch in diesem Fall werden als Bedingungen laminare Fließbewegungen innerhalb von einheitlich glatten Bruchflächen und konstante Öffnungsweiten vorausgesetzt. Aus der Anzahl der Klüfte m mit gleicher Öffnungsweite b , einer Schicht der Profilhöhe L und der Profilhöhe M lassen sich nach Bear (1993) Volumenstrom Q und hydraulische Leitfähigkeit K_f bestimmen (siehe Gleichungen 9 und 10).

Bei unterschiedlichen Öffnungsweiten b werden die einzelnen Durchflussmengen Q sowie die hydraulischen Leitfähigkeiten K_f aufsummiert. Dieses hat zur Grundlage, dass bereits ein einziger weit genug geöffneter Bruch den Fluidtransport maßgeblich dominieren kann. Hieraus ergeben sich folgende Gleichungen 11 und 12 von Q und K_f -Wert.

$$Q = \frac{\rho_f g M}{12\mu} (\sum_{i=1}^m b_i^3) i \quad (11)$$

$$K_f = \frac{\rho_f g}{12\mu L} (\sum_{i=1}^m b_i^3) \quad (12)$$

2.3.4 *Bruchsysteme und deren Permeabilitätseigenschaften*

Ähnlich der porösen Gesteinen ist es wichtig, dass ein ausreichend großer Vernetzungsgrad von einzelnen Brüchen vorliegt, um hydraulisch wirksame Fließsysteme zu bilden. Die Fließsysteme müssen parallel zum hydraulischen Gradienten ausgerichtet sein. Bei senkrechter Ausrichtung liegt nur ein minimaler Fluidtransport durch die Matrixpermeabilität vor. Somit besteht für die Permeabilität von bruchkontrollierten Gesteinsverbänden eine Abhängigkeit von zufällig verteilten Brüchen (Abbildung 5). Durch die sogenannte Perkolationsschwelle wird die kritische Besetzungswahrscheinlichkeit, bei der zum ersten Mal eine hydraulische Verbindung zweier Punkte

(Brüche) besteht, beschrieben. Beim Erreichen des Schwellenwerts erhöht sich die Permeabilität rasant (Stauffer & Aharony 1994).

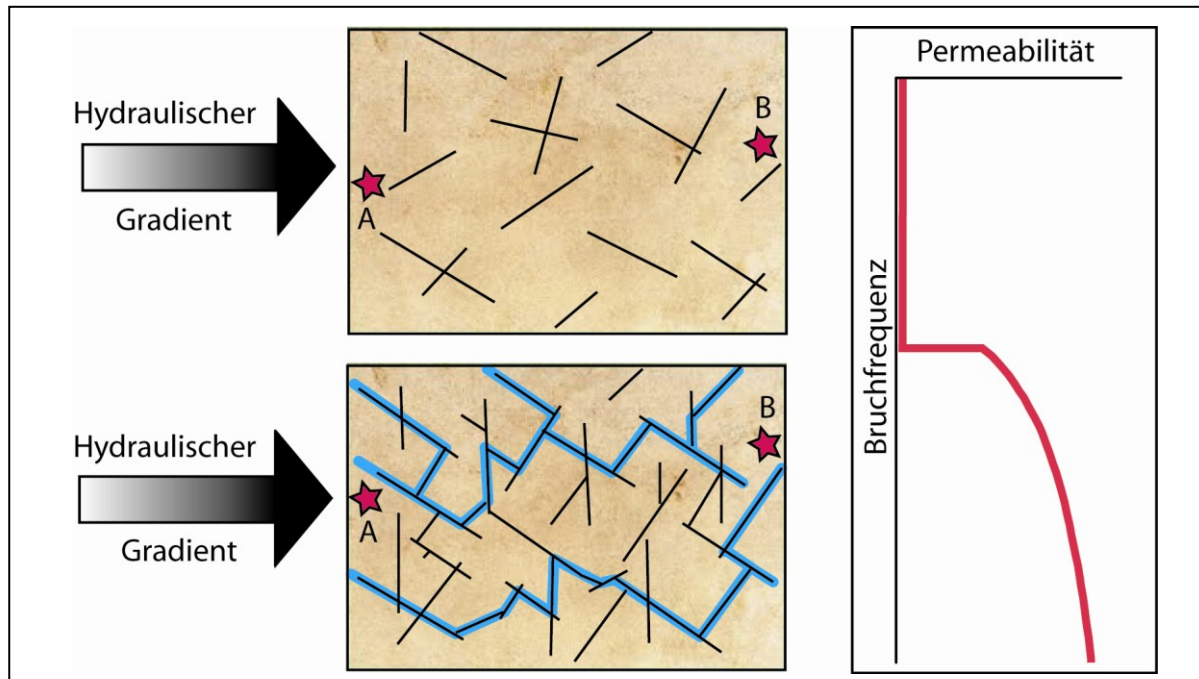


Abbildung 5: Zusammenhang zwischen Bruchfrequenz und Permeabilität in einem bruchkontrollierten Gesteinskörper mit wahllos gerichteten Brüchen. Die obere Abbildung zeigt geringe Bruchdichte senkrecht zum hydraulischen Gradienten, wobei sich kein verbindendes Bruchnetz zwischen A und B bildet. Die Permeabilität bleibt hierbei gering. Die untere Abbildung zeigt eine ausreichende Bruchdichte, wobei sich die Fließwege zwischen A und B durch Brüche verbinden lassen. Die Permeabilität steigt (verändert nach Stauffer & Aharony 1994).

Ein gut leitender Gesteinskomplex besteht nach Nelson (1985) aus Brüchen, die sowohl innerhalb einer Schicht als auch in vertikaler Richtung miteinander vernetzt sind. Aus diesem Grund ist eine hydraulische Verbindung zwischen den einzelnen Schichten gewährleistet (Nelson 1985).

2.3.5 Fluidtransport in gestörten Gesteinsbereichen

Durch den unterschiedlichen Aufbau von Störungszonen in verschiedenen lithologischen und strukturellen Gesteinseinheiten wird der Fluidtransport stark beeinflusst (Andersson et al. 1991, Caine et al. 1996, Evans et al. 1997, Rawling et al. 2001). Somit ist es sinnvoll für den Fluidtransport, Eckpunkte der Störungsarchitektur zu setzen. Caine et al. (1996), Evans et al. (1997) und Rawling et al. (2001) untergliedern in lokale und verteilte Leiter, lokale Barrieren und die Kombination aus Barriere und Leitungssystemen. Demzufolge können Störungszonen als Fluidtransportleiter

oder Fluidtransporthemmer agieren, wobei die Möglichkeit übergreifender Kombinationen nicht ausgeschlossen werden kann.

Nach Caine et al. (1996) verringern Mineralausfällungen, Kornverkleinerungen und Verwitterungsprozesse die Porosität und die Permeabilität von Störungskernen innerhalb von Störungszonen. Die Herabsetzung der Permeabilität des Störungskernes wird daher als Hauptursache der Barrierewirkung des Kernes gesehen (Caine et al. 1996). Die Bruchzone selber charakterisiert sich im Allgemeinen durch das Vorhandensein erhöhter Klufthäufigkeit sowie vermehrtem Auftreten von kleineren Störungen und Falten. Folglich ist die Permeabilität in der Bruchzone gegenüber der des Störungskernes und des Nebengesteins vergrößert (Caine et al. 1996, Evans et al. 1997, Rawling et al. 2001). Somit ist eine Abhängigkeit der Porosität des vorherrschenden Korngrößenspektrums zu den hydraulischen Eigenschaften des Störungskernes gegeben. Im Fall der hydraulischen Eigenschaften der Bruchzone sind die entscheidenden Faktoren die Permeabilität des Bruchnetzwerkes, dessen Dichte und Orientierung. Die hydraulischen Eigenschaften sind damit an die räumliche Variabilität der Störungsmächtigkeit und den Permeabilitätsunterschieden der einzelnen Zonen gekoppelt (Caine et al. 1996, Rawling et al. 2001).

Im Extremfall stauen sich durch Ausfällung gelöster Stoffe Fluide an Störungskernen (Blanpied et al. 1992, Renard et al. 2000). Mit der Kompaktion des Störungskernes erhöht sich der Fluiddruck im verheilten Bereich. Dieser Überdruck verringert die benötigte Scherspannung für das Abgleiten der Gesteinseinheiten, was zur Folge hat, dass ruckhafte Erschütterungen (Erdbeben) auftreten können (Blanpied et al. 1992).

Die Abschätzung der Permeabilitätsstruktur einer Störungszone erfolgt über ihren geometrischen Aufbau und kann über die von Caine et al. (1996) entwickelten Indizes F_a , F_m und F_s (siehe Kapitel 2.2 Grundlagen zum strukturellen Bau von Störungszonen) bestimmt werden. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die einzelnen architektonischen Baueinheiten von Störungszonen und dem sich daraus ergebenden Permeabilitätsstrukturen.

Tabelle 1: architektonischer Bau von Störungszonen und den daraus folgenden Permeabilitätsstrukturen (verändert nach Caine et al. 1996).

Permeabilitätsstruktur	Architektonischer Bau	Störungskern	Bruchzone	Störungsmodell
lokaler Leiter	keine durchgehende Störungsfläche bzw. nicht stetig segmentierte Störungsebene	nicht oder geringfügig ausgebildet	nicht oder geringfügig ausgebildet	gleich eines porösen Gesteinskörpers
verteilter Leiter	nicht durchgehende Störungsfläche mit assoziiertem Bruchnetzwerk	entlang der Störungsfläche nicht gleichmäßig ausgebildeter Störungskern	gut ausgebildetes Bruchnetzwerk in unmittelbarer Umgebung des Störungskerns	Strömungsmodellierung nach Bear (1993)
lokale Barriere	lokale Störungsfläche, charakteristische Störungsbrekzien	gleichmäßig ausgebildeter, brekzierter Störungskern	nicht oder nur geringfügig ausgebildet	Störungskern hemmt Fluidtransport, Permeabilität des Nebengesteins = lokale Gegebenheiten
kombiniertes Barriere – Leitungssystem	Deformation ist entlang der Störungsfläche deutlich ausgeprägt (Brekzie), Zerstörung des Nebengesteinsverbandes	gleichmäßig ausgebildeter, brekzierter Störungskern	gut ausgebildetes Bruchnetzwerk in Nähe des Störungskerns	Störungskern hemmt den Fluidtransport, Permeabilität der Bruchzone ist stark erhöht

2.3.6 *Abhängigkeit des Fluidtransports vom Spannungsfeld*

Der Fluidtransport in Störungszonen und Brüchen ist nicht nur abhängig vom Vernetzungsgrad des Bruchsystems, sondern auch vom lokalen Spannungsfeld. Das Spannungsfeld ist eine Steuergröße und bestimmt den Fluidtransport in Störungszonen. Auch die Bildung, Ausbreitung und Dichte von Brüchen werden von ihm beeinflusst. Nach Zoback (2007) sind Brüche und Störungszonen, die mit der maximalen Horizontalspannung einen Winkel von 30° einschließen, kritisch gespannt und bevorzugt aktiv. Auch nimmt das Spannungsfeld großen Einfluss auf die Öffnungsweite von Brüchen, die wiederum die Volumenströme in bruchkontrollierten Gesteinverbänden steuern (Abbildung 6). Wirkt die größte Horizontalspannung parallel der Bruchausdehnung, wird der Bruch geweitet und die Permeabilität steigt an. Steht die größte Horizontalspannung allerdings senkrecht der Streichrichtung des Bruches, schließt sich der Bruch und die Permeabilität wird merklich herabgesetzt (Philipp et al. 2005).

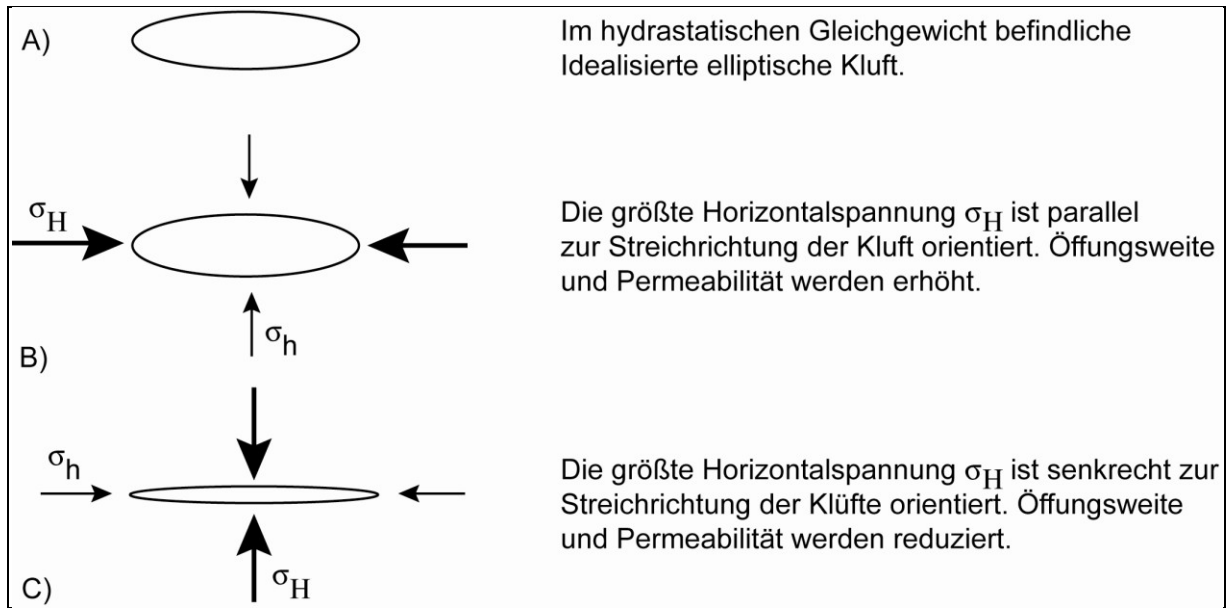


Abbildung 6: Öffnungsverhalten einer Kluft in Abhängigkeit unterschiedlicher Spannungsfelder (verändert nach Philipp et al. 2005).

Nach Philipp et al. (2005) zeigt die Matrixpermeabilität, welche eine spezifische Materialgröße darstellt, diesen Zusammenhang nicht. Durch die annähernd sphärische Form der Poren Hohlräume wirkt das Spannungsfeld nur sehr gering auf die Porengeometrie und die Permeabilität.

3. Geografische und geologische Verhältnisse sowie natürliche CO₂-Vorkommen in den einzelnen Arbeitsgebieten

Durch die Aufgabenstellung und zu vergleichenden Betrachtungen sowie der Qualität von Aufschlussverhältnissen, erwies es sich im Rahmen der Projektdurchführung als sinnvoll, mehrere stratigrafisch in Zusammenhang stehende Arbeitsgebiete miteinander zu verknüpfen. Um der Durchführung gerecht zu werden, sind drei spezielle Arbeitsräume im Ausstrich des Unteren und Mittleren Buntsandsteins ausgewählt worden (Abbildung 7).

1. Sontra Graben in NE-Hessen
2. Werra-Kaligebiet in SW-Thüringen
3. Bibraer Sattel in S-Thüringen

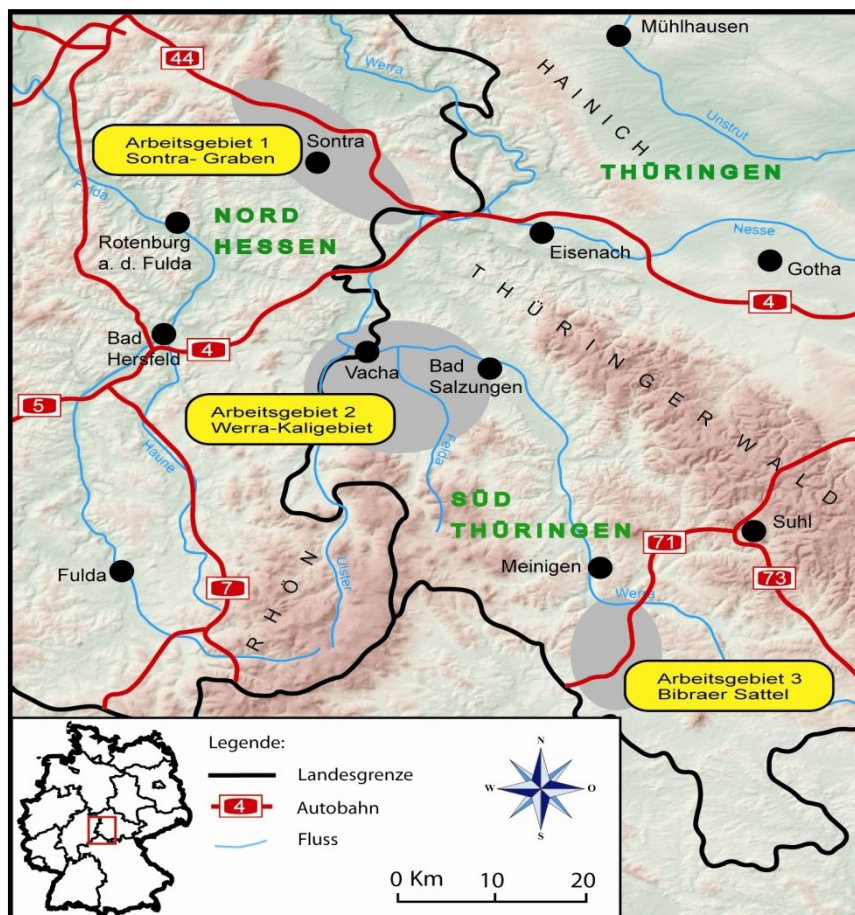


Abbildung 7: Übersichtskarte zu den Arbeitsgebieten Sontra Graben (Arbeitsgebiet 1) in Nordhessen, Werra-Kaligebiet (Arbeitsgebiet 2) in Südwest-Thüringen und Bibraer Sattel (Arbeitsgebiet 3) in Südthüringen.

3.1 Arbeitsgebiet 1 – Sontra Graben

Der Sontra Graben ist eine NW-SE streichende geologische Struktur in Nordhessen, die die nordwestliche Verlängerung des Thüringer Waldes bildet. Seine Erstreckung (Abbildung 8) reicht von Sallmannshausen an der Werra im SE, über Sontra im Zentrum, bis nach Reichenbach im Nordwesten.

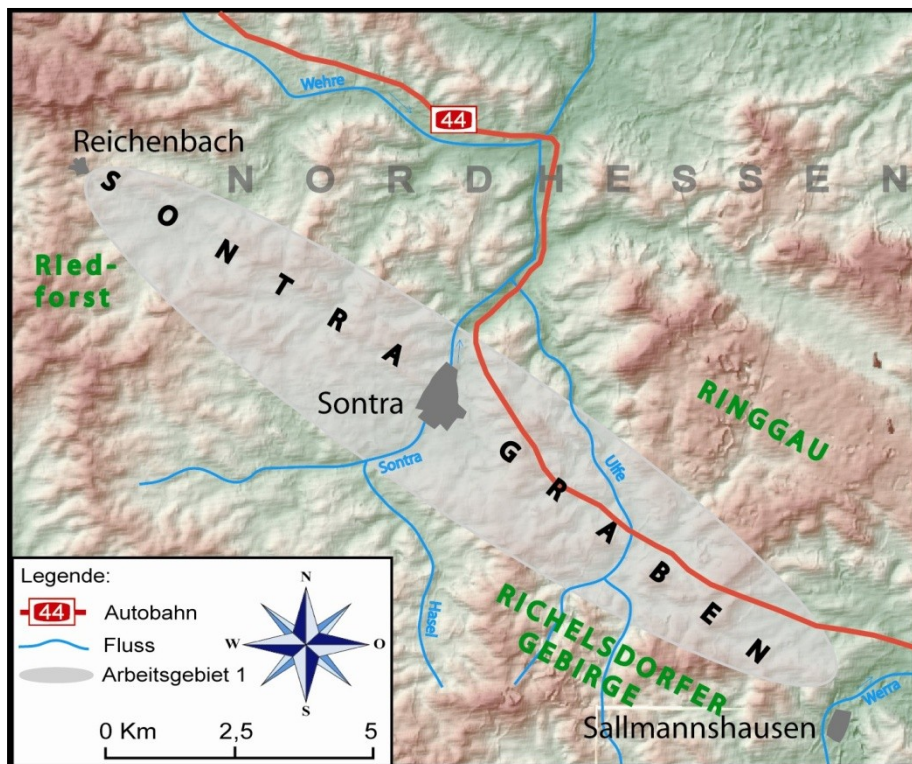


Abbildung 8: Detailübersichtskarte zum Arbeitsgebiet um den Sontra Graben in Nordhessen. Die Kleinstadt Sontra, die im zentralen Teil der Struktur liegt, ist namensgebend.

Der Sontra Graben erstreckt sich über die Messtischblätter 4824 (Hessisch-Lichtenau), 4925 (Sontra) und 4926 (Herleshausen). Weiterhin sind für die Randgebiete des Sontra Grabens die Messtischblätter 4824 (Waldkappel) und 5025 (Berka a. d. Werra) von Bedeutung. Die Struktur des Sontra Grabens besitzt somit eine nachvollziehbare NW-SE Ausdehnung von ca. 30 Kilometer und einer Breite von durchschnittlich 2 Kilometer.

Südwestlich des Arbeitsgebietes 1 streicht parallel zum Sontra Graben das Richelsdorfer Gebirge, was zum Niederhessischen Bergland zählt. Im Nordosten grenzt der Ringgau, ein mittelgebirgsartiges Hochplateau mit Höhen zwischen 400 und 440 Meter ü. NN (über Normal Null), an.

Der Sontra Graben ist ein morphologisch auffälliger, bewaldeter Höhenzug aus Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Er grenzt im SW das flache Hügelland vom Buntsandsteintafelland im NE ab. Die weiter im SW liegenden Anhöhen bilden die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Werra im N und NE und dem der Fulda im SW. Nordwestlich davon erstreckt sich flachhügeliges Acker- und Weideland aus Kalk- und Tonsteinen des Zechsteins mit Höhen zwischen 250 und 340 Meter ü. NN.

Geologisch gehört das Gebiet 1 um den Sontra Graben (Abbildung 9) zum Südostteil der Hessischen Senke. Das südwestlich angrenzende Buntsandsteingebiet von Fulda und die südlich morphologisch höher gelegene Rhön, sind tektonisch bereits zum nördlichen Abschnitt der Süddeutschen Großscholle zu zählen. Das Gebiet der heutigen Rhön bildete während des Perms einen Abschnitt der Spessart-Rhön-Schwelle, die für die nördlich gelegenen Gebiete als bedeutender Schwellen- und Abtragungsraum fungierte.

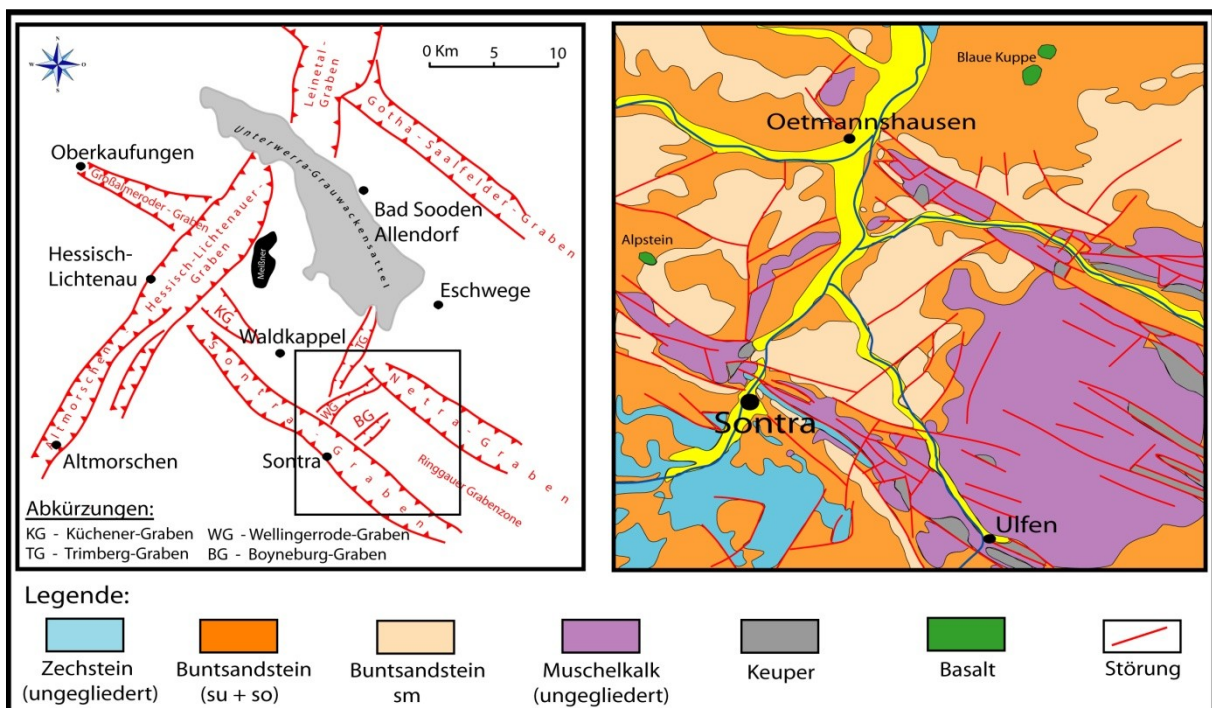


Abbildung 9: tektonisches Inventar der Umgebung des Sontra Grabens mit generalisierter Geologischer Karte des Arbeitsgebietes um Sontra.

Im Osten begrenzen die nördlichen Ausläufer des Thüringer Waldes sowie die Thüringer Senke das Arbeitsgebiet. Die südöstliche Begrenzung bildet das NW-SE streichende Richelsdorfer Hoch und der folgende Saar-Werra-Trog. Im Westen grenzt

das Gebiet um den Sontra Graben an die Altmorschen – Hessisch-Lichtenauer Grabenzone, die getrennt durch den NW-SE verlaufenden Unterwerra-Sattel in den Leinetal Graben übergeht. Im Norden folgen dem Sontra Graben die Ringgauer Grabenzone so wie der Netra Graben, welcher etwas südlich versetzt parallel zum Unterwerra Sattel verläuft.

Das **Grundgebirgsstockwerk** (präpermische Gesteinseinheiten) wird durch phyllitische Schiefer und Grauwacken, wie sie aus dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Thüringer Wald bekannt sind, gebildet. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf das Gebiet um Welda, ca. 30 Kilometer nordwestlich von Kassel.

Das **Übergangsstockwerk** (Unterperm bis Oberrotliegend) baut sich aus Rotliegendesedimenten mit Mächtigkeiten von über 200 Meter auf. Sie sind südlich von Sontra zu finden. Kleinere Vorkommen sind außerdem bei Cornberg und Rockensüß zu beobachten.

Das **Tafeldeckgebirge** (Oberperm bis Quartär) wird vertreten durch Sedimente der Zechsteinfohlen, die südlich des Sontra Grabens das Rotliegende vermehrt überlagern. Sie bestehen aus Kalk, Gips, Anhydrit und Steinsalz mit zwischengeschalteten Tonen. Nördlich des Sontra Grabens wird angenommen, dass die Zechsteinsedimente direkt auf variszischen Gesteinen lagern (Mozka-Nöring 1987).

Überdeckt wird der Zechstein von Schichten des Buntsandsteins. Dieser tritt südlich sowie auch nördlich des Sontra Grabens fast lückenlos auf. Die klastischen Quarz- und Tonsteinfragmente wurden festländisch eingeschwemmt.

Muschelkalk und Keuper sind als Überreste einer einst vollständigen Bedeckung im tektonischen Einbruch des Sontra Grabens erhalten geblieben. Auch Schichtfolgen des Juras sind mit hoher Wahrscheinlichkeit im Untersuchungsgebiet abgelagert worden. Sie wurden restlos abgetragen.

Mit den tertiären Ablagerungen folgten Kiese, Sande und Tone, die z.T. kohlige Einschaltungen besitzen. Reste dieser finden sich in tektonischen Spalten wie bei Solz und in der Bohrung 9 bei Weißenhasel, wo sie Mächtigkeiten bis 18,5 Meter erreichen. Basaltvulkanismus setzte im Miozän ein. Hoher Meißner, Blaue Kuppe und Alpstein zeugen von diesen Aktivitäten, die als nördliche Ausläufer des Rhönvulkanismus zu sehen sind.

Der als inverse Halbgrabenstruktur gedeutete Sontra Graben besitzt seinen Ursprung vermutlich im Muschelkalk. Seine Anlage wird als jungkimmerisch (160-141 Millionen Jahre) gedeutet. Beginnend mit einer NE-SW gerichteten Dehnungsphase wird die NW-SE verlaufende Grabenstruktur deutlich. Gleichzeitig muss ein NW-SE gerichtetes Extensionsregime geherrscht haben, welches für die Anlage der orthogonal zum Sontra Graben verlaufenden Gräben, wie dem Wellingerode Graben, verantwortlich ist. Es kommt zu Versenkungen von Gesteinverbänden bis zu einigen Kilometern innerhalb der Grabenzone. Erst in der Spätkreidezeit wird durch NE-SW gerichtete Kompression der Sontra Graben wieder zusammengeschoben. Die im Grabeninneren befindlichen Zechstein-, Buntsandstein- und Muschelkalkschollen wurden gefaltet und wieder emporgeschleppt.

3.2 Arbeitsgebiet 2 – Werra-Kaligebiet

Das Werra-Kaligebiet mit dem Werrabecken zieht sich von Südwest-Thüringen bis nach Nordost-Hessen. Seine Erstreckung reicht von Gerstungen im Norden bis zur Rhön im Süden und von Bad Hersfeld im Westen bis nach Bad Salzungen im Osten.

Die morphologische Eingrenzung (Abbildung 10) des Arbeitsgebietes 2 erfolgt durch den im NW liegenden Thüringer Wald sowie der südlich bis westlich gelegenen Rhön mit Vorderer- und Kuppenrhön.

Landschaftsprägend ist das von Bad Salzungen (Thüringen) bis nach Heimboldshausen (Hessen) ESE-WNW verlaufende Werratal. Bedingt durch die Tafelberge der Kuppenrhön fließt die Werra ab Heimboldshausen nach NNE, bis sie bei Gerstungen das Untersuchungsgebiet verlässt. Die steil ansteigenden aus Buntsandstein bestehenden Hänge am Rand der Aue werden von Laub- und Mischwäldern besiedelt.

Das Werra Becken ist durch eine Vielzahl von Auslaugungssenken und Depressionen gekennzeichnet, die mehrere Kilometer Durchmesser erreichen können und durch Auslaugung von Salzschieben des Zechsteins verursacht werden.

Bergkuppen, wie der Öchsenberg (627,2 Meter ü. NN) bestehen aus Basalt und prägen das Landschaftsbild.



Abbildung 10: Detailübersichtskarte des Werra-Kaligebietes mit dem Werrabecken. Das Werra-Kaligebiet ist eine der bedeutendsten Kalisalzförderregionen Deutschlands. Im Salz verbergen sich hochreine CO₂-Lagerstätten.

Geologisch wird das Arbeitsgebiet 2 (Werra-Kaligebiet) in westlicher und nordwestlicher Richtung durch den Einfluss der NNE-SSW (rheinische Richtung) streichenden Hessischen Grabenzone begrenzt. Diese fungiert im Anschluss zum Untersuchungsgebiet als Hessisches Lineament. Der NE-Rand wird durch die NW-SE (herzynische Richtung) gerichtete SW-Randstörung des Thüringer Waldes gebildet. Er ist Bestandteil der Fränkischen Linie. Ihre fiederartig abschweifenden Störungen reichen bis in das südwestliche Vorland. Diese beiden Richtungen sind prägend für das tektonische Inventar.

Das **Grundgebirgsstockwerk**, zu dem präpermische Gesteinverbände gehören, ist nur von wenigen Aufschlüssen bekannt. Es ist Bestandteil des nordwestlichen Randbereiches der Mitteldeutschen Kristallzone und der folgenden nördlichen Phyllitzone. Im NW schließt sich das nicht metamorph überprägte Paläozoikum des

Rhenohertzynikums an. Durch Hinweise in jüngeren Schichtverbänden wird angenommen, dass die Strukturlineamente im Grundgebirge NE-SW (erzgebirgische Richtung) streichen. Der Nachweis des Grundgebirgsstockwerkes erfolgte durch einige ältere Bohrungen wie z. B. Hohenwart 03/1967, Oberkatz 01/1963, Hundskopf 01/1960, Bernhardshall 08/1912 und 06/1909, die alle prä- bis altpaläozoische metamorphe Sedimentgesteine (i. w. S. Glimmerschiefer) aufwiesen (Kästner 1966, 1969). Im Osten wird das Grundgebirge von 500 bis 700 Meter mächtigen und im Westen von bis zu 1500 Meter mächtigen jüngeren Einheiten überlagert.

Das **Übergangsstockwerk** wird aus Gesteinen des Unterperms sowie des Oberrotliegenden gebildet. Durch das Vorhandensein von ungenügenden Aufschlüssen ist die paläotektonische Entwicklung und der vorherrschende tektonische Plan nur ansatzweise bekannt. Das Übergangsstockwerk setzt sich im Untersuchungsgebiet ausnahmslos aus oberrotliegenden Sedimenten zusammen, die in ihren Mächtigkeiten starken Schwankungen unterliegen. Die sogenannten Hundskopf Schichten (heute Eisenach Formation) nehmen in ihrer Mächtigkeit vom östlich gelegem Schwellengebiet (Ruhlaer Kristallin) bis in den westlich gelegene Beckenbereich von 0 bis auf mehrere hundert Meter zu. Ein durchgehendes Profil des Oberrotliegenden im Untersuchungsgebiet ist nur aus wenigen Bohrungen bekannt (Hohenwart 03/1967, Oberkatz 01/1963, Hundskopf 01/1960, Bernhartshall 08/1912 und 06/1909). Die Basis der Eisenach Formation besteht zumeist aus grobklastischen Fanglomeraten, Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen, die im Arbeitsgebiet bis zu 50 Meter mächtig werden können. Diese werden von bis zu 100 Meter mächtigen feinklastischen Sedimenten, wie Ton-, Silt- und Sandsteinen überlagert.

Das **Tafeldeckgebirge** beinhaltet Schichtverbände vom Oberperm (Zechstein) bis zum Quartär und ist aus tektonischer Sicht weitaus besser bekannt. Im Unteren Zechstein (Werra Folge) lassen sich die Struktureinheiten Werra Senke und Spesart-Rhön-Hochlage mit deutlich NW-SE und NNE-SSW Einteilung untergliedern. Im höheren Zechstein entwickelte sich das Gebiet zu einem flachen Sedimentationsbecken, welches unter großen Randeinflüssen stand. Damit ist diese Gliederung nur noch unsauber zu definieren. In den darauf folgenden Triasabfolgen treten diese Strukturen wieder auf und sind anhand von erhöhter und verminderter Sedimentmächtigkeiten nachweisbar.

Das deutliche Vorhandensein von NW-SE (herzynische Richtung) und NNW-SSE bis NNE-SSW (meridionale Richtung) streichenden Elementen im Tafeldeckgebirge und oberflächennah auch im Grundgebirgsstockwerk weist auf den Einfluss von tektonischen Ereignissen in der Zeit zwischen Oberjura und Pleistozän hin. Der Basaltvulkanismus der Rhön ist in eine Spätphase dieser Ereignisse einzuordnen und fand zwischen Oligozän und Pliozän statt. Mit der Heraushebung des Thüringer Waldes und des Rhönschildes wurden die Grundlagen zur Auslaugung des Zechsteinsalinars und der daraus folgenden Auslaugungserscheinungen geschaffen.

Die heute anzutreffende Oberflächengeologie (Abbildung 11) wird durch den flächenhaft vorhandenen Ausstrich des Buntsandsteins im NE über den Muschelkalk bis zum Keuper im SW geprägt. Die Zunahme von mehr oder weniger isolierten Basaltvorkommen nimmt nach SW zu.

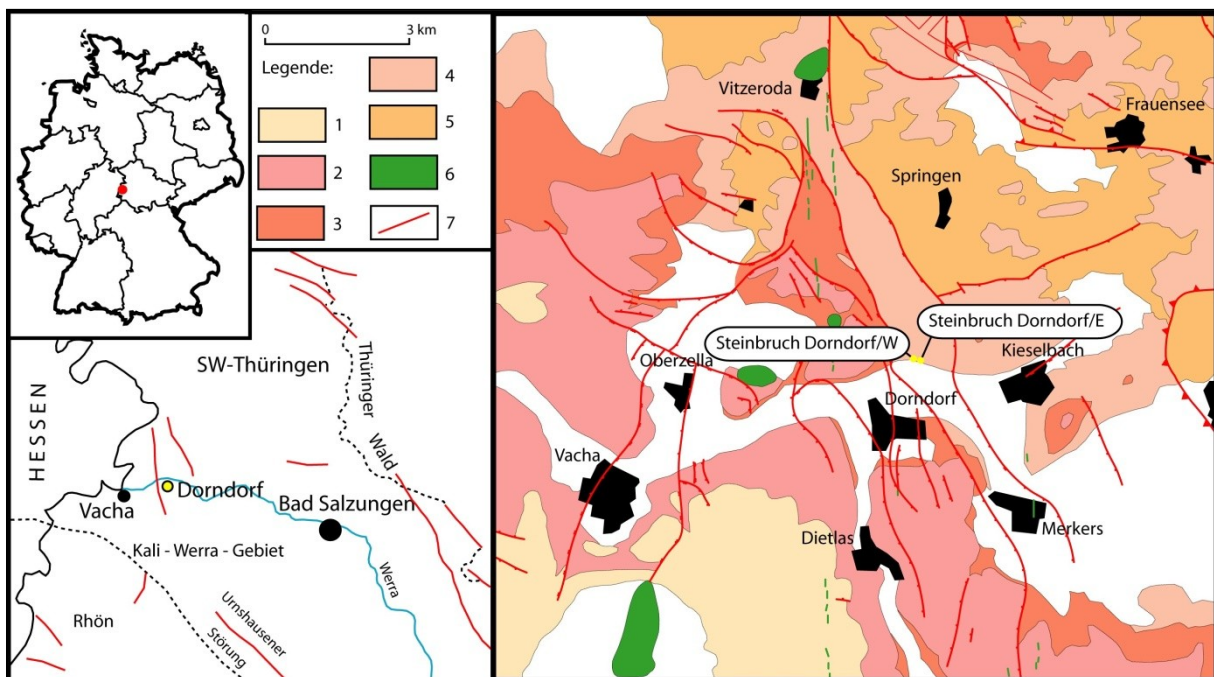


Abbildung 11: Lageskizze zu den Lokalitäten Dorndorf Steinbruch/E und Dorndorf Steinbruch/W mit Farbkartierung der Gesteinsverbände; 1 = Mittlerer Buntsandstein (Solling- und Hardegsen-Folge mit weißgrauen bis braunfleckigen, hellbraunen bis weißgrauen, rotbraunen bis rotvioletten und rotbraunen bis braunen Farben); 2 = Mittlerer Buntsandstein (Detfurth- und Volpriehausen-Folge mit rotbraunen bis violetten, rotbraunen bis braunen, roten bis rotbraunen und rotbraunen bis hellbraunen Farben); 3 = Unterer Buntsandstein (obere Bernburg-Folge mit roter Farbe); 4 = Unterer Buntsandstein (untere Bernburg-Folge und obere Calvörde-Folge mit rotweiß geflammten bis grauweißen und rotbraunen Farben, bankweise hell); 5 = Unterer Buntsandstein (untere Calvörde-Folge mit rotweiß geflammten, rotbraunen bis weißgrauen Farben); 6 = Basalte; 7 = Störungen.

Der Übergang vom Zechstein zum Unteren Buntsandstein beginnt mit dem 24 bis 26 Meter mächtigen Bröckelschiefer. Die ersten 16 bis 18 Meter werden von braunroten Ton- und Schluffsteinen gebildet, in denen 1 bis 2 Meter mächtige Sandsteinhorizonte auftreten können. Der obere Teil besteht aus rotbraunen Sandstein-Tonschluffstein-Wechselfolgen. Der Untere Buntsandstein, bestehend aus Calvörde- und Bernburg-Folge, ist im Arbeitsgebiet zwischen 325 und 330 Meter mächtig. Allgemein ist er aus gleichförmigen Wechsellagerungen von rötlichbraunen, seltener grauen, Fein- bis Mittelsandsteinen mit Ton- und Siltsteinen aufgebaut. Auffallend sind die beigen bis hellgrauen z. T. aber auch blassrosa erscheinenden, feinsandigen Sandsteine der Calvörde-Folge und die rot-weiß geflammt, fein- bis mittelkörnigen Sandsteine der Bernburg-Folge.

Der etwa 200 Meter mächtige Mittlere Buntsandstein tritt im Untersuchungsgebiet differenzierter auf als der Untere Buntsandstein. Eine Unterscheidung zwischen der roten, mit tonigen Lagen durchsetzten, fein- bis mittelkörnigen, im unteren Teil auch grobkörnigen, Volpriehausen-Folge, der rotbraun bis violett, meist feinkörnig aber auch grob bis mittelkörnig auftretenden, mit Tonlagen durchzogenen Dethfurt-Folge, der rotbraunen bis braunen, fein- bis mittelkörnigen im oberen Teil mit Tonsteinzwischenlagen durchsetzten Hardeggen-Folge und der hellgrauen bis weißgrauen, fein- bis grobkörnigen Solling-Folge ist im Gelände gut durchführbar.

Der Obere Buntsandstein (Röt) wird mit 80 Meter angegeben (Bücking in Koenen et al. 1925) und ist nur sporadisch unter schützenden Muschelkalkschuttdecken, die bandartig, wie auch der Muschelkalk selbst, um Basaltaufstiege herumläuft. Nach Süden und SW nimmt die Verbreitung des Muschelkalkes zu. Hiermit verbunden ist das Auftreten von Keuper.

Unter den Schuttdecken des Basaltvulkanismus befinden sich teilweise tertiäre Ablagerungen, wie das Auftreten von zahlreichen, bis hühnereigroßen Milchquarzgeröllen und einzelnen bräunlichen Braunkohlequarziten zeigt. Basaltdurchbrüche sind in Form von Kuppen und Bergen vorhanden und nehmen von Norden nach Süden zu. Das Gebiet wird von einer Vielzahl von Basaltgängen durchzogen. Sie ziehen sich leicht fiederartig von Süd nach Nord. Auch die Basalkuppen folgen dieser Richtung. Unter Tage, im Zechsteinsalz, lassen sich verästelte Gänge von einigen Millimetern und mehreren Dezimetern bis Metern beobachten, die scharf begrenzt zum Salz sind.

3.3 Arbeitsgebiet 3 – Bibraer Sattel

Der Bibraer Sattel ist eine NW-SE streichende geologische Struktur südlich von Meiningen in Südthüringen und gehört zu den Werra-Gäufächen. Das Arbeitsgebiet ist auf den Messtischblättern 5428 (Meiningen) und 5528 (Rentwertshausen) zu finden.

Das Arbeitsgebiet 3 des Bibraer Sattels (Abbildung 12) wird im Norden von Obermaßfeld – Grimmenthal und mit dem E-W Verlauf der Werra begrenzt. Die südliche Grenze bildet der Übergang vom südlichen Thüringer Vorland zum Grabfeld bei Rentwertshausen und Queienfeld. Bauerbach bildet die westliche und die Linie Jüchsen – Westenfeld die östliche Grenze.

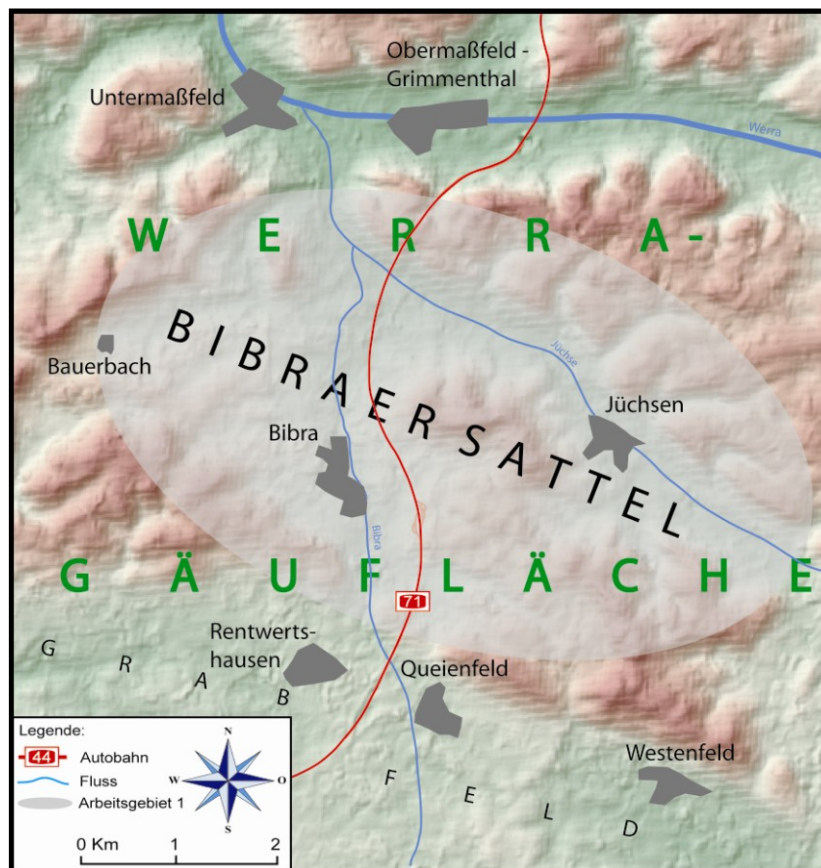


Abbildung 12: Detailübersichtskarte zum Arbeitsgebiet um den Bibraer Sattel. Der SW-Schenkel der Sattel- oder Antiklinalstruktur bildet den Übergang zum Grabfeld.

Die weite Ebene des Grabfeldes mit durchschnittlich 300 Meter ü. NN zeichnet sich morphologisch stark von den im Norden anschließenden, mit dem Bibraer Sattel beginnenden Werra-Gäufächen ab. Diese abwechslungsreiche und schwach mit Mischwald besiedelte Platten- und Berglandschaft ist durch tiefe Talfurchen in mehrere Plateaus zerschnitten. Die Hochflächen besitzen Höhen zwischen 460 und 520

Meter ü. NN. Durch die starke Erosion von Fließgewässern, wie der Jüchse, liegen die Sohlen der steilwandigen Täler durchschnittlich 180 Meter tiefer. Die Hänge der Haupttäler sind durch kurze, steile Seitentälchen charakterisiert. Von der leicht welligen Hochfläche mit ihren schwach geböschten Mulden und Rücken sind nur noch schmale Zungen und Riedel erhalten.

Die landwirtschaftlichen Nutzflächen überwiegen im Gebiet und befinden sich vorwiegend auf Substraten des Buntsandsteins. In den Talsohlen herrscht Weide- und Grünland vor. Die natürliche Vegetation an den Muschelkalkhängen und auf Plateaus besteht vorwiegend aus kollin- submontanen Orchideen-Kalkbuchenwäldern. Untergeordnet tritt Platterbsen-Buchenwald auf. Die Südhänge sind vor allem durch Trockenwälder und Trocken- oder Magerrasen mit Streuobstwiesen geprägt (BFN 2007).

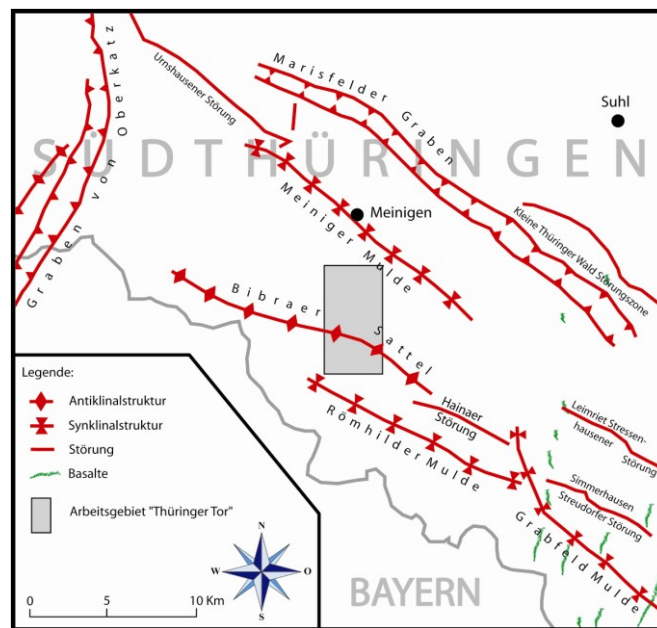


Abbildung 13: Darstellung zum regionalen tektonischen Inventar um das Arbeitsgebiet des Bibraer Sattels. Deutlich erkennbar sind die NW-SE streichenden Strukturen, die im NW auf NNE-SSW verlaufenden Strukturelemente treffen.

Geologisch gesehen ist der Bibraer Sattel der Südostabschnitt des Willmars-Bibraer Sattels und zeichnet den Übergang von der zwischen Themar und Meiningen liegenden Muschelkalkplatte zur Gräbeldmulde nach.

Der Bibraer Sattel (Abbildung 13) wird im nordwestlichen Anschluss begrenzt durch den NE-SW streichenden Graben von Oberkatz. Im Norden schließt an die Sattel-

struktur die Meininger Mulde an. Im SE grenzt der Sattel an die ebenfalls NW-SE streichende Hainaer Störung, die durch den Einfluss der Grabfeldmulde im weiteren südöstlichen Verlauf in die Simmershausen-Streudorfer Störung übergeht. Parallel zur Hainaer Störung und zum SE Abschnitt des Bibraer Sattels verläuft im Süden die Römhilder Mulde, die untergeordnet zur Grabfeldmulde gerechnet werden kann.

Die Grabfeldmulde besteht überwiegend aus Schluff- und Tonsteinen sowie aus Sandsteinen des Keupers.

Der Bibraer Sattel ist eine NW-SE streichende Antiklinalstruktur, die sich im Arbeitsgebiet aus dem Jüchsetal in südwestlicher Richtung heraushebt. Auf dem Bibraer Sattel wurden die Muschelkalkschichten bereits erodiert, so dass nur noch Schichtverbände des Buntsandsteines vorhanden sind. Lediglich an den Flanken und auf den Bergkuppen sind Schichten des Muschelkalkes verbreitet. Im Bereich Rentwertshausen – Queienfeld fallen die Ablagerungen des Muschelkalkes nach SW ein und gelangen somit störungsbedingt unter die flach gelagerten Formationen des Keupers (Abbildung 14).

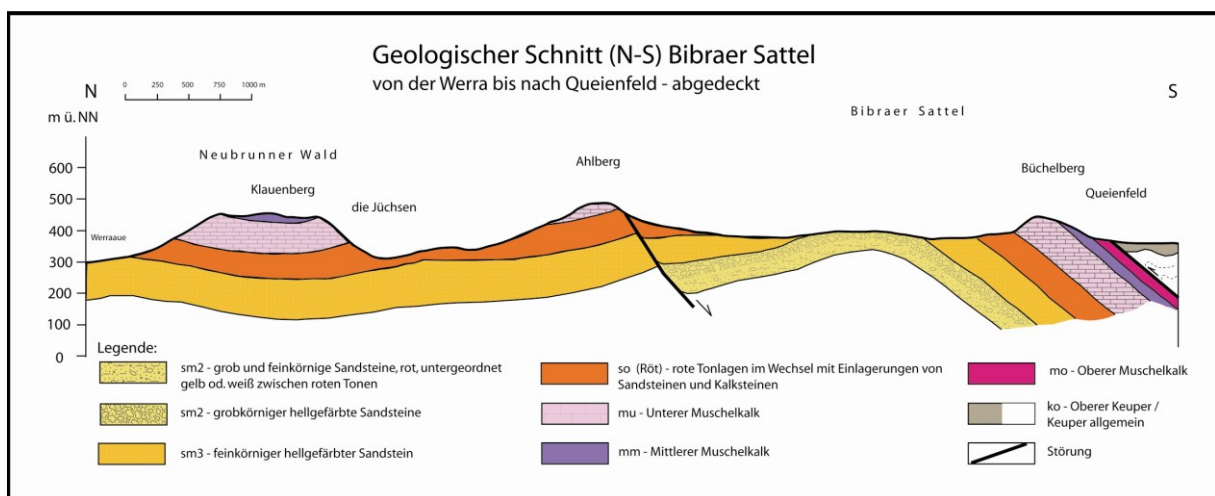


Abbildung 14: Geologisches N-S Profil vom Neubrunner Wald über den Bibraer Sattel bis in die Grabfeldmulde.

Durch den Bau der BAB 71 wurden mehrere Aufschlüsse temporär geschaffen, u.a. der Tunneldurchschlag Eichelberg, sowie die heute noch gut erhaltenen Aufschlüsse der Autobahnraststätte Thüringer Tor. Ebenfalls konnten durch Baugrundbohrungen Schichtverbände des Tafelstockgebirges erbohrt werden.

Einheiten des **Grundgebirgsstockwerk** (Prä-Perm) sind nur aus einigen wenigen Aufschlüssen und Bohrungen bekannt. So konnte das kristalline Grundgebirge in Bereichen wie der Creuzburg-Ruhla-Schleusingen Hochlage und der Spessart-Rhön-Ruhla-Langensalza Hochlage erschlossen werden.

In der südlich von Themar abgeteufften Erkundungsbohrung Thüringen – Süd 1/1963 ist das **Übergangsstockwerk** (Unterperm – Oberrotliegendes) bei einer Tiefe von 967 Meter erbohrt worden. Rotliegend Sedimente konnten bis in eine Tiefenlage von 2723 Meter nachgewiesen werden, wobei nach Morgenroth et al. (1997) diese nicht gänzlich durchteuft wurden. Die darüber lagernden Schichtverbände des Zechsteins, welche zum **Tafeldeckgebirge** (Oberperm – Quartär) gezählt werden, werden mit einer Mächtigkeit von 124,7 Meter angegeben. Darauf folgen mesozoische Ablagerungen. Sie bestehen aus den Formationen des Buntsandsteins, des Muschelkalks und des Keupers. Ihre Schichtfolgen fallen in der Regel mit 5 bis 10° flach nach SW bzw. W ein.

Die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins beträgt 530 Meter. Im Arbeitsgebiet sind allerdings nur Schichtfolgen des Mittleren Buntsandsteins (Hardegsen- bis Solling-Formation) und des Oberen Buntsandsteins (Röt) aufgeschlossen.

Der Muschelkalk erreicht im Arbeitsgebiet Mächtigkeiten bis zu 200 Meter. Hierbei werden ca. 100 Meter den Ablagerungen des Unteren Muschelkalkes zu gesprochen. Mittlerer und Oberer Muschelkalk sind ca. 50 Meter mächtig. Ein vollständiges Profil findet sich am Autobahndurchbruch (A 71) Büchelberg bei Queienberg/Grabfeld.

Die nach Westen sich anschließende Grabfeldmulde besteht aus Sedimenten des Oberen Keupers.

3.4 Überblick der strukturgeologischen Verhältnisse

Nach Kossmat (1927) lässt sich das Variszikum (416 – 200 Millionen Jahre) in drei E-W verlaufende Zonen einteilen:

Gefaltete devonische und karbonische Sedimente der Ardennen, des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes bilden im Norden das *Rhenoherzynikum*.

Südlich davon folgt die *Saxothuringische Zone* mit der Mitteldeutschen Kristallinzone als nördliches Glied. Neben variszischen Granitoiden besteht die saxothuringische Zone aus unterschiedlich metamorph beanspruchten Sediment- und Vulkanitgesteinen des Jungproterozoikums und des Altpaläozoikums. Diese lassen sich vor allem oberflächennah im Odenwald, im Spessart im Thüringer Wald (Ruhla) und im Kyffhäuser verfolgen. Im Kern und im südlichen Bereich baut sich das Saxothuringikum aus kambrischen bis unterkarbonischen Sedimentfolgen auf, die gefaltet und zum Teil metamorph überprägt sind.

Der zentrale Teil der mitteleuropäischen variszisch beanspruchten Gesteinsfolgen bildet die *Moldanubische Zone*. Zu ihr gehören große Bereiche des Böhmisches Massivs, des Schwarzwaldes und der Vogesen. Ihr Aufbau besteht hauptsächlich aus proterozoischen bis variszischen Kristallingesteinen, die aus hochgradigen metamorphen Gesteinen, wie Eklogit und Granulit und niedergradigen paläozänen Sedimenten bestehen können.

Ausführungen zur geologischen Entwicklung Mitteleuropas vom Perm bis zum Tertiär werden ausführlich in Ziegler (1990) beschrieben und in diesem Rahmen nicht weiter betrachtet.

Zum Verständnis des strukturgeologischen Inventars ist es wichtig, einen Überblick der geologischer Struktur zu erhalten, die in den untersuchten Arbeitsgebieten vorkommen.

Die Untersuchungsgebiete (Abbildung 15) sind von Osten durch mehrere NNW-SSE und NW-SE streichende Störungszonen begrenzt. Sie werden zusammenfassend als Fränkische Linie bezeichnet. Die Fränkische Linie bildet die Grenze zum Thüringer Wald, zum Frankenwald und zum Fichtelgebirge. Sie beschreibt eine ca. 20 Kilometer breite Zone, die sich von der eigentlichen Hauptaufschiebung der Böhmisches Masse auf östlich gelegene Gebiete bis zur nördlichen Frankenalb im W erstreckt (Peterek & Schröder 1995).

Die NNW-SSE bzw. NW-SE verlaufenden Strukturen sind durch Einengung in Folge von kompressiver Deformationen, die durch die Kollisionsfront des alpidischen Orogens hervorgerufen wurden, entstanden (Vosserbäumer 1985, Ziegler 1987). Die Anlage der Störungssysteme ist in das höhere Karbon (Stefan) zu stellen und kennzeichnet sich durch eine mehrphasige Entwicklung. Nach Schröder (1976, 1990) rei-

chen die jüngsten Bewegungen bis in das Quartär. Die sich wiederholenden Phasen im Kilometerbereich liegender vertikaler Blockbewegungen (Permokarbon, tiefere Trias, Unter- und Oberkreide) sind mit horizontaler Kompression korrelierbar (Peterek et al. 1994).

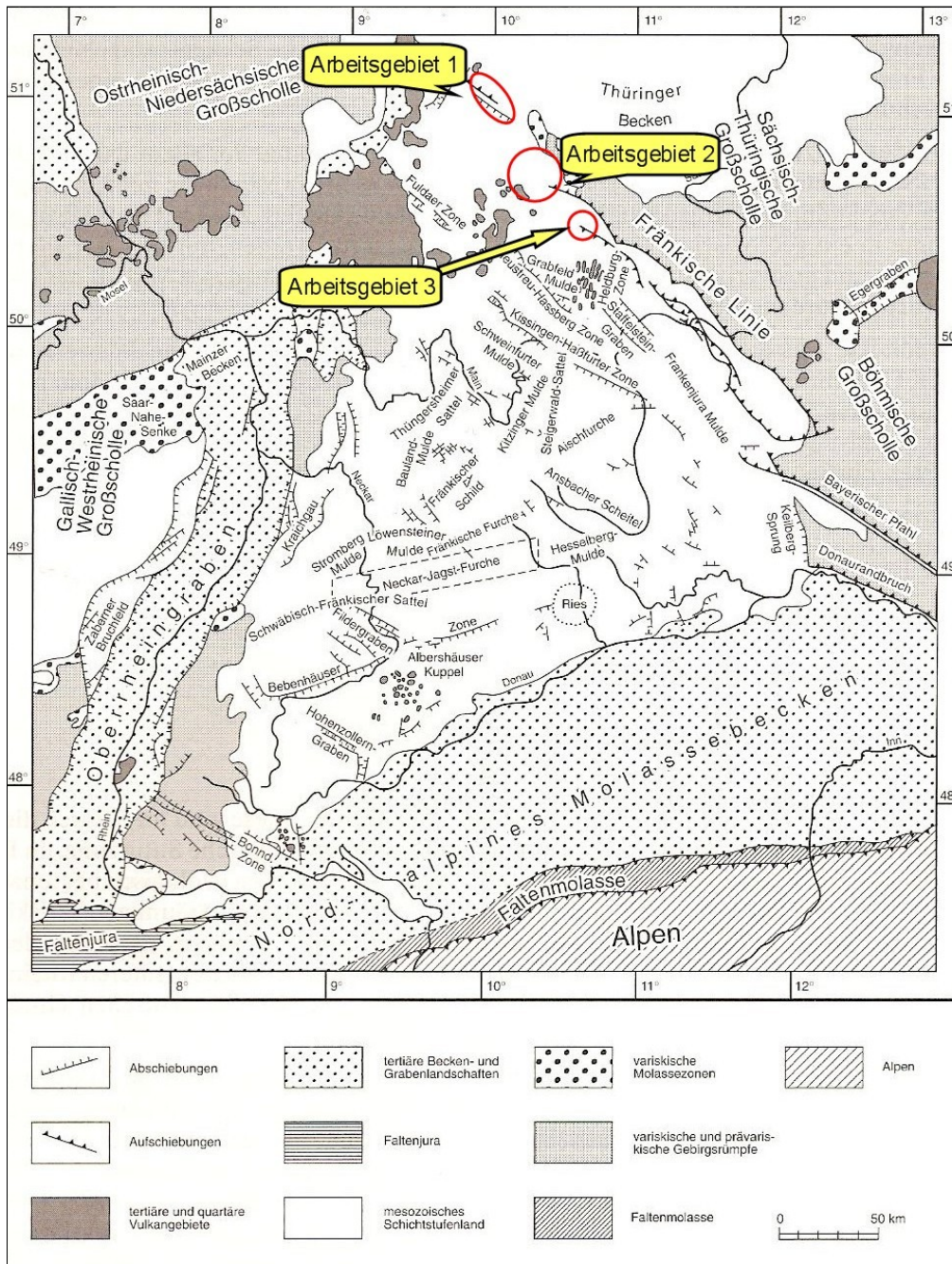


Abbildung 15 : Einordnung der Arbeitsgebiete in den regionalen tektonischen Bauplan (Karte nach Dürr 1982).

Durch den mehrfachen Wechsel der Paläospannungsrichtung in NNW-SSE bzw. N-S, wurde auf die schräg dazu verlaufenden NW-SE streichenden Störungslinimente ein dextraler Bewegungsanteil verursacht (Peterek et al. 1994).

Mattern (1995) beschrieb aber auch während des Rotliegenden sinistrale Reaktivierung.

Die Störungen sind fiederartig angeordnet und durch teils stafflige Bruchtektonik gekennzeichnet. Die Versatzhöhen an der Fränkischen Linie betragen zum Teil mehr als 2000 Meter (v. Freyberg 1969, Ernstson 1982). Nach Meyer (1989), wurde das östlich der Fränkischen Linie liegende Grundgebirge bis ins Unterperm sogar um 5 Kilometer herausgehoben. Hierbei sind größere Versätze um ca. 1 Kilometer an die unmittelbaren Randstörungen gekoppelt. Im Fichtelgebirgsvorland, sowie auch teilweise im südwestlichen Vorland des Thüringer Waldes verteilt sich die Gesamtsprunghöhe auf eine Vielzahl von NW-SE streichender Störungen mit kleineren Sprunghöhen (vgl. Streit 1977). Stettner (1994) (vgl. Emmert 1981 und 1986) beschreibt den Grundgebirgsrand passend als insgesamt flexurartig bzw. treppenartig.

Im Westen grenzen NNE-SSW streichende Strukturen, die als Verlängerung des tertiären Oberrheingrabens angesehen werden. Hierzu zählen auch die Gräben der Hessischen Senke. Sie sind im Norden, bedingt durch die tertiären Vulkanite des Vogelsbergkomplexes, überdeckt.

Der nördliche Abschnitt wird durch die Spessart-Rhön-Schwelle bestimmt, die der Mitteldeutschen Kristallinschwelle des variskischen Basement folgt (Walter 1995). Durch die Heraushebung dieser NE-SW (erzgebirgisch) verlaufenden Struktur wurde das mesozoische Deckgebirge generell nach SE abgekippt. Südöstlich verlaufen weitere Sattel- und Muldenstrukturen gleicher Streichrichtung, die aber untergeordnete Größen besitzen. Die NE-SW Streichrichtung paust sich bis in das Deckgebirge durch und vergittert sich in den Arbeitsgebieten mit NW-SE streichenden Mulden- und Sattelstrukturen (vgl. Büttner & Freudenberger 1994). Zu diesen Aufwölbungen zählt unter anderem der Willmars-Bibraer Sattel mit der dazugehörigen Grabfeld-Mulde.

In den Arbeitsgebieten ist ein engmaschiges Störungsmuster zu beobachten. Dieses Störungsmuster wurden über längere Zeiträume und in mehreren Phasen angelegt (Vossmerbäumer 1985). Überwiegend entstanden WNW-ESE (flachherzynisch) streichende Brüche und Dehnungsstrukturen, die einer späteren Einengung unterlagen. Expansion und Kompression wiederholten sich in mehreren Phasen, so dass Mischformen entstanden. Die Verformung spiegelt sich in Flexuren, Abschiebungen,

Stauchungen, Fältelungen, Aufschiebungen und Überschiebungen wider. In den Arbeitsgebieten, kann die Bruchtektonik auch vom Zechsteinsalinar beeinflusst sein.

Nach Schröder (1976) vertreten die innerhalb des tertiären Bruchsystems liegenden NNE-SSW (rheinisch) orientierten Brüche einen älteren Beanspruchungsplan. Sie werden von jüngeren NW-SE (herzynisch) streichenden Zerrbrüchen gekreuzt. Der Bereich der Vergitterung von NNE-SSW (rheinisch), NW-SW bzw. WNW-ESE (herzynisch bzw. flachherzynisch), NE-SW (erzgebirgisch) und N-S (meridional) verlaufenden Brüchen bot für den tertiären Basaltvulkanismus (Vogelsberg, Rhön, Heldburger Gangschar, Meißner) mit seinen fluiden Phasen ideale Aufstiegswegsamkeiten.

3.5 Natürliche CO₂-Vorkommen in den Arbeitsgebieten

Ein generelles Problem, welches bei der durchgeführten Analogstudie auftrat, ist damit verbunden, dass Bleichungserscheinungen an Gesteinen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins vorliegen, die auf Fluide zurückzuführen sind. Da das Auftreten der fluiden Phasen in einem begrenzten Zeitraum stattfand, sind die Fluide heute nicht mehr vorhanden. Aussagen über die chemische Zusammensetzung dieser Fluide lassen sich somit nur schwer treffen. Wendler et al. (2011) konnten in der Nähe von kluftgebleichten Bereichen des Buntsandsteins eine Abreicherung von Eisen feststellen. Demgegenüber lag in selbigen Bereichen ein kalzitischer Porenraumzement vor, der angereichert ist mit Eisen. Dieses Indiz spricht für eine Stoffumlagerung aus dem Wirtsgestein in den kalzitischen Porenraumzement. Es wird somit postuliert, dass dieser Zement während der Bleichungsphase entstand, welche mit CO₂-haltigen Fluiden in Zusammenhang steht.

3.5.1 Kohlendioxid und Basaltvulkanismus

Nach Kästner (1969), Baumann et al. (1978) und Kästner & Schlegel (1989) befinden sich in der Vorderrhön, zu denen auch das Arbeitsgebiet 2 gehört, nahezu reine Kohlendioxid-Lagerstätten. Diese sind nach Müller (1958) seit Beginn des Kalibergbaus an Werra und Fulda Ende des 19. Jahrhunderts bekannt.

Die Lagerstätten spielen für die Betrachtung zur Migration von CO₂-Fluiden im Unteren und Mittleren Buntsandstein eine essenzielle Rolle. Ihre Bildung wird mit dem jungtertiären Vulkanismus der Rhön in Verbindung gebracht (Kästner et al. in Seidel 1995). Die Einzigartigkeit dieser Lagerstätten besteht in der engen strukturellen Beziehung des tektonischen Inventars dieser Region. Durch die geringe Nutzporosität und der somit fehlenden Permeabilität der hangenden Gesteinsformationen des obersten Rotliegenden und des Unteren Zechsteins bildeten sich keine schichtgebundenen CO₂-Lagerstätten aus. Vielmehr konnten sich auf Basis von tektonisch angelegten Kluftscharen Kohlendioxidfelder ausbilden. Bei der Exploration und Auskartierung der Kohlendioxidlager wurde festgestellt, dass nicht nur an Kreuzungsbereichen von Störungszonen mit einer hohen Höffigkeit zurechnen ist, sondern auch besonders entlang von N-S streichenden Strukturen größere CO₂-Gasfelder zu erwarten sind. Die nach Jagsch & Rohleder (2001) modifizierte Karte (Abbildung 16) zeigt vier größere nach N-S ausgerichtete CO₂-Lagerstätten und zusammenhängende Bereiche im Kaliflöz Thüringen mit CO₂-Bläsern.

Wie bereits erwähnt, besteht ein struktureller Zusammenhang zwischen den CO₂-Lagerstätten und N-S streichenden Kluftscharen. Die Anlage dieser Kluftscharen operiert weiterhin in enger genetischer Vergesellschaftung mit dem im Tertiär vorherrschenden Spannungsfeld, welches mit seiner größten Horizontalspannung nach Rauche & Franzke (1990) zu dieser Zeit N-S gerichtet war. Somit lag N-S gerichtete Kompression mit E-W verlaufender Extension vor. Folglich bildeten sich N-S streichende tektonische Brüche und Klüfte, die das Aufsteigen von basaltischem Magma um das Miozän richtungsgebunden ermöglichten.

Durch Kartierungsarbeiten sind solche in ihrer Gesamtheit N-S gerichtete zum Teil aber NNW-SSE oder NNE-SSW verlaufende Basaltgänge bekannt. Einen Zusammenhang zum regionalen tektonischen Inventar geben Grumbt & Lützner (1966, 1983). Durch flächenhafte geomagnetische Messungen wurden die bereits bekannten obertägigen und aus den Kalibergwerken beschriebenen untertägigen Basaltgänge (Koenen et al. 1925, 1927) ergänzt und von Schlegel (1989) in einer Karte zusammengefasst. Abbildung 16 zeigt in modifizierter Form kartierte und durch Magnetik ermittelte Basaltgänge und Dykes.

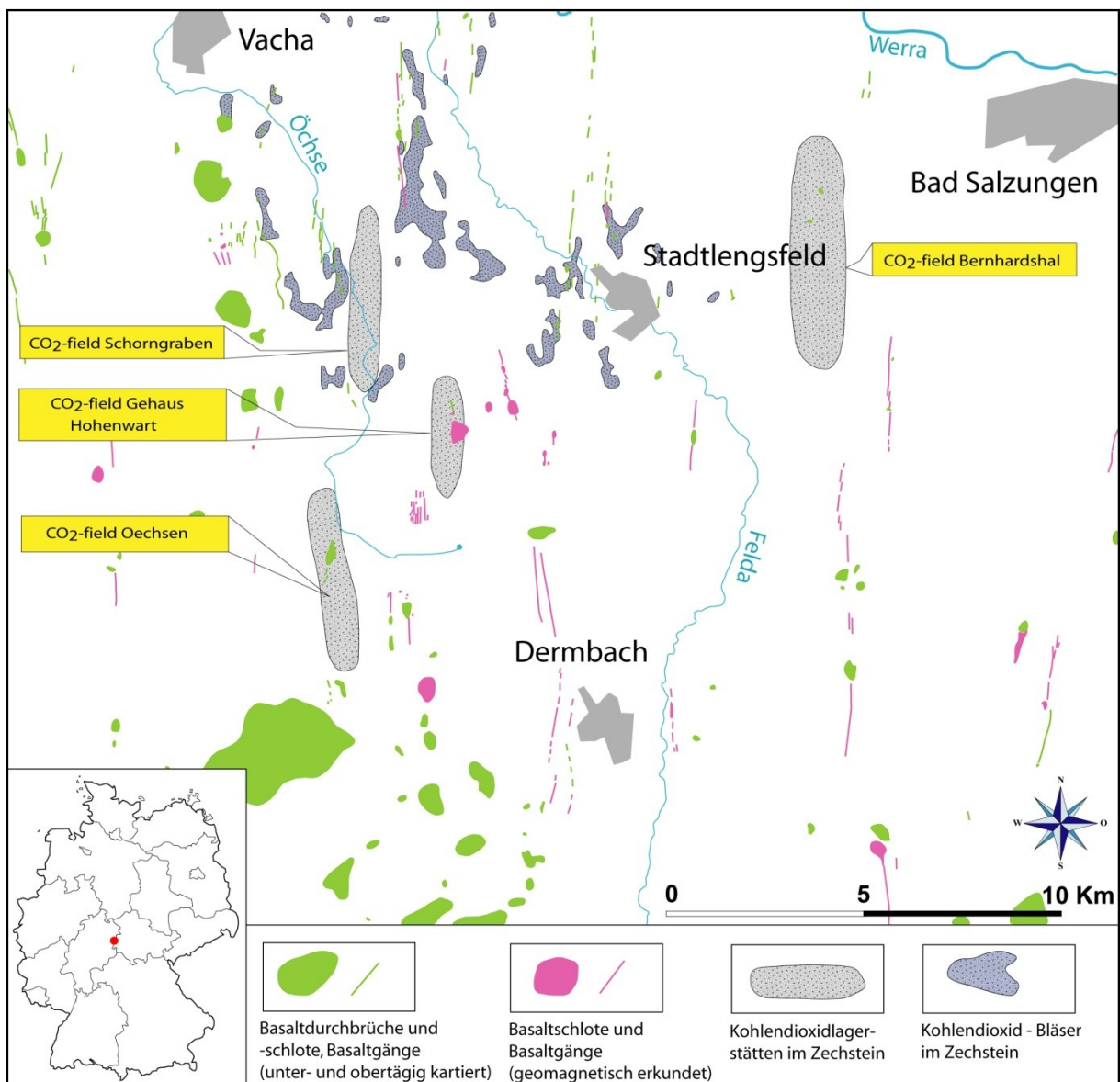


Abbildung 16: Karte des Arbeitsgebietes 2 mit unter- und obertägig kartierten Basaltdurchbrüchen und -gängen, Basaltschlotten und -gängen, die geomagnetisch aufgenommen wurden sowie Kohlendioxid-lagerstätten und Bereiche mit Kohlendioxid-Bläsern. Nach Schlegel (1989) und Jagsch & Rohleder (2001).

Hinweise auf ein extensionales E-W Regime geben die genannten Richtungsabweichungen der N-S Hauptstreichrichtung. Mit den NNW-SSE und NNE-SSW Richtungen liegt eine nach Norden gerichtete distiche Anordnung vor. Diese ermöglicht es eine Abgrenzung von N-S streichenden Zonen mit erhöhter Dichte an Basaltgängen von Bereichen, in denen keine Basaltgänge oder Schlote auftreten, vorzunehmen. Jagsch & Rohleder (2001) beschreiben ebenfalls solche Bereiche und fassen sie als regionale Störungszonen (RFZ) zusammen.

Der miozäne Basaltvulkanismus erstreckt sich mit seinen südlichen Ausläufern, der NNE-SSW streichenden Heldburger Gangschar im Grabfeld bis nach Nordhessen,

wo Blaue Kuppe und Alpstein schlotartige Erweiterungen von NNE-SSW verlaufenden Basaltgängen im Buntsandstein, wie sie von Koritnig (1954) beschrieben werden, darstellen. Dietzel et al. (1997) sehen auch im nordhessischen Raum (Arbeitsgebiet 1) einen Zusammenhang zwischen dem tertiären Basaltvulkanismus und dem Auftreten von Kohlendioxid. Hingegen konnte im Arbeitsgebiet 3 kein Beweis für das Vorhandensein von Kohlendioxid in der näheren Umgebung von Basalten erbracht werden.

3.5.2 Kohlendioxid in den Zechsteinlagerstätten

Im Niveau der flach gelagerten Kaliflöze Thüringen und Hessen haben Fluide den ursprünglichen mineralogischen und chemischen Stoffbestand der Evaporitgesteine stark verändert. Im Zusammenhang mit dem tertiären Basaltvulkanismus sind vor allem die Fluide Wasser (H₂O), Kohlendioxid (CO₂), Stickstoff (N₂), Schwefel (S) und Methan (CH₄) für die sogenannte Lösungsmetamorphose verantwortlich zu machen. Bereits Koenig et al. (1927) beschrieben Lösungsprozesse im Salzlager aufgrund von heißen vulkanischen Lösungen. Eine umfangreiche mineralogische Beschreibung von Edukten und den daraus entstandenen Produkten gibt Tröger (1969). Ausgehend von den Basaltgängen können diese in kalium- und magnesiumreichen Salzgesteinen, wie Carnallit, Sylvin, Halit, Kainit, Kieserit und Polyhalit bis auf Horizontalfentfernungen von 50 und mehr Metern wirksam werden (Abbildung 17). Dabei wird das Carnallitsalzgestein in carnallitfreie Salzgesteine (Hartsalz, Sylvin) aber vor allem in Sylvin (KCl) umgewandelt (Voigt et al. 2001).

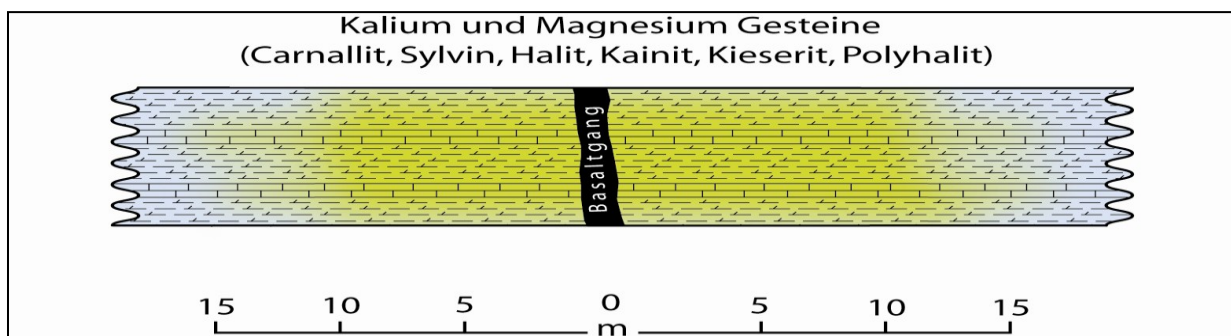
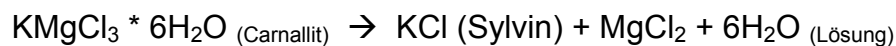


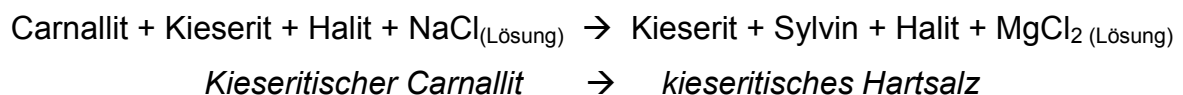
Abbildung 17: Eindringen von Fluiden, wie Wasser, Kohlendioxid, Stickstoff, Schwefel und Methan aus einem Basaltgang in ein kalium- und magnesiumreiches Salzgestein. Die Temperatur der Fluide bewirkt eine Aufheizung des Salzgesteins, die aber unter dem Schmelzpunkt des Salzes bleibt. Die hohen Löslichkeitstemperaturen von Carnallit und Sylvin bewirken ein Eindringen von Fluiden bis zu 50 Meter in das Salzgestein.

Da eine Reihe von Salzmineralen sensibel auf den postalen Einfluss von Lösungen, Temperaturerhöhung oder mechanische Beanspruchung reagieren, sind nach Borchert & Muir (1964) in Okrusch & Matthes (2009) alle Kriterien für eine Gesteinsmetamorphose gegeben. Hierbei kommt es zu Mineralreaktionen, Stofftransporten und Änderungen in der Elementverteilung zwischen koexistierenden Salzmineralen. Bei der Salzmetamorphose sind die Temperaturen allerdings deutlich niedriger als bei der Metamorphose von Silikatgesteinen.

An Salzgesteinen unterscheidet man in der Regel drei verschiedene Arten von Metamorphose, je nachdem, ob Lösungseinwirkung, Temperatur oder mechanische Beanspruchung dominieren. Durch die hohe Wasserlöslichkeit von Salzmineralen wie Carnallit, Sylvin oder Halit, ist die Lösungsmetamorphose als primär anzusehen. Sie wurde in allen deutschen Kalisalzlagerstätten des Zechsteins festgestellt. Dabei spielt die inkongruente Carnallit-Zersetzung unter Neubildung von Sylvin nach der Reaktion



eine wichtige Rolle. Kieserithaltiger Carnallit wird durch ungesättigte Salzlösungen in kieseritisches Hartsalz umgewandelt:



Carnallit ist hygroscopisch und zersetzt sich bereits bei atmosphärischen Bedingungen unter Ausscheidung von Sylvin. Carnallitische Salzgesteine sind selten farblos. Häufig sind sie durch Eisenoxidhydrateinschlüsse rot gefärbt (Göttinger & Libowitzky 2004).

Die NaCl-Lösungen sind in Klüfte und Spalten eingedrungen und kristallisierten langsam aus. Die MgCl₂-Lösungen wurden nach dem Umwandlungsprozess über das Klufnetz in ihre Umgebung abgegeben und konnten somit abwandern. Hiermit ist auch der Abtransport von Eisenoxidhydrat verbunden.

Durch die Umwandlung und die Abpressung der Lösungen ist die ursprüngliche Mächtigkeit der Kalisalzsichten um etwa 50 % verringert worden.

Im Gegensatz dazu sind im Grenzbereich zwischen Steinsalzschiechten (NaCl) und Basaltgängen die Wechselwirkungen von Schmelzen und fluiden Phasen mit dem Evaporitgestein nur im Zentimeterbereich nachweisbar (Abbildung 18).

Die ungleichen, doch sehr erheblichen Eindringtiefen von fluiden Phasen in chemisch verschiedenen Salzgesteinen sind mit den unterschiedlichen Löslichkeitstemperaturen von K-Mg-Chloriden (Carnallit und Sylvit) und NaCl (Steinsalz) zu erklären.

In Pippig (1992) wird neben dem Umbildungsprozessen im Salz, die auf Fluide des tertiären Basaltvulkanismus basieren, für die Lösungsmetamorphose eine präbasaltische Möglichkeit gegeben. Diese ist auf den Aufstieg von NaCl reichen Tiefenwässern des Rotliegenden an N-S streichenden Klüften unter Abführung von MgCl₂ gesättigter Restlaugen zurückzuführen (Koch & Vogel 1980). Die hierzu nötigen Temperaturen werden durch den im Vorfeld des Basaltvulkanismus aufgeheizten Untergrund erreicht.

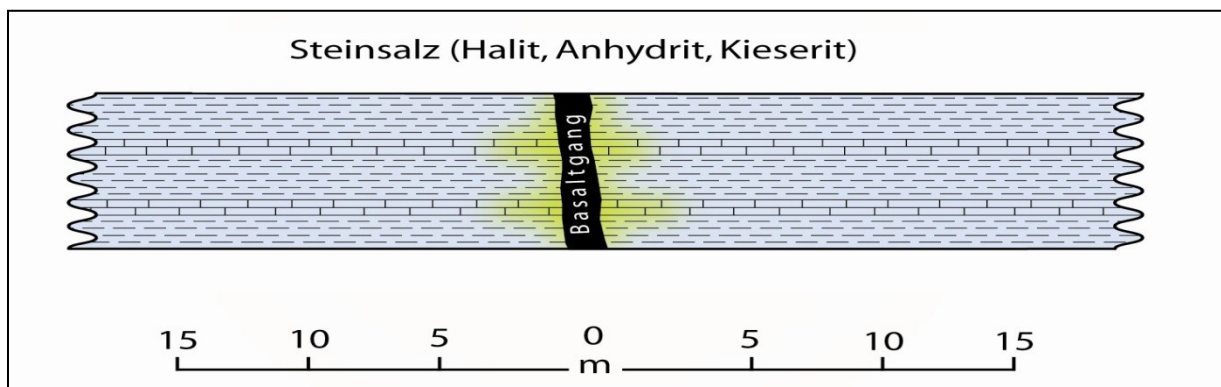


Abbildung 18: Durch die niedrigere Lösungstemperatur von Steinsalz gegenüber Carnallit kann die fluide Phase des basaltoiden Gesteins nur wenige Zentimeter in das Nebengestein eindringen.

Neben lokal vorliegenden Schwefelsublimaten, die in starken Anreicherungen flächenhafte Imprägnationen des Salzgesteines und elementaren Schwefel in schmalen Klüften bilden, sind bei der basaltvulkanischen Lösungsmetamorphose auch große Mengen von gasförmigen Bestandteilen, wie CO₂, in die Evaporitschichten eingedrungen. Herrmann & Knipping (1993) sowie Schneider & Herrmann (1996) unterscheiden folgende Gaseinbindungen von CO₂ im Salzgestein:

1. schnittgebundene Gase = (CO₂ in Schnitten, Klüften und Spalten)

2. mineralgebundene Gase

- in Mineralkörnern eingeschlossen = inkristallin, ingranular oder intragranular (in mikroskopisch kleinen Bläschen und Hohlräumen enthaltene Gase)
- zwischen den Mineralkörnern eingeschlossen = interkristallin oder intergranular (Fixierung auf die Korngrenzen der Minerale und in den Porenräumen der Gesteine)

Eine grafische Verdeutlichung des im Zechsteinsalz gebundenen CO₂ liefert das Diagramm 1.

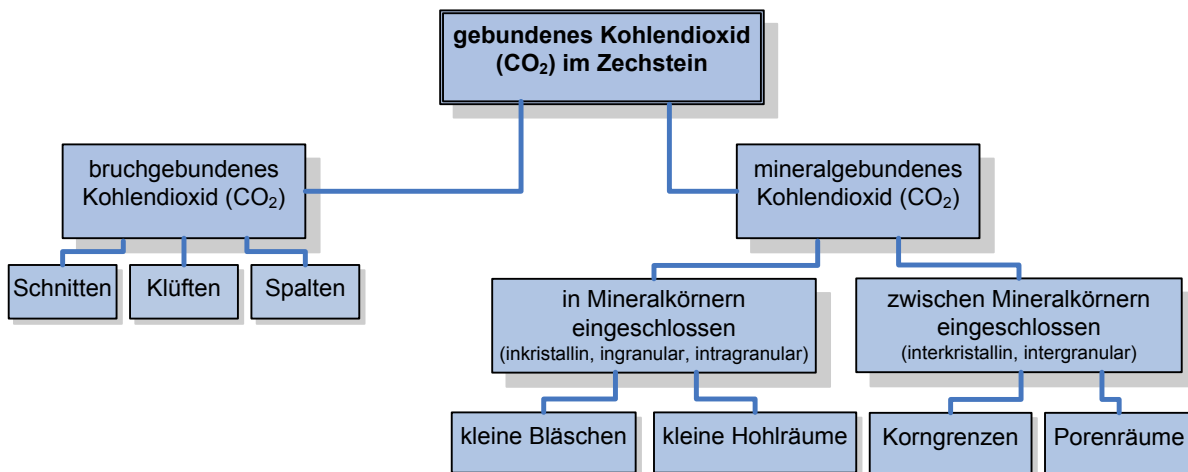


Diagramm 1: Möglichkeiten der Fixierung von Kohlendioxid im Salzgestein.

Die Fixierung des Kohlendioxids ist eng an N-S streichende Klüfte sowie an Kreuzungsbereiche mehrerer Richtungen gebunden. In Gebieten mit erhöhter Subrosion sind allerdings keine CO₂-Vorkommen zu erwarten. Dietz in Koenig et al. (1926) beschreiben sogenannte Basaltschnitte oder Schlechten, die nichts anderes darstellen als Klüfte, die „in einem bestimmten System das Gebirge durchschneiden“. Bei den Schlechten handelt es sich um etwa 1 Zentimeter breite Streifen, die mitunter mit schwarzem Ton gefüllt sind und sich über mehrere 10er bis 100er Meter erstrecken können. Sie verlaufen zumeist gradlinig und zueinander parallel.

Wichtig aber erscheint, dass das Salz in der Nähe der Basaltschnitte mit CO₂ ausgefüllt ist, welches zum Teil unter hohem Druck steht und sich beim Anfahren explosi-

onsartig entlädt. Das herausgerissene Salz bildet Hohlräume, sogenannte Racheln, die dem Schnitt folgen.

Tabelle 2: Übersicht zur weiteren Charakterisierung der einzelnen CO₂-Felder im Werra-Kaligebiet.

CO ₂ -Feld:	Produktion:	CO ₂ - Volumen: [10 ³ m ³] *	Druck: [hPa]	Temperatur: [°C]	Teufe in [m]	Vorkommen:
Bernhardshall	1966 - 1994	580	1961: ca. 75000 1998: ca. 72000	33 - 32	470	superkritisch
Schorngraben	1966 - 1994	315	1961: ca. 75000 1998: ca. 72000	33 - 32	770	superkritisch
Hohenwart / Gehaus	1977 - 1994	270	1976: ca. 75000 1994: ca. 58000	27 - 28	850	gasförmig
Oechsen	1966 - 1994	283	1961: ca. 75000 1998: ca. 72000	33 - 32	920	superkritisch
* bei Lagerstättenbedingungen						

Insgesamt befinden sich im Untersuchungsraum vier größere CO₂-Lagerstätten (siehe Abbildung 16). Die Betrachtung der Lagerstättenflächen geschieht unter der Annahme eines 20 Meter mächtigen Speichergesteins und eines Kluftvolumens von 1 %. Die größte Lagerstätte mit einer Fläche von 2900·10³ m² ist Bernhardshall in einer Teufe von 470 m, gefolgt von der Lagerstätte Schorngraben mit 1575·10³ m² in einer Teufe von 770 m. Die Lagerstätten Hohenwart/Gehaus und Oechsen besitzen jeweils eine Lagerstättenfläche von 1350·10³ m² und 1415·10³ m² bei einer Teufe von 850 bzw. 920 Meter (Ergebnisbericht - Lagerstätten erkundung 1990). In Tabelle 2 sind weitere Eckdaten zur Charakterisierung der Lagerstätten zu sehen.

Die chemische Zusammensetzung des gasförmigen Fluides ist zwischen den einzelnen Lagerstätten als gleich anzusehen und unterliegt nur marginalen Schwankungen. Das geförderte Gasgemisch besteht zu 97,1 bis 99,4 % aus CO₂, ca. 1 % Stickstoff und maximal 0,7 % aus Methan. Geringfügig sind Wasserstoff und Helium vertreten. Seltener tritt Ethan und Propan auf (Ergebnisbericht - Lagerstätten erkundung 1990).

4. Deformationsphasen und Spannungsfeld

Der tektonische Bau der Arbeitsgebiete wird maßgeblich durch ihre Lage im nördlichen Abschnitt der Süddeutschen Großscholle beeinflusst (Carle' 1955). Die Untersuchungsgebiete 1 und 2 befinden sich unmittelbar am NE-Rand und werden von den zum Teil flexurartigen Randstörungen des Thüringer Waldes und deren nordwestlichen Fortsetzungen begrenzt. In nordwestlicher Richtung folgend, gehen die auslaufenden Bruchstrukturen des Thüringer Waldes in Leistenschollen mit NW-SE Streichrichtung über und bilden darüber hinaus die inversen Halbgrabenstrukturen des Arbeitsraumes 3. Der Einfluss von NNE verlaufenden Grabenstrukturen, der sogenannten Hessischen Gräben, wird nach Westen immer deutlicher.

Die Einbindung der Störungszonen im Arbeitsgebiet 2 (Grumbt & Lützner 1983) in das Bruchsystem der nördlichen Süddeutschen Großscholle wird deutlich durch Störungszonen, die parallel des Thüringer Waldes (NW-SE) streichen und im weiteren Verlauf in eine nördliche Richtung umschlagen. Dieses lässt sich vor allem an Einzelstörungen im Bereich der Urnshausen-Stadlengsfelder Störungszone, der anschließenden Störungszone von Merkers-Dippach und der Störungszone von Völkershausen nachweisen. Lange und Käding (1961) kartierten ähnliche Verhältnisse für das hessische Werra-Kaligebiet, wobei der Einfluss von NNW-SSE streichenden Strukturen immer deutlicher in den Vordergrund tritt.

Diese großstrukturellen Elemente bewirken eine Änderung des Bruchmusters von Süden nach Norden. Mit der Richtungsänderung von hauptsächlich NW-SE zu nahezu N-S gehen auch die Sprunghöhen zurück. Somit besitzen die Fränkische Linie und NNE-SSW gerichteten Störungszonen maßgeblichen Einfluss auf die Hessischen Gräben.

Eine kausale Abfolge der tektonischen Ereignisse in den Deckgebirgsschichten des Arbeitsgebietes 2 ist, bedingt durch multiple zusammenhängende Prozesse, nur schwer zu deuten. Aus den Geländebegehungen und den Kartenbildern lassen sich allerdings Rückschlüsse herleiten, die zu mindestens für ein zweiphasiges Beanspruchungssystem sprechen. So kann auf eine präbasaltische und eine synbasaltische Phase geschlossen werden. Zur präbasaltischen Phase zählen u.a. Bruchmuster mit größeren Vertikalversatz. Sie lassen sich in die Epochen Jura bis Alttertiär eingliedern. Strukturen, deren Verläufe N-S streichen sowie mehr oder

minder Auffiederungen in NNW-SSE und NNE-SSW Richtungen aufweisen und nur geringe bis keine Vertikalversätze zeigen, gehören in die synbasaltische Phase und verkörpern den im Miozän vorherrschenden Beanspruchungsplan. Hiermit verbunden sind die rhönischen Basaltaufstiege mit ihren gasreichen Fluiden.

Schröder (1976) schlussfolgerte für das Arbeitsgebiet 3 ebenfalls zwei Entstehungsphasen, die von Kley et al. (2008) modifiziert und prädestiniert worden und somit auf die anderen Arbeitsgebiete übertragen werden können. Hinweise auf diese zwei Phasen finden sich an mehreren Aufschlüssen in Form von Abschiebungen (Phase 1, Extension), die in Phase 2 (Kompression) zum Teil reaktiviert und während der Faltung schräg gestellt wurden. Heerwagen (2010) lieferte hierzu weitere Beschreibungen ab.

Rauche & Franzke (1990) konnten in ihren Untersuchungen des postsalinaren Raumes mehrere Deformationsphasen erkennen (Abbildung 19). Die Bildung des fundamentalen Kluftsystems (N-S und E-W) steht in Zusammenhang mit zunehmender Sedimentation und der daraus bedingten auflastigen Kompaktion. Die mit der Zeit ansteigende Hauptnormalspannung σ_1 ist somit vertikal gerichtet. Durch Auflast, Porenraumverringern und Zementation sowie der wasserundurchlässigen Schichtfolgen, stieg der Porenwasserdruck an und die wirkenden Spannungsverhältnisse gingen zurück. Dieses führte bei ausreichender Absenkung der Sedimente zur hydraulischen Bruchbildung, die den Porenraum entlastete. Die erste Deformationsphase setzte laut Rauche & Franzke (1990) nach der Anlage des fundamentalen Kluftsystems ein. Hiermit verbunden waren tektonische Vorgänge, bei denen die Hauptnormalspannung σ_1 senkrecht zu den entstandenen Scherbrüchen stand und größere Spannungsdifferenzen aufbaute als im hydraulischen Regime vorlagen. Durch die zeitliche Überlagerung dieser beiden Vorgänge kann postuliert werden, dass das fundamentale Kluftsystem in der Nähe von Störungszonen beeinflusst werden kann und deren Richtungen annimmt.

Die erste Deformationsphase ist begleitet durch N-S (NNW-SSE – NNE-SSW) gerichteten Dehnungsstrukturen, die mit NW-SE verlaufenden Abschiebungen in Verbindung stehen. Im Verlauf solcher Störungszonen ist immer wieder ein Richtungswechsel in die der genannten Richtungen (NW-SE zu N-S) zu beobachten. Da keine unterschiedlichen kausalen Zusammenhänge zu erkennen sind, nehmen Cramer (1938) und Grumbt & Lützner (1966, 1983) an, dass die heterogen verlaufenden

Richtungen sich zeitgleich entwickelt haben müssten. Dieses setzt allerdings einen regionalen Extensionsprozess unter dem Präsalinar voraus, wie er oberflächennah im Thüringer Wald vorliegt. Somit lassen sich zumindest die aufeinanderfolgenden und immer wieder auftretenden, altersgleichen Umbiegungen der Abschiebungen erklären. Im bestehenden Bruchnetz sind die Abstände zwischen den NW-SE streichenden Störungen vergleichsweise breit, was nach Grumbt & Lützner (1983) für eine maximale Hauptnormalspannung (σ_1) in NW-SE spricht.

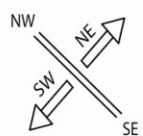
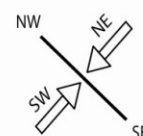
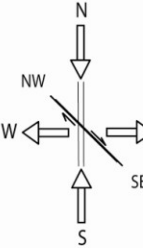
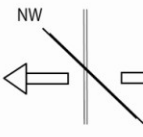
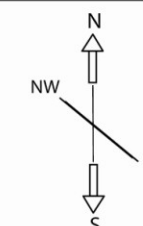
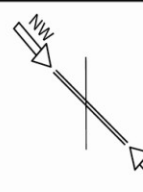
	D ₁	Untere Trias - Obere Kreide
		vertikale Blocktektonik mit Extension in NW-SE Richtung (NW-SE streichende Störungssysteme sind offen)
	D ₂	obere Oberkreide - Oligozän
		NW-SE gerichtete Kompression (NW-SE streichende Störungssysteme sind zu)
	D ₃ ¹ D ₃ ²	oberes Oberoligozän - Miozän
		E-W gerichtete Extension (offene N-S Klüfte) Basaltaufstieg, CO ₂ Fluide, Kluftbleichung N-S gerichtete Kompression (horizontale Blattverschiebungskomponente NW-SE)
	D ₄	Neogen
		E-W gerichtete Extension (N-S Klüfte sind offen)
	D ₅	Neogen
		überwiegend N-S Extension mit Schwankungen zwischen NW-SE bis NNW-SSE, Einpendelung in NW-SE Richtung (N-S Klüfte sind zu, NW-SE streichende Störungen sind teilweise geöffnet)
		rezent
		NW-SE Kompression (N-S Klüfte sind geschlossen, NW-SE streichende Störungen sind offen - CO ₂ haltige Quellen)

Abbildung 19: Darstellung der zeitlichen Abläufe der Deformationsphasen in den Untersuchungsgebieten, modifiziert nach Rauche und Franzke (1990).

Die zweite Deformationsphase wird einem oberkretazischen Alter zugeordnet und äußert sich durch die Umkehr des Spannungsfeldes. Die nunmehr kompressive Phase (σ_1 gleich SW-NE) bewirkt, dass ältere Abschiebungssysteme reaktiviert und durch flachliegende Aufschiebungsstrukturen überprägt werden (Kley et al. 2008). Nach Rauche & Franzke (1990) sind hiervon auch die jurassisch-kretazischen Mineralgänge der Randbereiche des Thüringer Waldes betroffen. Offensichtlich wird das auch im Gebiet des Sontra Grabens (Arbeitsgebiet 1) sichtbar, während in den Arbeitsgebieten 2 und 3 hierfür keine Beweise vorliegen.

Die dritte Deformationsphase steht im Zusammenhang mit dem miozänen rhönischen Basaltvulkanismus. Durch Öffnung von N-S (NNW-SSE bis NNE-SSW) streichenden Spalten, an denen das basaltische Magma entstieg, ist eine E-W gerichtete Expansion zu erkennen. Die Alter der basaltischen Magmen sind in aller Regel im Süden als älter einzustufen als im Norden (Kästner & Mädler in Seidel 1995, Lippolt 1982). Die südlichen Aufstiegswege streichen vorwiegend ENE-WSW bis N-S. Dagegen sind die jüngeren Basalte im Norden bevorzugt an N-S bis NNW-SSE Richtungen orientiert. Hieraus kann abgeleitet werden, dass das Spannungsfeld während der aktiven Phase des rhönischen Basaltvulkanismus eine entgegengesetzt des Uhrzeigersinn verlaufende Rotation von ca. 30° durchlief. Im südlich gelegenen Arbeitsgebiet 3 zeigt die Heldburger Gangschar eine NNE-SSW Richtung. Das nördlich davon gelegene Arbeitsgebiet 2 besitzt mit seinen kartieren Basaltgängen eher N-S Richtung mit σ_1 gleich horizontal N-S und σ_3 gleich horizontal E-W. Nach diesem Spannungsplan und dem bereits vorhandenen Bruchmuster lassen sich horizontale Scherbewegungen auf NW-SE, NE-SW, NNW-SSE und NNE-SSE streichenden Störungsbahnen gestalten. In diese von Rauche & Franzke (1990) als dritte Deformationsphase bezeichnetes Event, gehören die CO₂-reichen Fluidphasen des Basaltvulkanismus. Sie durchströmen bei ihrem Aufstieg die offenen N-W gerichteten Klüfte und können somit für die Bleichungserscheinungen an diesen im Unteren und Mittleren Buntsandstein verantwortlich gemacht werden (Abbildung 20 A).

Rauche & Franzke (1990) zeigen an Störungsflächen, die die Basalte durchziehen zwei weitere, postbasaltische Deformationsphasen. Hierbei wirkt σ_1 vertikal und σ_3 zunächst E-W; schwankt aber später zwischen einer NW-SE und NNW-SSE Richtung. Hinweise hierauf konnten allerdings während der durchgeführten Geländearbeiten nicht gefunden werden.

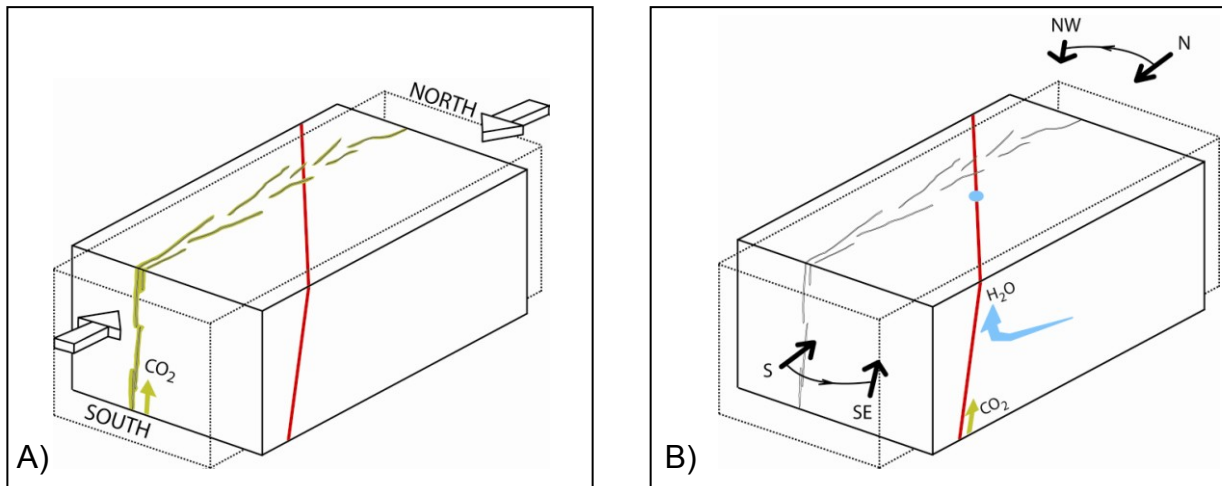


Abbildung 20 A: Schematische Darstellung der N-S gerichteten Einengungsphase im Miozän, die in Verbindung mit dem Aufstieg der rhönischen Basalte und deren CO₂-haltigen fluiden Phasen steht. Hiermit verbunden ist die Entstehung des bereits vorgeprägten N-S streichenden Kluftsystems, welches sich aus Zerspalten in NNW-SSE und NNE-SSW Richtungen aufbaut. NW-SE streichende Störungssysteme bleiben geschlossen.

Abbildung 20 B: Die schematische Darstellung zeigt den Wechsel des Spannungsfeldes von N-S zu rezent NW-SE und der daraus folgenden Schließung der N-S gerichteten Klüfte. Die Rotation des Spannungsfeldes begünstigt die Öffnung von NW-SE streichenden Störungssystemen, die nunmehr als Aufstiegswege für Fluide fungieren.

Das rezente Spannungsfeld ist mit seiner größten Hauptnormalspannung σ_1 NW-SE ausgerichtet. Somit sind die alten N-S Richtungen, an denen basaltische CO₂-Fluide aufstiegen, geschlossen. Offene Wegsamkeiten finden sich demzufolge an NW-SE streichenden Störungssystemen und können in Form von hochmineralisierten und CO₂-reichen Quellwässern nachgewiesen werden (Abbildung 20 B).

5. Charakterisierung des Kluffnetzes

Durch die morphologische Unterscheidung einzelner Kluffscharen innerhalb eines Kluffverbandes ist es notwendig einzelne Parameter zu betrachten, die eine vollständige Spezifizierung dieser ermöglicht. Nach Lee & Farmer (1993) und Priest (1993) stellen die Klufforientierung, der Kluffabstand und die Klufflänge die wichtigsten Parameter dar. Zusätzlich ergänzt werden diese drei Parameter durch die Klufföffnungsweite und die Kluffausbildung. Die Analyse des Kluffnetzes soll vor allem der Separierung der Richtung von gebrochenen Klüften dienen. Mit der Richtungsanalyse können weiterhin Vergleiche zu anderen Strukturen gezogen werden, die mit CO₂ in Verbindung stehen. Andere Kluffparameter geben Hinweise auf rezente Vorgänge, die durch die Salzauslaugung des Zechsteins gesteuert werden. Auch sind Aussagen zu potenziellen Migrationswegen durch die Kluffanalyse, speziell an Störungszonen, möglich. Des Weiteren dient sie zum Verständnis von Paläo- und rezenten Spannungsfeld.

Zur Durchführung wurden je nach Aufschlussverhältnissen unterschiedliche Methoden angewandt. So ist in jedem Fall die klassische Methode zur Klufforientierung mittels Gefügekompas zu nennen, die, wenn vorhanden, durch Bohrloch oder Bohrkernanalysen ergänzt wurde (Narr 1996, Wu & Pollard 2002). Weitere Methoden, die zu Vergleichszwecken herangeführt und ebenfalls zur Beurteilung der Raumlage und der Charakterisierung von Klüften eingesetzt wurden, sind der Einsatz eines terrestrischen 3D Laserscanners im Zusammenhang mit stereofotogrammetrischer Bildanalyse wie sie von Martienßen (2003, 2004) und von Grobler et al. (2003) beschrieben werden. Auch die Luftbilddauswertung in Ergänzung mit eigenen Luftbildern, die durch eine Flugdrohne gezielt angefertigt wurde, stellt einen wesentlichen Punkt zur Beurteilung der Kluffrichtungen dar.

5.1 Kluffaufbau im Arbeitsgebiet 1 – Sontra Graben

5.1.1 Die Kluffrichtungen

Durch die Bohrkernanalyse von gerichtet entnommenen Bohrkernen der Bohrungen des Holstein-Tunnels im Arbeitsgebiet 1, Messtischblatt Sontra (4925), konnten für die geologischen Formationen des Unteren- und Mittleren Buntsandsteins acht Kluffscharen ermittelt werden (Tabelle 3). Die Hauptkluffscharen werden gebildet

durch die Klufscharen S-K1 (NW-SE), S-K2 (NE-SW), S-K3 (N-S) und S-K4 (E-W). Weiterhin wurden vier sekundäre Kluftrichtungen beobachtet, die den Klufscharen S-K5 (NNW-SSE), S-K6 (ENE-WSW), S-K7 (WNW-ESE) und S-K8 (NNE-SSW) zugeteilt werden. Insgesamt wurden 711 Klüfte angesprochen.

Tabelle 3: Klufscharen im Buntsandstein (Holstein-Tunnel) mit Streich- und Fallrichtungen sowie die Anzahl der vermessenen Klüfte und dem jeweiligem Klufsystem (S = Sontra, K = Klufchar, KSY = Klufsystem).

Klufchar:	Streichrichtung:	Fallrichtung:	Anzahl der Klüfte:	Klufsystem:
S-K1	NW-SE	SW	158	S-KSY1
	NW-SE	NE	40	
S-K2	NE-SW	SE	67	
	NE-SW	NW	48	
S-K3	N-S	W	125	S-KSY2
	N-S	E	33	
S-K4	E-W	S	119	
	E-W	N	51	
S-K5	NNW-SSE	ENE	1	S-KSY3
	NNW-SSE	WSW	29	
S-K6	ENE-WSW	NNW	2	
	ENE-WSW	SSE	0	
S-K7	WNW-ESE	NNE	5	S-KSY4
	WNW-ESE	SSW	27	
S-K8	NNE-SSW	ESE	2	
	NNE-SSW	WNW	4	

Die Klufchar S-K1, die mit der Klufchar S-K2 das Klufsystem S-KSY1 bildet und NW-SE streicht, zeigt mit 158 Klüften gegenüber 40 Klüften (S-K2) eine deutliche Dominanz der Einfallsrichtung nach SW. Die Klufchar S-K2 besitzt ein Maximum der Einfallsrichtung nach SE. Geländeaufnahmen im Buntsandstein um Sontra zeigen allerdings eine Dominanz der NE-SW Kluftrichtung (S-K2), wobei eine große Streuung der anderen Kluftrichtungen untergeordnet vorliegt.

Die Klufscharen S-K3 und S-K4 repräsentieren das Klufsystem S-KSY2. Dieses ist weitaus ausgeglichener. S-K3 und S-K4 stehen sich mit etwa gleicher Klufzahl orthogonal gegenüber. Bei den N-S streichenden Klüften (S-K3) überwiegt deutlich die westlich gerichtete Einfallsrichtung mit 125 Klüften gegenüber den östlich einfal-

lenden Klüften mit 33. Die E-W streichende Kluftchar S-K4 besitzt mit 119 nach S einfallenden Klüften und nur 51 nach N einfallenden Klüften eine nach Süden gerichtete Einfallsvorzugsrichtung.

Die sekundären Kluftscharen lassen sich zu zwei Kluftsystemen zusammenfassen. Die Kluftscharen S-K5 und S-K6 so wie die Kluftscharen S-K7 und S-K8 umfassen die Nebenkluftsysteme S-KSY3 und S-KSY4. Das System S-KSY3 mit 32 eingemessenen Klüften zeigt ein Maximum von NNW-SSE streichenden Klüften, die nach WSW einfallen. Ähnliches ist bei dem Kluftsystem S-KSY4 zu vermerken. Die dominante Streichrichtung liegt bei WNW-ESE. Ihr Einfallen ist nach SSW gerichtet.

Der durchschnittliche Fallwinkel schwankt zwischen 63 und 71° und ist als konstant anzusehen.

Nach Anderle (1987) liegen die Hauptstreichrichtungen im Gebiet um Sontra in den Orientierungen WNW-ESE, NNE-SSW und N-S.

5.1.2 Die Kluftausbildungen

Durch die punktuelle Beprobung von Bohrkernen lassen sich zur Kluftausbildung nur ansatzweise Aussagen treffen. Zumeist wird der Untere und Mittlere Buntsandstein als schwach bis mittel klüftig angesprochen. Bereichsweise sind Großklüfte bzw. Großkluftzonen vorhanden. Im Bereich von Störungen nimmt die Anzahl der Klüfte deutlich zu. Das Aus- bzw. Absetzen von Klüften an Schichtflächen konnte beobachtet werden und ist keine Seltenheit. In beiden Formationen werden die Klüfte als uneben bis rauh bezeichnet.

5.1.3 Die Kluftabstände

Die Kluftabstände im Unteren und Mittleren Buntsandstein wurden anhand von Bohrkernen untersucht. Somit beziehen sich die Abstände nicht auf die horizontale, sondern auf die vertikale Verteilung. Insgesamt wurden 259 Bohrmeter aus 7 Bohrungen analysiert.

Im Mittleren Buntsandstein konnten minimale vertikale Kluftabstände von 0,2 Meter und maximale Kluftabstände von 3 Metern ermittelt werden. Durchschnittlich kommen auf 4 Meter 7 Klüfte. Die Kluftkörpergröße liegt somit im dm^3 bis m^3 Bereich.

Im Unteren Buntsandstein liegt der minimale vertikale Kluftabstand bei 0,14 Meter. Maximalabstände zwischen 2 und 5 Metern treten gelegentlich auf. Eine Homogenisierung der Kluftabstände ist nicht möglich. Festgestellt wurden Bereiche mit Kluftabständen von 1,30 Meter. Andere Bereiche besitzen Abstände von 0,40 Meter, was einer dreifachen Erhöhung entspricht. Die Kluftkörper liegen damit in Größenordnungen von einigen cm^3 bis m^3 .

5.1.4 Die Kluftöffnungsweite

Die in Bohrkernen beobachteten Klüfte sind zumeist geschlossen oder besitzen Öffnungsweiten von unter einem Millimeter. Selten sind Klüfte mit lehmigen bzw. tonigen Materialien gefüllt. An einigen wenigen Klüften, die keine Vorzugsrichtung aufweisen, wurden Bleichungserscheinungen innerhalb der Kluft gefunden. Diese Bleichung zieht sich nur marginal, aber scharf begrenzt ins Nebengestein.

5.1.5 Die Kluftlängen

Aussagen über Kluftlängen lassen sich durch die Bohrkernanalyse nicht treffen. In Aufschlüssen der Region sind aber häufig im Unteren und Mittleren Buntsandstein aushaltende Kluftlängen von über 10 Metern beobachtet wurden. Die Kluftlängen bewegen sich somit in Bereichen zwischen mehreren Dezimetern bis mehreren Metern.

5.1.6 Zusammenfassung und Diskussion

Durch die Kluftanalyse konnte gezeigt werden, dass der Buntsandstein im Arbeitsgebiet 1 (Sontra Graben) zwei gleichwertige Kluftsysteme, S-KSY1 (NW-SE und NE-SW) mit 313 Klüften und S-KSY2 (N-S und E-W) mit 328 Klüften, aufweist, wobei S-KSY1 als primär anzusehen ist. Die bevorzugten Streichrichtungen der Klüfte sind in erster Linie NW-SE und N-S. Besonders die NW-SE gerichteten Klüfte dominieren.

Sie liegen parallel zu den Hauptstörungssystem des Sontra Grabens. Untergeordnet erscheint die NE-SW Streichrichtung von Klüften, die sich mit NE-SW gerichteten Grabenstrukturen, wie dem des Wellingerrode Grabens oder des Boyneburg Grabens (Siehe Kapitel 3.1 Arbeitsgebiet 1 – Sontra Graben, Abbildung 7) deckt. Geländeaufnahmen im Buntsandstein um Sontra zeigen allerdings eine Kluftvorzugsrichtung in NE-SW. Andere Kluftrichtungen unterliegen starken Streuungen und sind sekundär. Die Ursache für diese Abweichung besitzt zwei Gründe. Zum einen liegt eine subjektive Betrachtung von Aufschlüssen vor, begründet in ihrer Lage zum NW-SE streichenden Sontra Graben. Dadurch sind NW-SE gerichtete Klüfte zumeist nicht aufgeschlossen. Als zweites zeichnet sich eine Abhängigkeit zwischen der Lage der eingemessenen Aufschlüsse zu NE-SW verlaufenden Grabenstrukturen ab. Somit hat die Repräsentanz von Störungszonen bzw. Grabenstrukturen bedeutenden Einfluss auf die Kluftrichtung und deren Kluftdichte (Abbildung 21).

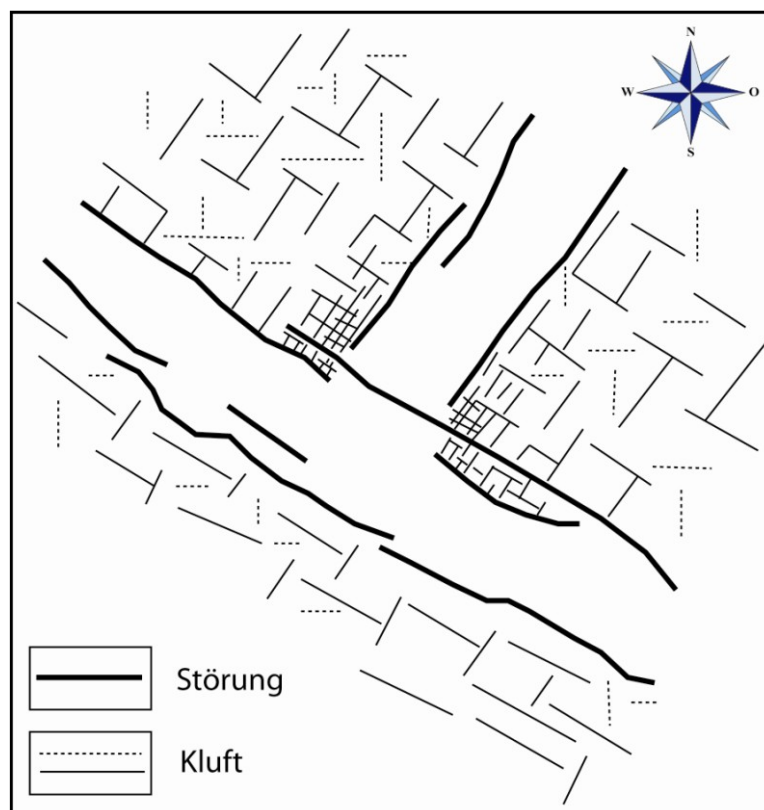


Abbildung 21: schematische Darstellung zur Kluftdichte und Kluftlänge im Bereich von sich kreuzenden Störungszonen. So liegt in Kreuzungsbereichen von Störungen eine erhöhte Kluftdichte vor, die gebildet wird aus eher kürzeren Klüften.

Es lässt sich weiterhin postulieren, dass parallel zu Störungen verlaufende Klüfte mengenmäßig in Störungsnähe zunehmen. Dieses zeigt sich besonders in der Anzahl der NW-SE streichenden Klüfte am Holstein-Tunnel. Ausführlichere Betrachtungen zu Kluffabständen an Störungen erfolgten im Arbeitsgebiet 2 (siehe Kapitel 5.2.4 Die Kluffabstände im Umfeld von Störungen).

N-S und E-W streichende Klüfte korrelieren nicht mit Störungs- oder Grabenstrukturen im Untersuchungsgebiet. Auffällig ist aber eine Korrelation mit zwei im Tertiär (Miozän) entstandenen Basaltdurchbrüchen. So besitzen die Blaue Kuppe (Blatt Eschwege 4826) und der Alpstein (Blatt Waldkappel, 4825) eine in etwa N-S gerichtete Streichrichtung (Koritnig 1954). Auch der Meißner besitzt einen N-S gerichteten Verlauf. Alle drei Basaltdurchbrüche gehören zu den nördlichen Ausläufern des Rhönvulkanismus, der im südlich angrenzendem Werra-Kaligebiet eindeutig einen Zusammenhang zwischen N-S streichenden Klüften und ebenfalls N-S verlaufenden basaltischen, tertiären Gängen und Kuppenzügen zeigt (Koenen et al. 1925, 1927, Grumbt & Lütznier 1966, 1983, Franke 1974, Schlegel 1989).

Die Dominanz der Einfallsrichtung der vermessenen Klüfte nach SW liegt im engen Zusammenhang mit der nordöstlichen Grabenrandstruktur des Sontra Grabens, an der laut Richter-Bernburg (1977) der Graben in jungkimmerischer Zeit (ca. vor 160-141 Millionen Jahren) eingebrochen ist.

5.2 Kluffaufbau im Arbeitsgebiet 2 – Werra-Kaligebiet

5.2.1 Die Kluffrichtungen

Im Werra-Kaligebiet (Arbeitsgebiet 2) nah der Ortschaften Dorndorf-Kieselbach und Vacha, Messtischblatt Vacha (5126) konnten in Steinbrüchen des Unteren (Abbildung 22) und Mittleren Buntsandsteins (Abbildung 23) insgesamt acht Kluffscharen bestimmt werden (Tabellen 4 und 5).

Im Unteren Buntsandstein (Tabelle 4) werden aus Gründen der Genese die Kluffscharen VD-K1 (NNW-SSE), VD-K2 (NNE-SSW) und VD-K3 (N-S) sowie die Kluffscharen VD-K4 (WNW-ESE), VD-K5 (WSW-ENE) und VD-K6 (E-W) zu den Hauptkluffrichtungen VDN-K1 und VDN-K2 zusammengefasst. Diese bilden das Hauptkluffsystem VD-KSY1. VDN-K1 und VDN-K2 stehen in ihrem Gesamtbild etwa

orthogonal zu einander, können aber im einzelnen auch davon abweichen. Die favorisierte Hauptstreichrichtung der Klüfte liegt bei VDN-K1 in N-S Richtung, wobei die Werte zwischen NNW-SSE und NNE-SSW schwanken können und bei VDN-K2 in E-W Richtung mit Schwankungen zwischen ESE-WNW und ENE-WSW.

Tabelle 4: Zusammenfassende Darstellung zur Einteilung der verschiedenen Klufscharen im Unteren Buntsandstein im Kali-Werragebiet mit Streich und Fallrichtungen, Anzahl der eingemessenen Klüfte und der Zuordnung in ein Klufsystem (VD = Vacha/Dorndorf, N = zusammengefasst, K = Klufchar, KSY = Klufsystem).

Klufchar:		Streichrichtung:	Fallrichtung:	Anzahl der Klüfte:	Klufsystem:
VD-K1	VDN-K1	NNW-SSE	ENE	18	VD-KSY1
		NNW-SSE	WSW	2	
VD-K2		NNE-SSW	ESE	5	
		NNE-SSW	WNW	48	
VD-K3		N-S	E	8	
		N-S	W	0	
VD-K4	VDN-K2	WNW-ESE	NNE	8	
		WNW-ESE	SSW	22	
VD-K5		WSW-ENE	SSE	40	
		WSW-ENE	NNW	0	
VD-K6		E-W	N	9	
		E-W	S	7	
VD-K7		NW-SE	NE	1	VD-KSY2
		NW-SE	SW	4	
VD-K8		NE-SW	SE	2	
		NE-SW	NW	1	

Tabelle 5: Zusammenfassende Darstellung zur Einteilung der verschiedenen Klufscharen im Mittleren Buntsandstein im Kali-Werragebiet mit Streich und Fallrichtungen, Anzahl der eingemessenen Klüfte und der Zuordnung in ein Klufsystem (VD = Vacha/Dorndorf, N = zusammengefasst, K = Klufchar, KSY = Klufsystem).

Klufchar:		Streichrichtung:	Fallrichtung:	Anzahl der Klüfte:	Klufsystem:
VD-K1	VDN-K1	NNW-SSE	ENE	7	VD-KSY1
		NNW-SSE	WSW	0	
VD-K2		NNE-SSW	ESE	9	
		NNE-SSW	WNW	0	
VD-K3		N-S	E	16	
		N-S	W	1	
VD-K4	VDN-K2	WNW-ESE	NNE	3	
		WNW-ESE	SSW	4	
VD-K6		E-W	N	6	
		E-W	S	0	



Abbildung 22: Steinbruch im Unteren Buntsandstein (suB) bei Dornburg/Kieselbach, SW-Thüringen.



Abbildung 23: Steinbruch im Mittleren Buntsandstein (smV) bei Vacha, SW-Thüringen.

Zum Nebenkluftsystem VD-KSY2 zählen die Kluftscharen VD-K7 (NW-SE) und VD-K8 (NE-SW). Sie treten in ihrer Gesamtheit nur selten auf und sind somit untergeordnet.

Im Mittleren Buntsandstein konnte mittels der Feldmessungen nur das, wie im Unteren Buntsandstein, zusammengefasste Kluftsystem VD-KSY1 nachgewiesen werden (Tabelle 5).

Die häufig orthogonal zur N-S verlaufende E-W Klufttrichtung zeigt in beiden Aufschlüssen eine größere Streuung.

Somit können für die N-S ausgebildete Klufttrichtung (VDN-K1) Werte zwischen 340° und 20° und die E-W gerichtete Klufttrichtung (VDN-K2) Werte zwischen 70° und 125° genannt werden. Sie korrelieren mit den Messwerten, die Grumbt et al. (1967) und Hiller (1958) für das Blatt Vacha aufgenommen haben. Diese geben für VDN-K1 Werte zwischen 347° und 28° bzw. für VDN-K2 Werte zwischen 81° bis 125° an.

Das durchschnittliche Einfallen der in den Steinbrüchen eingemessenen Kluftflächen liegt zwischen 70° und 90° . N-S verlaufende Kluftflächen im Unteren Buntsandstein zeigen durchschnittlich ein senkrechtes Einfallen mit Tendenzen nach W. Sie sind steiler als die N-S verlaufenden Kluftflächen im Mittleren Buntsandstein, die eine durchschnittliche Einfallsrichtung nach E aufweisen. Das E-W Einfallen ist im Unteren Buntsandstein nach Süden gerichtet und im Mittleren Buntsandstein primär nach Norden.

Ein Bezug zwischen Störungszonen und dem Kluftsystem lässt sich nur schwer herstellen. Zumeist scheinen Störungsverläufe an das Kluftsystem gekoppelt zu sein. Abweichungen in NW-SE bzw. NE-SW Richtung lassen aber teilweise Rückschlüsse auf Zusammenhänge mit Verwerfungen erkennen.

5.2.2 Die Kluftausbildung

Abbildung 24 zeigt fünf typische N-S Kluftverläufe, wie sie im Unteren und Mittleren Buntsandstein beobachtet wurden. Als erstes sind Klüfte zu nennen, die durch alle Schicht- und Gesteinsverbände, ohne jegliche Abweichung ihrer Richtung, durchlaufen. Häufig beobachtet wurden Klüfte, die ebenfalls zur erstgenannten gezählt werden aber abhängig von der Korngröße (Sandstein-Tonstein-Wechsellagen) der

durchlaufenden Schicht ihre Richtungen ändern, wobei eine Mehrfachteilung der Kluft in inkompetenten Schichten (Tonstein) auftreten kann. Des Öfteren ist die Kluft hierbei an den Übergängen zu kompetenteren Schichten (Sandstein) um einige Millimeter bis Zentimeter versetzt.

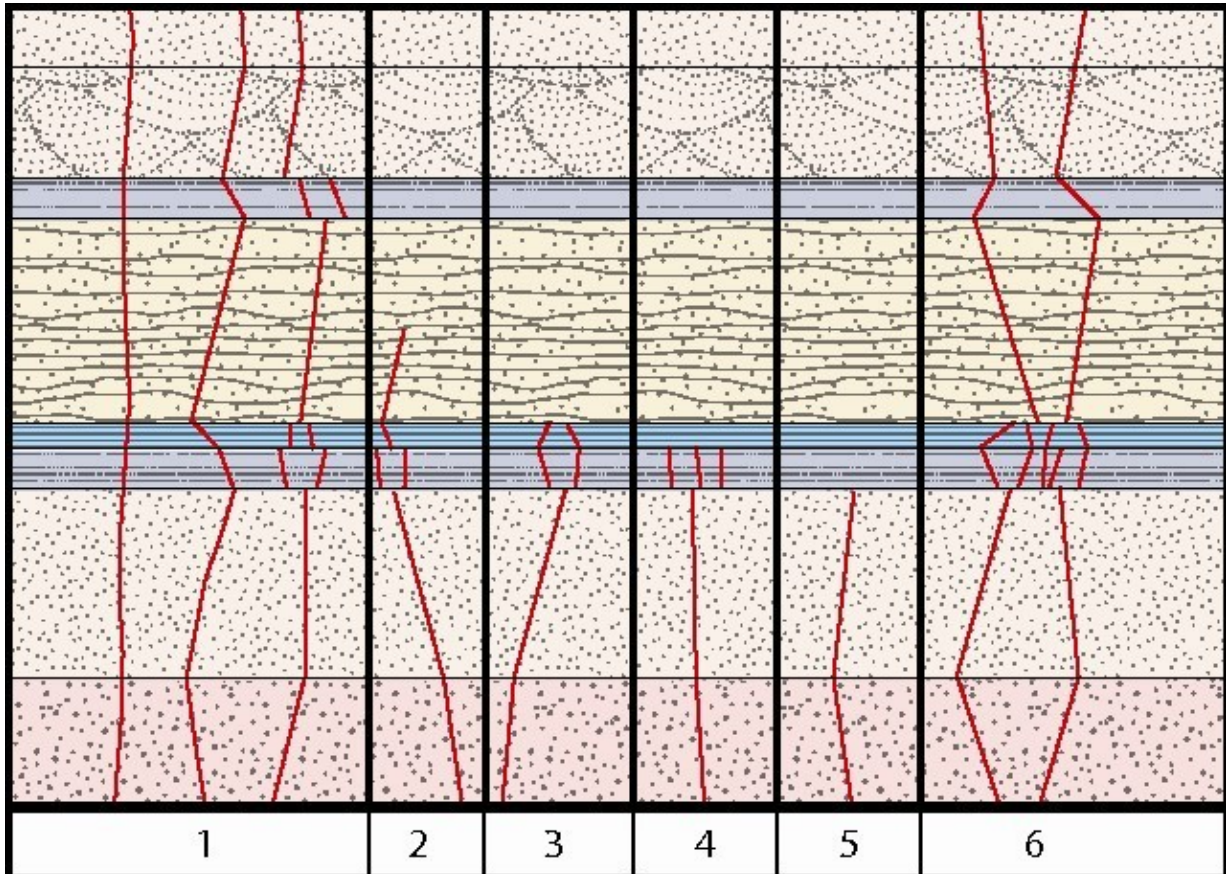


Abbildung 24: (1) durch alle kompetenten (Korngrößen > 0,02 Millimeter) und inkompetenten (Korngrößen < 0,02 Millimeter) Gesteinsverbände durchgehende Klüftung z. T. beeinträchtigt in ihrer Richtung durch unterschiedliche Korngrößen (Inhomogenitäten) und Mehrfachaufteilung in inkompetenten Gesteinen. (2) Klüftung mit Termination in kompetenten Gesteinen. (3) Termination von Klüften am Kontakt Übergang inkompetente Schicht zu kompetente Schicht. (5) Am Übergang von kompetenter Schichtfolge zu inkompetenter Schichtfolge terminierte Kluft. (6) Häufig zu beobachtende Kluftgeometrie zweier Klüfte (Sanduhrstruktur).

Eine zweite Gruppe von Klüften endet in mitten von kompetenten Schichtfolgen, wohingegen die dritte Gruppe direkt am Übergang von einer inkompetenten Schicht zu einer kompetenten Schicht terminiert wird. Die vierte Gruppe zeichnet sich durch die Termination der Kluft oder der Mehrfachklüftung inmitten inkompetenter Schichten aus. Klüfte, die nur durch kompetente Gesteinsverbände verlaufen, bilden die Gruppe fünf.

In Abbildung 24 unter der Nummer Sechs ist eine typische Geometrie, welche sich aus verschiedenen Klüften aufbaut, abgebildet. Auffällig ist die oft zu sehende Sanduhrstruktur, die aus unterschiedlich gleichzeitig wechselnden Richtungen zweier Klüfte entsteht.

Für den Mittleren Buntsandstein sind die Kategorien Eins, Drei, Vier und Fünf typisch. Zumeist lassen sich glatte, gerade, durchgehende Klüfte erkennen. Kluftscharen einer Richtung verlaufen streng parallel. Im Unteren Buntsandstein ist die gesamte Bandbreite vorhanden, die letztendlich zur Kategorie Sechs führt (Abbildung 24). Parallel zueinander verlaufende Klüfte sind nur in ihrem Gesamtbild erkennbar.

Beobachtungen in den Steinbrüchen zeigen, dass an einigen durchgehenden N-S streichenden Klüften Gesteinsblöcke sowohl nach Westen als auch nach Osten abgeschoben wurden. Die Versätze liegen im Zentimeterbereich und können in ihrer Gesamtzahl durchaus mehrere Meter erreichen.

5.2.3 Die Kluftabstände

Die Kluftabstände im Unteren Buntsandstein (suB) der N-S streichenden Klüfte konnten mit durchschnittlich 73,1 Zentimeter angegeben werden. Der maximale Abstand betrug 240 Zentimeter und der minimalste gemessene Abstand zwischen zwei Klüften lag bei 2,5 Zentimeter. Insgesamt wurden Kluftabstandsmessungen an 124 N-S streichenden Klüften durchgeführt.

Tabelle 6: Ausgewertete Kluftabstandsmessungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein von N-S und E-W streichenden Klüften.

Stratigrafie:	Streichrichtung der Klüfte:	Anzahl der Messwerte:	maximal Abstand [cm]:	minimal Abstand [cm]:	Ø [cm]:
suB	E-W	67	250	6	64.3
	N-S	124	240	2.5	73.1
smV	E-W	67	60	0.2	13.1
	N-S	77	87	0.6	17.9

Die W-E streichenden Klüfte zeichnet sich durch etwas geringere Kluftabstände von durchschnittlich 63,3 Zentimeter aus. Aus 67 Kluftabstandsmessungen sind Maxi-

malabstände von 250 Zentimeter und Minimalabstände von 6 Zentimeter ermittelt worden. Eine Zusammenfassung beider Streichrichtungen ist der Tabelle 6 zu entnehmen.

Kluftabstandsmessungen im Mittleren Buntsandstein (smV) zeigen in N-S Streichrichtung dagegen einen durchschnittlichen Kluftabstand von 17,9 Zentimeter. Der Maximalabstand ist mit 87 Zentimeter fast um das Dreifache geringer als im Unteren Buntsandstein. Der Minimalwert lag bei 0,6 Zentimeter und ist somit um den Faktor 4 kleiner anzusehen als im Unteren Buntsandstein. Es wurden 77 Kluftabstandsmessungen an N-S verlaufenden Klüften durchgeführt.

Die W-E streichenden Klüfte des Mittleren Buntsandsteins zeigen mit einem durchschnittlichen Kluftabstand von 13,6 Zentimeter ähnliche Größenverhältnisse wie in N-S Richtung. Der Maximalabstand betrug 60 Zentimeter und der Minimalabstand 0,2 Zentimeter. Die Werte beruhen auf 67 Kluftabstandsmessungen. Eine Auflistung der zusammengefassten Werte beinhaltet Tabelle 6.

Nach Hessmann (1983) sind für das Blatt Vacha Kluftabstände von 50 Zentimeter repräsentativ, wobei in größerer tektonischer Dimension Zonen erhöhter Kluftdichte entwickelt sein können. Die Kluftdichten im Unteren und Mittleren Buntsandstein sind mit Abständen zwischen 17,9 und 73,1 Zentimeter von N-S streichenden Klüften als gleichwertig anzusehen. Auch die Kluftabstände der E-W streichenden Klüfte kann auf Grund der Messwerte für die Region als durchschnittlich eingestuft werden.

5.2.4 Die Kluftabstände im Umfeld von Störungen

Störungen oder Störungszonen stellen Schwächezonen im Gesteinsverband dar. Dieses wird nicht nur durch die eigentlichen Bruchflächen deutlich, sondern äußert sich auch im näheren Umfeld durch eine höhere Kluftdichte. Hiermit verbunden ist zumeist auch eine Änderung der Klufttrichtung.

Untersuchungen an der Heßlesser Störungzone bei Schmalkalden in SW-Thüringen (Abbildung 25) zeigen, dass in ungestörten Bereichen des Unteren Buntsandsteins eine NNE-SSW verlaufende Hauptklufttrichtung mit einer WNW-ESE gerichteten Nebenklufttrichtung vorliegt (Abbildung 26 a). Diese konnte auch im Steinbruch

Fambach nachgewiesen werden. Die betrachteten Kluftabstände sind im Meterbereich und können Abstände bis fünf Meter erreichen (Tabelle 7).

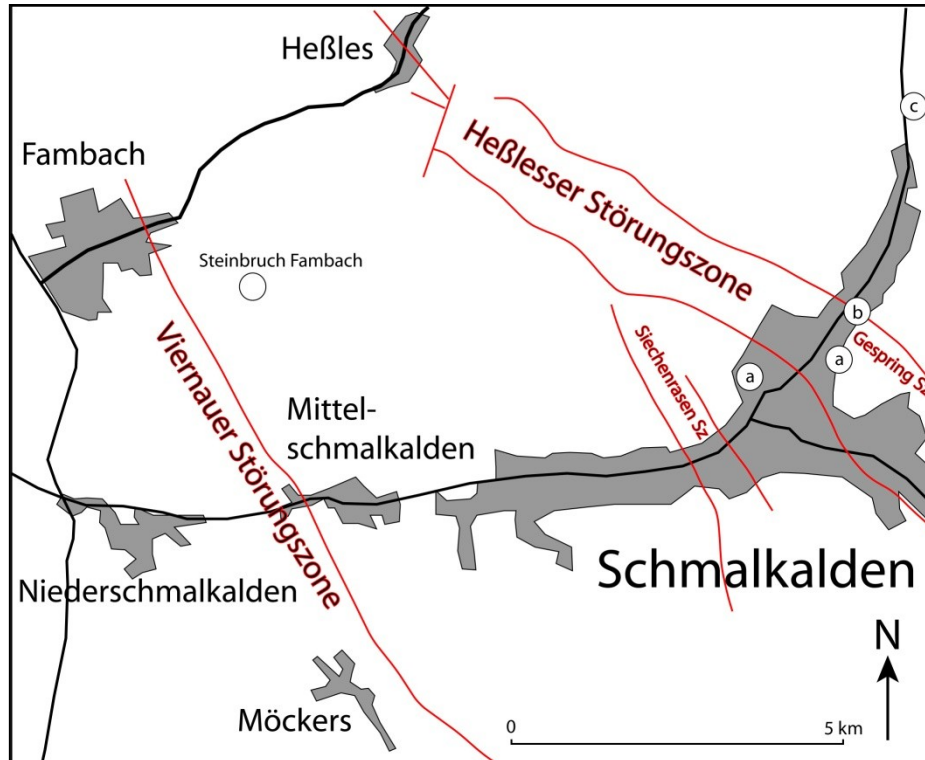


Abbildung 25: Verlauf der Heßleser Störungszone mit Aufspreizungen durch das Schmalkaldetal. Eingezeichnet sind die Messpunkte a bis c, die Kluftmessungen im ungestörten und gestörten Unteren Buntsandstein entsprechen.

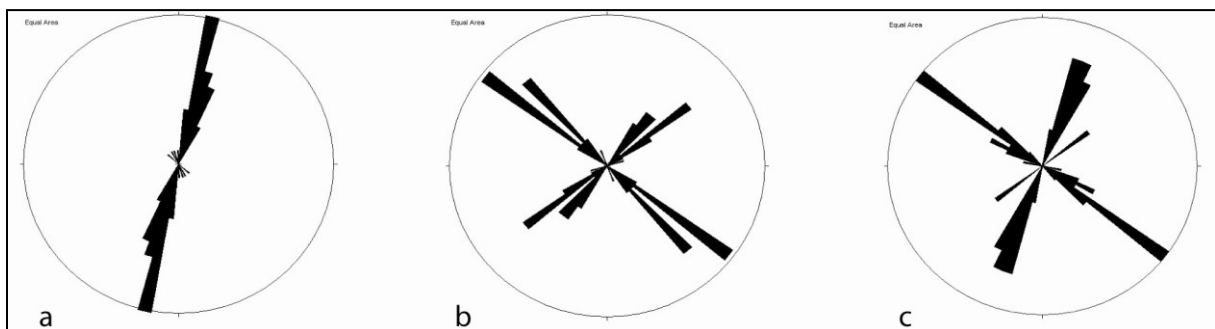


Abbildung 26 a): NNE-SSW verlaufende Klüfte im ungestörten Bereich des Unteren Buntsandsteins (35 Kluftmessungen). b): NW-SE und NE-SW streichende Klüfte im Bereich der NW-SE verlaufenden Heßleser Störungszone (46 Kluftmessungen). c): NNE-SSW und NW-SE streichende Klüfte im ungestörten Bereich des Unteren Buntsandsteins zwischen der Heßleser und der Floher Störungszone (42 Kluftmessungen).

Bei Annäherung an die Störungszone ändert sich die Klufttrichtung zu NW-SE und NE-SW streichenden Klüften. Somit verlaufen die NW-SE gerichteten Klüfte parallel

zur Störungszone (Abbildung 26 b). Die Kluftdichte nimmt bis zur Zerrüttungszone stark zu und liegt im Dezimeter- bis Zentimeterbereich, wobei in der Zerrüttungszone keine Klüftung mehr erkennbar ist (Tabelle 7).

Tabelle 7: Darstellung des Bezuges zwischen Kluftrichtung und Kluftabstand im ungestörten und gestörten Bereichen des Unteren Buntsandsteins bei Schmalkalden, SW-Thüringen am Beispiel der Heßlesser Störungszone.

Lokation:	Kluftrichtung:	Kluftabstand:	Beschreibung:
südwestlich Heßlesser Störung	NNE-SSW	0,9 - 3 m	ungestörter Bereich des Unteren Buntsandsteins
Bereich Heßlesser Störungszone - Gespring Störung	NW-SE / NE - SW	0,05 - 0,4 m	gestörter Bereich des Unteren Buntsandsteins mit Zerrüttungszone (Quellaustritte)
zwischen Heßlesser- und Floher Störungszone	NNE - SSW / NW - SE	0,1 - 1,2 m	ungestörter Bereich des Unteren Buntsandsteins zwischen zwei Störungszonen

Ungestörte Bereiche zwischen zwei Störungszonen weisen, wie im weiteren Verlauf des untersuchten Geländeabschnittes zwischen Heßlesser Störungszone und Floher Störungszone, NNE-SSW streichende Klüfte auf. Deutlich bemerkbar bleibt aber der Einfluss der beiden NW-SE gerichteten Störungszonen durch NW-SE verlaufende Klüfte (Abbildung 26 c). Die Kluftabstände liegen im Dezimeter- bis Meterbereich und sind selten größer als zwei Meter (Tabelle 7).

5.2.5 Die Kluftöffnungsweiten

Große Unterschiede der Kluftöffnungsweite lassen sich im Unteren Buntsandstein zwischen N-S gerichteten und E-W gerichteten Klüften feststellen (Diagramm 2).

Im Unteren Buntsandstein konnten Kluftöffnungsweite an N-S gerichteten Klüften von durchschnittlich 1,6 Zentimeter ermittelt werden, wobei Maximalöffnungen bis 10 Zentimeter und Minimalöffnungen von 0,1 Zentimeter vorkommen können. In der Regel bewegen sich die Kluftöffnungen zwischen Werten von nur wenigen Millimetern bis zwei Zentimetern. Oft sind die Klüfte auch ganz geschlossen. Es wurden 85 Kluftöffnungswerte genommen.

Entgegengesetzt zu N-S Klüften sind die Klufföffnungsweiten der E-W Richtung im Unteren Buntsandstein um eine Zehnerpotenz größer anzusehen. Durchschnittlich beträgt die Öffnungsweite 12,1 Zentimeter. Maximalwerte zwischen 34 und 43 Zentimeter sind keine Seltenheit. Die Minimalwerte liegen zwischen 0,1 und 0,5 Zentimeter. Insgesamt wurden 63 Klufföffnungswerte gemessen.

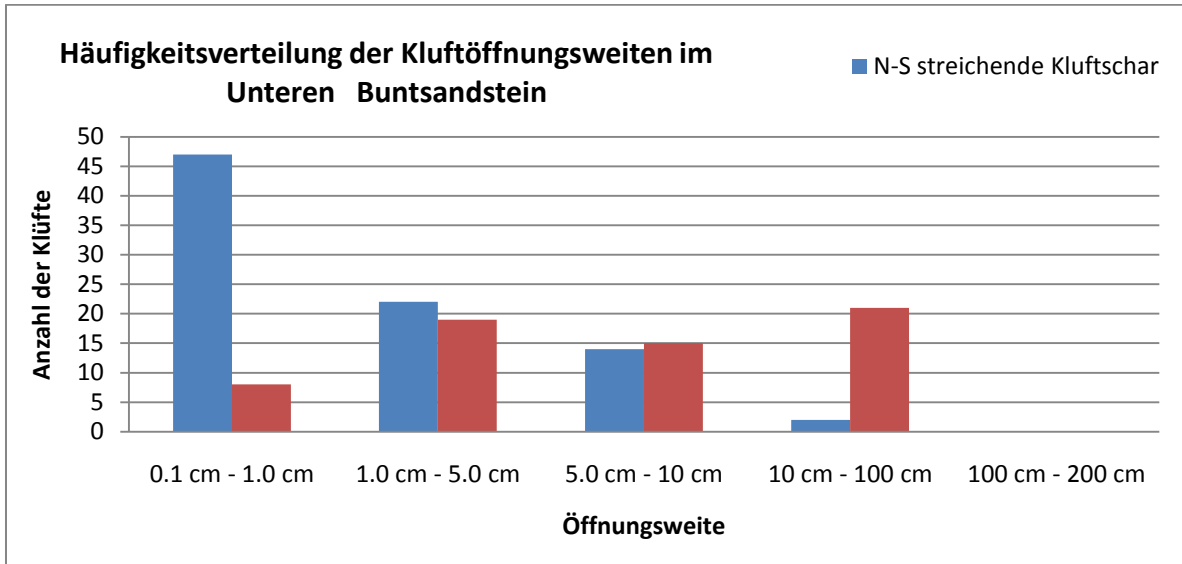


Diagramm 2: bimodale Verteilung der Häufigkeit von N-S und E-W Klufföffnungsweite im Unteren Buntsandstein.

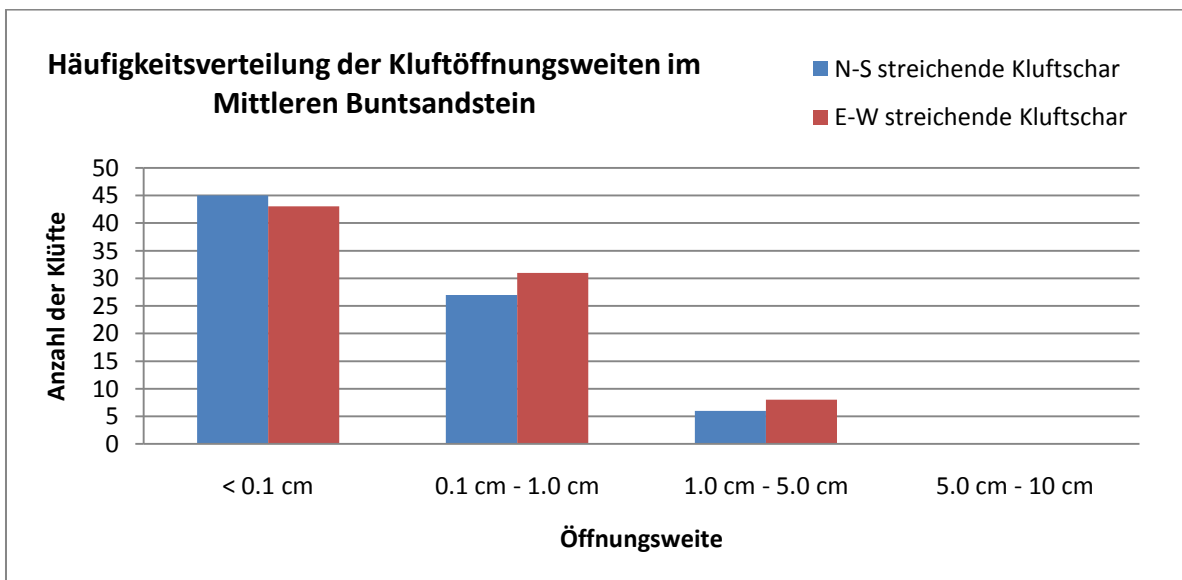


Diagramm 3: Verteilungsdiagramm von Klufföffnungsweiten N-S und E-W streichender Klüfte im Mittleren Buntsandstein.

Auffallend erscheint der große Unterschied zwischen Klufföffnungsweiten in N-S Richtung und E-W Richtung. Im Diagramm 2 ist die Verteilung der Klufföffnungsweite im Unteren Buntsandstein gegen die Häufigkeit ihres Auftretens dargestellt. Es ist

erkennbar, dass N-S streichende Klüfte, welche geschlossen oder nur gering geöffnet sind, gegenüber stark geöffneten Klüften dominieren. Umgekehrt verhält sich das Bild bei E-W streichenden Klüften. Hier überwiegen Klufföffnungen ab 10 Zentimeter. Nur untergeordnet liegen Klufföffnungen im Millimeterbereich vor.

Im Mittleren Buntsandstein wurden andere Verhältnisse als im Unteren Buntsandstein angetroffen. Die Klufföffnungsweite sind in N-S und E-W Richtung als gleichwertig anzusehen (Diagramm 3). Zumeist sind sie nach beiden Richtungen geschlossen bzw. besitzen Öffnungsweiten unter einem Millimeter. Maximalwerte von 5,0 Zentimetern wurden selten beobachtet. Für Klufföffnungsweiten von N-S Klüften wurden 78 Werte und von E-W Klüften 82 Werte genommen.

Kluffbeläge konnten in beiden Buntsandsteinformationen nicht nachgewiesen werden. Einige Klüfte zeigten aber weiße, nichtkarbonatische, feinkristalline Beläge, welche leicht zu entfernen waren. Ansatzweise konnten Eisen(III)oxidverbindungen in Klüften beobachtet werden, die als dünne Säume vorlagen. Kluffüllungen bestehen, wenn vorhanden, aus rotbraunen tonigen bis schluffigen Material. Auffallend sind ausgebleichene Bereiche, die nur an N-S streichenden Klüften vorkommen. Sie sind auf beiden Seiten der jeweiligen Kluff vorhanden und ziehen sich meist scharf abgrenzend vom Nebengestein einigen Millimeter bis Zentimeter in dieses hinein. Ihre vertikale Ausbreitung lässt sich von mehreren Dezimetern bis Metern verfolgen.

5.2.6 Klufflängen

Hessmann (1983) beschreibt die Hauptkluffscharen des Werragebietes aus Erfahrungswerten heraus mit Klufflängen von 1-3 Meter und eine normal orientierte Nebenkluftschar mit 0,2-0,6 Meter.

Für den Unteren Buntsandstein wurden für die N-S orientierte Kluffschar eine durchschnittliche Klufflänge von 4,4 Meter ermittelt. Lang gestreckte, durchgehende Klüfte besitzen hierbei durchschnittliche Klufflängen von 6 Meter. Kleinere Klüfte, welche nicht selten an Gesteinsblockober- oder untergrenzen terminiert werden, haben durchschnittliche Klufflängen von 2,8 Meter.

Nicht wesentlich anders sind die Klufflängen der E-W streichenden Nebenkluftschar. Die durchschnittliche Klufflänge kann mit 4,6 Meter angegeben werden. Durchge-

hende Klüfte haben durchschnittliche Klufflängen von 6,8 Meter und kleinere Klüfte eine durchschnittliche Klufflänge von 2,5 Meter.

Identische Verhältnisse sind im Mittleren Buntsandstein anzutreffen. Maximale durchgehende vertikale Klufflängen liegen im Bereich von 10 bis 15 Metern. Sie sind sowohl in N-S als auch in E-W Richtung anzutreffen. Generell ist die Häufigkeit von langen durchgehenden Klüften größer als im Unteren Buntsandstein.

5.2.7 Zusammenfassung

Durch die Analyse der Klüfte im Arbeitsgebiet 2 lässt sich belegen, dass in den Buntsandstein-Formationen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im Werra-Kaligebiet (Arbeitsgebiet 2) ein primäres Kluffsystem VD-KSY1 (N-S und E-W) vorliegt. Die Hauptkluffrichtung beschreibt hierbei die N-S streichenden Klüfte. Als Nebenkluftrichtung kann die E-W gerichteten Kluffschar genannt werden. Diese Richtungen koppeln sich stark von der im Gebiet vorherrschenden NW-SE verlaufenden Störungsrichtung ab. Zumeist lässt sich ein partielles Umbiegen von Störungen in die N-S Richtung beobachten.

Allgemein gilt, dass diese zwei steil zur Schichtung stehenden Kluffpaare relativ orthogonal zu einander stehen. Die Ausbildung der Klüfte erfolgt in Abhängigkeit der Lithologie. So konnte im Unteren Buntsandstein der Bernburg-Folge ein durchschnittlicher Kluffabstand von N-S streichenden Klüften von 73,1 Zentimeter ermittelt werden. Dem gegenüber steht ein mittlerer Kluffabstand von N-S gerichteten Klüften im Mittleren Buntsandstein (Volpriehausen-Folge) von 17,9 Zentimeter. Die Abstandsverhältnisse von E-W verlaufenden Klüften im Unteren Buntsandstein liegen bei durchschnittlich 63,3 Zentimeter und im Mittleren Buntsandstein bei 13,6 Zentimeter.

Im Unteren Buntsandstein sind die Klufföffnungen von N-S gerichteten Klüften durchschnittlich 1,6 Zentimeter und in E-W Richtung durchschnittlich 12,1 Zentimeter breit. In anderen Gebieten bestehen Öffnungsweiten in N-S Richtung von mehreren Metern. Solche großen Kluffweiten sind auf atektonische Prozesse zurückzuführen und in Gebieten mit Subrosionserscheinungen zu finden. Hieraus ergibt sich eine subjektive Betrachtung der Öffnungsweiten, die nicht in jedem Fall durch bruchtektonische Prozesse verursacht wird. Generell werden die Klufföffnungsweiten im Mittleren Buntsandstein aber als gleichwertig angesehen.

Die Kluftlängen sind im Unteren sowie im Mittleren Buntsandstein in gleichen Längenmaßstäben vorhanden, wobei die Häufigkeit von langen durchgehenden vertikalen Klüften im Mittleren Buntsandstein größer erscheint als im Unteren Buntsandstein.

Zusammenfassend lässt sich aussagen, dass mit den durchgeführten Kluftmessungen keine neuen Erkenntnisse gewonnen werden konnten, die eine Aussage zur Altersabfolge bzw. zu ihrer Entstehungsweise beitragen. Die durchaus vorhandene NW-SE gerichtete Streichrichtung von Klüften steht zwar in enger Vergesellschaftung mit Störungssystemen und Störungen gleicher Richtung, stellen aber nur eine sekundäre Nebenrichtung dar. Auch besteht kein auffallender Zusammenhang zwischen der primären N-S Hauptrichtung und den NW-SE verlaufenden Störungszonen, da sie ebenfalls in ungestörten Bereichen vorkommen. Es scheint eher der umgekehrte Fall zu zutreffen, dass der Störungsverlauf maßgeblich von den N-S orientierten Klufttrichtung beeinflusst wird.

Aus dieser Erkenntnis heraus lässt sich postulieren, dass die N-S streichende Hauptklufttrichtung mit ihrer E-W verlaufenden Nebenklufttrichtung älter als die meisten anderen Klufttrichtungen sein müsste. Diese Aussage unterstützt somit auch die Ansichten von Hessmann (1983) und Bock (1976, 1980), die dem N-S/E-W gerichteten Kluftsystem dem fundamentalen Kluftsystem zuschreiben.

5.3 Kluftaufbau im Arbeitsgebiet 3 – Bibraer Sattel

Der Aufschluss an der Raststätte „Thüringer Tor“ ist ein temporärer Aufschluss, der durch den Bau der BAB A71 entstand (Abbildung 27). Durch die Auskofferung der Parkplatzanlage wurden Gesteine der Solling-Formation (Mittlerer Buntsandstein) senkrecht und entsprechend ihrer Lagerungsverhältnisse flächenmäßig freigelegt.

Die einzelnen Sandsteinbänke wurden je nach ihrer Zugänglichkeit vermessen und in Blöcke eingeteilt. Klufttrichtungen konnten sowohl durch Messungen an der Kluftfläche als auch in der Horizontalen ermittelt werden. Bleichungserscheinungen, vorwiegend an Klüften, wurden aufgenommen und dem jeweiligen Kluftsystem zugeordnet.



Abbildung 27: Aufschluss im Mittleren Buntsandstein (smS) an der Raststätte „Thüringer Tor, S-Thüringen.

5.3.1 Die Kluftrichtungen

Ermittelt wurden acht Klufscharen, die sich in vier Klufsysteme einteilen lassen (Tabelle 8). Zu den Hauptklufscharen zählen die Klufscharen TT-K1(NNE-SSW), TT-K3 (NW-SE) und TT-K4 (NE-SW). Mit geringer Abstufung gehören die Klufscharen TT-K2 (WNW-ESE) und TT-K5 (NNW-SSE) noch mit zu den häufig auftretenden Kluftrichtungen. Daneben wurden drei sekundäre Kluftrichtungen analysiert, die den Klufscharen TT-K6 (WSW-ENE), TT-K7 (N-S) und TT-K8 (W-E) zugeordnet werden können.

Die Klufscharen TT-K1 und TT-K2 sowie TT-K3 und TT-K4 repräsentieren die Hauptklufsysteme TT-KSY1 und TT-KSY2. Trotz der geringen Unterschiede in den jeweiligen Richtungen lassen sich zwei verschiedene Richtungen bestimmen.

Mit 199 gemessenen Klüften überwiegt deutlich eine NNE-SSW Streichrichtung des Klufsystems 1 gefolgt in einem Winkel von ca. 60° von der NW-SE Richtung des Klufsystems 2 mit 149 Klüften. Die Richtungen NE-SW und WNW-ESE sind mit 89 bzw. 57 Klüften vertreten.

Tabelle 8: Übersicht der am Thüringer Tor (Mittlerer Buntsandstein, smS) vorliegenden Kluffscharen mit Zuordnung der Streich- und Fallrichtung sowie der jeweiligen Anzahl von Klüften und der Einordnung in ein zugehöriges Klufsystem (TT= Thüringer Tor, K = Kluffschar, KSY = Klufsystem).

Kluffschar:	Streichrichtung:	Fallrichtung:	Anzahl der Klüfte:	Klufsystem:
TT-K1	NNE-SSW	ESE	120	TT-KSY1
	NNE-SSW	WNW	79	
TT-K2	WNW-ESE	NNE	22	
	WNW-ESE	SSW	35	
TT-K3	NW-SE	NE	64	TT-KSY2
	NW-SE	SW	85	
TT-K4	NE-SW	SE	60	
	NE-SW	NW	29	
TT-K5	NNW-SSE	ENE	36	TT-KSY3
	NNW-SSE	WSW	23	
TT-K6	WSW-ENE	SSE	8	
	WSW-ENE	NNW	4	
TT-K7	N-S	E	12	TT-KSY4
	N-S	W	8	
TT-K8	W-E	N	3	
	W-E	S	8	

Die dominante Einfallsrichtung mit 300 Klüften schwankt zwischen SW und ESE gegenüber der NE bis WNW Richtung mit nur 194 Klüften. Dieses entspricht in etwa einem Verhältnis von 3 : 2.

Zu den sekundären Klufsystemen TT-KSY3 und TT-KSY4 gehören mit insgesamt 71 Klüften die Kluffscharen TT-K5 und TT-K6 und mit 31 Klüften die Kluffscharen TT-K7 und TT-K8. Im Klufsystem TT-KSY3 ist deutlich eine Dominanz der NNW-SSE Richtung (59 Werte) gegenüber der WSW-ENE Richtung (12 Werte) erkennbar. Ähnliches zeigt das Klufsystem TT-KSY4 mit 20 Klüften in N-S Richtung und 11 Klüften in W-E Richtung.

Die Einfallsrichtung im Klufsystem TT-KSY3 dominiert zwischen den Richtungen ENE (36 Werte) und SSE (8 Werte) gegenüber der WSW (23 Werte) bis NNW (4 Werte) Richtung. In TT-KSY4 überwiegt die E (12 Werte) bis S (8 Werte) Richtung gegenüber der N (3 Werte) bis W (8 Werte) Richtung.

Bei allen eingemessenen Klüften ist der Einfallswinkel als steil anzusehen.

5.3.2 Die Kluffausbildungen

An den steil einfallenden Klüften der Sandsteinbänke, die bis zu einen Meter Mächtigkeit besitzen, wurden zumeist gerade Klüfte beobachtet, die größtenteils an incompetenten Schichten, die bis zu mehreren Dezimeter mächtig werden können, terminiert werden. Die Kluffoberflächen aller Richtungen werden als rauh und zum Teil als uneben angesprochen. An Kreuzungspunkten von Klüften lässt sich ein fiederartiges Aufspreizen mit Umlenkung der Kluffrichtung beobachten. Horizontale Klüfte einer Kluffschar verlaufen geradlinig und parallel zu einander. Einige Klüfte zeigen in ihrer horizontalen und vertikalen Ausbreitung Satellitenklüfte. Sie verlaufen meist in kurzen, (Zenti- bis Dezimeter) parallelen Rissen neben der eigentlichen Kluff.

5.3.3 Die Kluffabstände

Für die Kluffabstandsmessungen wurden auf Grund ihrer länglichen Ausdehnung, Sandsteinbänke in Blöcke eingeteilt. Diese Einteilung basiert auf sichtbare größere Klüfte und kluffgebundene Abbruchkanten einer Kluffschar. Aus 54 Blöcken wurde somit ein durchschnittlicher Kluffabstand von einem Meter bestimmt. Die gemessenen maximalen Kluffabstände liegen bei ca. 2,5 Metern. Minimale Kluffabstände befinden sich in Bereichen um 0,1 Metern.

Innerhalb der Blöcke ist ein regelmäßiges Auftreten von Haarrissen oder kleineren Klüften beobachtet worden. Wie bei den Kluffblöcken folgen die Haarrisse in regelmäßigen Abständen. Ermittelt wurden durchschnittlich drei kleinere Klüfte auf einem Meter. Bei Blöcken mit Kluffabständen von 1 Meter folgt somit durchschnittlich alle 0,3 Meter ein Haarriss.

5.3.4 Die Klufföffnungsweiten

Klufföffnungsweiten (Tabelle 9) wurden entlang des gesamten Aufschlusses an Kluffblöcken eingemessen. Hierzu wurden Richtungen aus den Kluffsystemen TT-KSKY2 und TT-KSY3 sowie TT-KSY1 und TT-KSY2 zusammengefasst betrachtet.

Tabelle 9: Klufföffnungsweiten im Mittleren Buntsandstein (smV) mit Zuordnung der Richtung, der durchschnittlichen Klufföffnungsweite und Minimal- bzw. Maximalwerten.

Richtung:	Kluftsystem:	Ø [cm] Öffnungsweite:	Minimalwert [cm]:	Maximalwert [cm]:	Anzahl der Klüfte:
NNW-SSE NW-SE	TT-KSY3 TT-KSY2	1.2	0.1	4.8	40
NNE-SSW NE-SW	TT-KSY1 TT-KSY2	1.0	0.5	15.5	158
N-S	TT-KSY4	0.8	0.05	7.6	115
E-W		0.8	0.05	9.0	151

Das Kluftsystem TT-KSY4 mit N-S und E-S Streichrichtungen besitzt durchschnittlich Klufföffnungsweiten von 0,8 Zentimeter. Hierbei sind beide Richtungen als völlig gleichwertig anzusehen.

Die zusammengefassten Richtungen NNW-SSE bis NW-SE und NNE-SSW bis NE-SW umfassen jeweils einen Winkel von 55°. Klufföffnungsweiten von durchschnittlich 1,0 bis 1,2 Zentimeter liegen geringfügig höher als in TT-KSY4.

Klüfte und Haarrisse zwischen den einzelnen Kluftblöcken besitzen Klufföffnungsweiten unter 0,05 Zentimeter oder sind geschlossen. Kluffüllungen sind selten und bestehen aus tonigem Bindemittel. Kluffbeläge sind ferritisch und können bis einen Millimeter mächtig werden. Fluidbewegungen an Haarrissen, die keine bevorzugte Richtung aufweisen, äußern sich durch Lösungs- und Bleichungssäumen entlang beider Richtungen der Kluft. Vermehrt an NW-SE streichenden Klüften treten Harnischstrukturen auf.

5.3.5 Die Klufflängen

Die vertikale Ausbreitung von Klüften lässt sich durch die geologischen und baulichen Gegebenheiten der Raststätte „Thüringer Tor“ nicht bestimmen. Maximal sind vertikale Klüfte an den bis zu einem Meter mächtigen Sandsteinbänken zu sehen, lassen sich aber in den tonigen Wechsellagen nicht weiter verfolgen.

Einen besseren Überblick geben horizontal freigelegte Schichtflächen. Hier sind Klufflängen bis zu 25 Meter vertreten. Zumeist an Abbruchkanten ist ein horizontales

weiterführen der Klufft bis einige Meter möglich. Hierbei können im näheren Umfeld Satellitenklüfte auftreten, die nur einige Dezimeter Länge besitzen und mit der Hauptklufft parallel mitlaufen. Ein Ursache hierfür könnte der anthropogene mechanische Einfluss sein, der zur Entstehung des Aufschlusses führte.

5.3.6 Zusammenfassung

Zusammenfassend dominieren im Arbeitsgebiet 3 zwei Hauptklufftrichtungen. Die NNE-SSW streichende Klufftschar bildet das primäre Hauptklufftsystem TT-KSY1. Die zweite Richtung wird durch die Hauptklufftrichtung von NW-SE streichenden Klüften gebildet, die mit der NE-SW gerichteten Nebenklufttschar das sekundäre Hauptklufftsystem TT-KSY2 repräsentiert. An die NNE-SSW Klufftrichtung sind Basaltgänge, wie die Heldburger Gangschar, gebunden, die als südliche Ausläufer des miozänen Rhönvulkanismus gedeutet werden können. Nach Pröscholdt (1892) befinden sich weitere Basaltgänge auf den geologischen Kartenblättern Röhild (GK 25/5629) und Rodach (GK 25/5630).

Generell fallen die Klüfte in den Sandsteinen der hier vorliegenden Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins steil ein. Hierbei bilden sie horizontal und vertikal über mehrere Meter bis 10er Meter gerade verlaufende Kluffbahnen. Die Kluffflächen sind meist rau und uneben. Eine Terminierung von Klüften findet in der Regel an zwischengeschalteten tonigen Bereichen statt. An den Sandsteinbänken werden zu meist in regelmäßigen Abständen größere Klüfte beobachtet, zwischen denen immer wieder kleinere Klüfte und Haarrisse auftreten. Die Klufföffnungsweite liegt generell im Zentimeter bis Millimetermaßstab. An einigen NW-SE streichenden Kluffflächen lassen sich Harnischstrukturen nachweisen, die einen dextralen Schersinn aufweisen. Aus dem Kluffbild selber lassen sich allerdings nur wage Indizien, die als Schersinnanzeiger fungieren, entnehmen. Viel einflussreicher für den Kluffverlauf, der Klufföffnungsweite und der Klufflänge sind die mechanischen Arbeiten, die im Zuge der Auskoffierung des Parkplatzgeländes durchgeführt wurden. Durch die senkrecht auf die Schichtung wirkende punktuelle Schlagkraft eines Presslufthammers können Pseudoklüfte entstehen, die auf das Versagen des Gesteins zurückzuführen sind und mit dem eigentlichen Kluffnetz nur wenig gemeinsam haben.

6 Methodische Studie zum Vergleich verschiedener Verfahren zur Erfassung und Auswertung von Klüften

6.1 Einsatz von 3D Lasertechnologie in Kombination mit Stereophotogrammetrie

6.1.1 Methodischer Ansatz

Zur weiteren und genaueren Klassifizierung des Kluftsystems wurde in Kooperation mit der Bergakademie Freiberg der Laserscanner LMS Z390 der Firma Rieggl eingesetzt. Hierbei handelt es sich um einen Impulslaser, der je nach Messmodus Objekte mit ca. 10.000 Punkten in der Sekunde abtasten kann. Der Laserscanner LMS Z390 arbeitet hierbei in Kombination mit der digitalen Spiegelreflexkamera NICON D200. Eine genaue technische Beschreibung kann im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen und ist auf der Internetseite der Firma Rieggl, Laser Measurement Systems (RIEGL.com) zu entnehmen.

Begleitende Kluftaufnahmen wurden durch eine stereofotogrammetrische Vermessung mit Hilfe des Phototheo 19/1318 durchgeführt. Durch die Anlage eines lokalen Koordinatensystems, welches mit der Totalstation TCRA 1101 plus und einer Teilkreisbussole eingemessen wurde, erfolgte eine Ausrichtung der Koordinaten- und damit der Kluftmessungen, nach magnetisch Nord. Für die Referenzierung der Scannerdaten im lokalen Koordinatensystem kamen retroreflektierende Zielzeichen zum Einsatz, die als flache Marken oder Zylinder gleichmäßig um die Scannerposition verteilt wurden. Diese wurden mit der Totalstation geodätisch eingemessen.

6.1.2 Der Übersichtsscan

Die Ermittlung der Kluftverhältnisse im Mittleren Buntsandstein (Arbeitsgebiet 2) erfolgten im Steinbruch Vacha durch drei Scannerpositionen, die jeweils mit Detailscans auf den gleichen Ausschnitt der Steinbruchwand ausgerichtet waren.

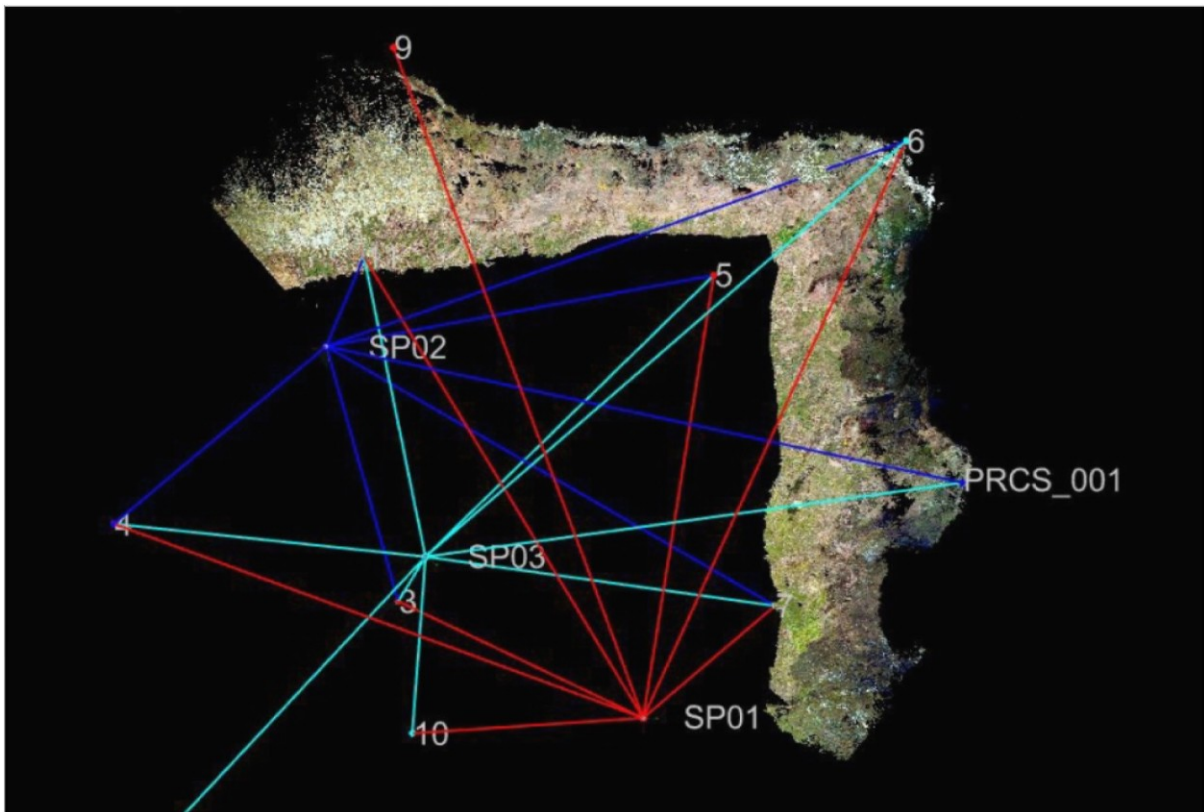


Abbildung 28: Grundrissdarstellung der Scannerpositionen am Aufschluss Dorndorf-Kieselbach-Ost (Abbildung: Martienßen, TU Freiberg).

Für die Kluffverhältnisse im Unteren Buntsandstein (Arbeitsgebiet 2) wurden zwei senkrecht zueinander stehende Steinbruchwände in Dorndorf-Kieselbach aus ebenfalls drei Scannerpositionen beleuchtet (Abbildung 28).

Die für Vergleichsmessungen durchgeführten stereofotogrammetrischen Aufnahmen erfolgten in beiden Aufschlüssen in den selben Bereichen der anschließenden Detailschans und konnten mit Hilfe eines Stereokomparators und den in Martienßen (2003) und Menz (1981, 1982) beschriebenen bekannten mathematischen Zusammenhängen ausgewertet werden. Die Stichproben aus dem Mittleren Buntsandstein beinhalten 192 Klüfte, die des Unteren Buntsandsteins umfassen 110 und 43 Klüfte (Nord- und Ostwand). Jede Klufffläche repräsentiert sich durch Fallrichtung und Fallwinkel. Die Ergebnisse sind in Form von Durchstoßpunkten der Flächennormalen durch die untere Lagehalbkugel in der Projektion des Schmidt'schen Netzes als Polpunktdiagramm in Abbildung 29 dargestellt.

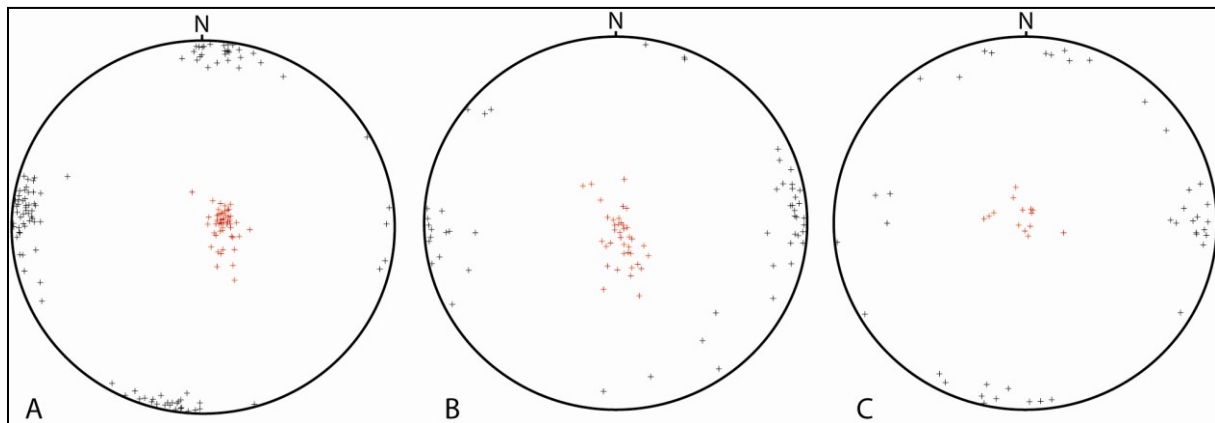


Abbildung 29: Polpunktdiagramm der stereofotogrammetrischen Auswertung von A = Steinbruch Vacha (sm), B = Steinbruch Dorndorf-Kieselbach-Ost Nordwand (su), C = Dorndorf-Kieselbach-Ost Ostwand (su); Abbildung: nach Martienßen, TU Freiberg.

In der darauf folgenden richtungsstatistischen Auswertung wurden die vermessenen Klüfte nach Scharen geordnet. Dabei wird für jede Kluftchar die Lage der Achse über den Regelvektor aus dem Mittel der zugehörigen Messung berechnet und der Öffnungswinkel des Streukegels mit dem Streuungsgrad bestimmt. Es soll hier nicht weiter im Detail auf die Theorie der Richtungsstatistik eingegangen werden. In Martienßen (2003), Menz (1986), Peschel (1984) und Wallbrecher (1986) wird dieses ausführlich dargelegt.

Die Auswertung der Daten im Mittleren Buntsandstein ergibt drei Scharen. Die zwei Hauptkluftrichtungen verlaufen N-S bis NNE-SSW und E-W bis ESE-WNW und verdeutlichen in ihrer orthogonalen Ausrichtung die quaderförmige Struktur des Kluftkörpers. Die dritte Richtung, die in den Abbildungen 29 A, B, C rot dargestellt ist, verkörpert die Strukturen der Schichtung. Ähnliches gilt für den Unteren Buntsandstein mit den Hauptkluftrichtungen N-S (NNE-SSW bis NNW-SSE) und E-W (ESE-WNW) und der dritten Schar, die die Schichtung repräsentiert.

Vergleicht man die elektronisch ermittelten Kluftwerte mit den durchgeführten Gefügekompassmessungen (Abbildung 30), sind im Mittleren Buntsandstein ebenfalls eine N-S bis NNE-SSW und eine E-W bis ESE-WNW Kluftrichtung erkennbar. Auch im Unteren Buntsandstein spiegeln die Handmessungen mit N-S (NNE-SSW bis NNW-SSE) und E-W (ESE-WNW) verlaufenden Klüften die Ergebnisse der digitalen Auswertung wider.

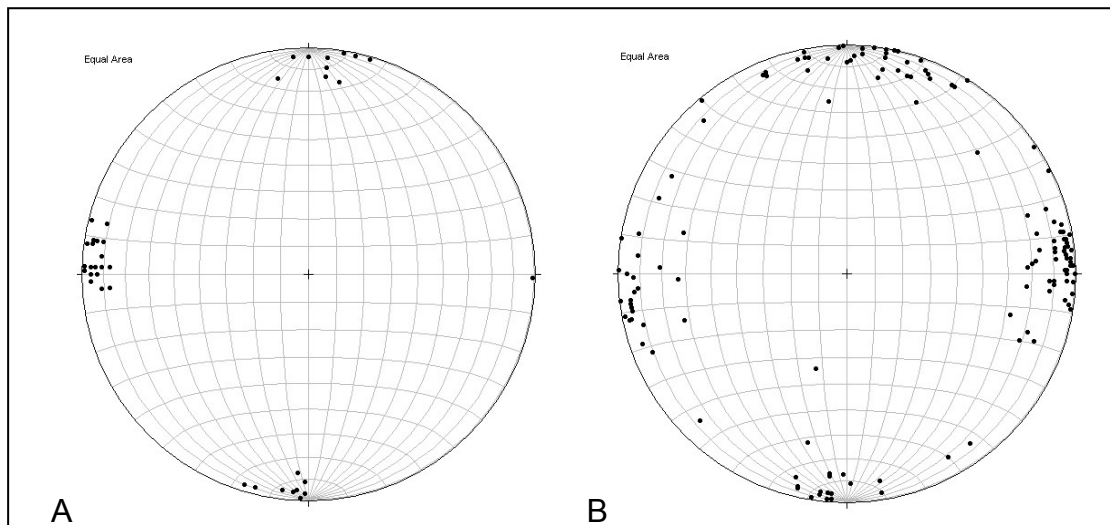


Abbildung 30: Manuell ermittelte Kluftrichtungen, Polpunktdiagramme im A): Steinbruch Vacha, Mittlerer Buntsandstein (46 Messwerte) und B): Steinbruch Dorndorf-Kieselbach – Ost, Nord- und Ostwand (175 Messwerte).

Es ergibt sich somit für den Unteren und Mittleren Buntsandstein eine gute Übereinstimmung zwischen manuell und digital ermittelten Kluftrichtungen.

6.1.3 Der Detailscan

Für die Auswertung der mit dem Laserscanner aufgenommenen Punktwolken der Detailscans wurden zwei grundlegende Vorgehensweisen verwendet.

Zum Einen erfolgte eine manuelle Erfassung der Flächen, ähnlich des Prinzips und der Vorgehensweise der klassischen stereoskopischen Auswertung, mit der Auswertesoftware RiScanPro (Abbildung 31). Die Stichproben im Mittleren Buntsandstein ergaben 462 Flächen. Im Unteren Buntsandstein wurden für die Nordwand 494 und für die Ostwand 404 Flächen erfasst.

Auch in diesem Fall ergibt die richtungsstatistische Auswertung für den Mittleren Buntsandstein und der Aufschlusswand Ost im Unteren Buntsandstein drei Scharen, die sich mit den Ergebnissen der stereofotogrammetrischen Auswertung decken. Für die Nordwand im Aufschluss des Unteren Buntsandsteins wurden drei Kluftscharen ermittelt, die aber den schon bekannten zwei Hauptkluftrichtungen zugeordnet werden konnten und mit den manuell ermittelten Kluftrichtungen (Abbildung 30) übereinstimmen.

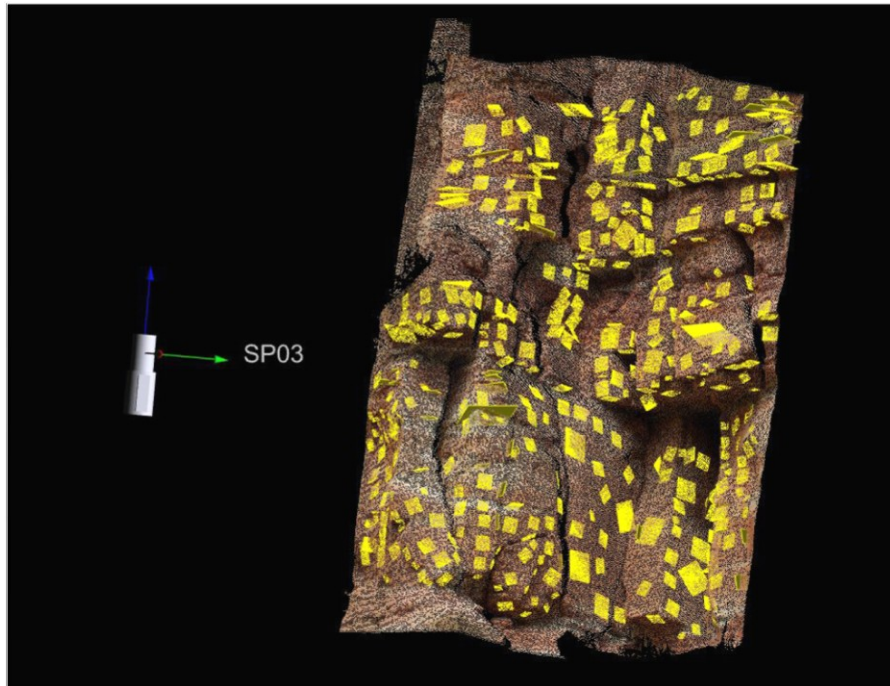


Abbildung 31: 3D Visualisierung der manuell gemessenen Flächen am Beispiel des Steinbruchs Dorndorf-Kieselbach - Ost mit Hilfe der Auswertesoftware RiScanPro (Abbildung: Martienßen, TU Freiberg).

Die zweite und zeitaufwendigere Vorgehensweise besteht aus dem Versuch, Klufmessungen möglichst automatisiert ablaufen zu lassen. Um automatisch zum Flächengefüge zu kommen, muss mit Hilfe der Software RiScanPro aus der Punktwolke ein Oberflächenmodell generiert werden. Dieses geschieht mittels Triangulation der Daten. Die Datengrundlage beruht hierbei auf drei Scannerpositionen, um Fehler bei der Automatisierung einzudämmen (Abbildung 32).

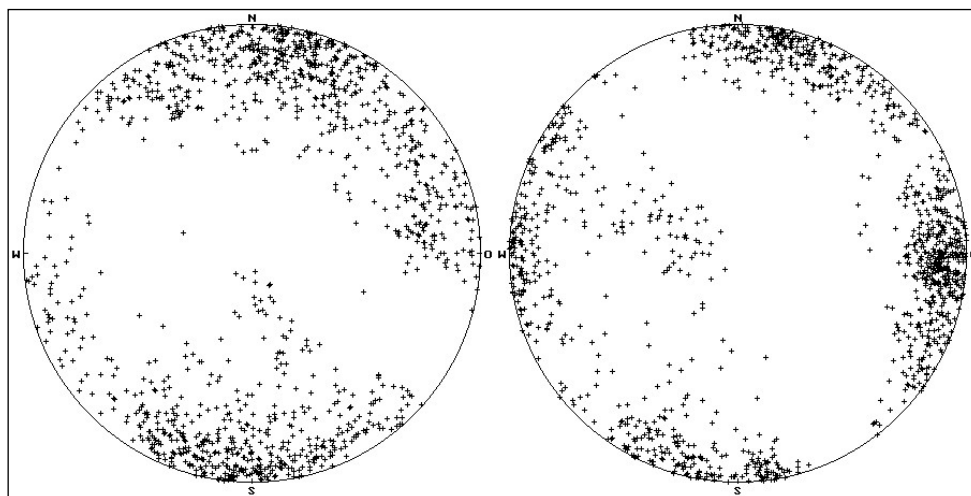


Abbildung 32: Polpunktdiagramm aus den halb automatisch abgeleiteten Kluffflächen im Unteren Buntsandstein (Abbildung: Martienßen, TU Freiberg).

Aus der richtungsstatistischen Auswertung für den Mittleren Buntsandstein mit 4515 ermittelten Flächen, konnten wiederum drei Scharen klassifiziert werden. Die absolute Ausrichtung weicht gering von den Ergebnissen der beiden anderen Messmethoden ab. Die Unterteilung der Klufscharen in zwei Hauptkluftrichtungen (N-S bis NNE-SSW und E-W bis ESE-WNW) und der Schichtung kann durch diese Auswertung weiter bestätigt werden.

Im Unteren Buntsandstein wurden durch die richtungsstatistische Auswertung an der Nordwand 1224 und an der Ostwand 1199 Flächen ermittelt. Es bestätigen sich für die Nordwand vier Scharen, die sich zusammenfassen lassen in zwei Hauptkluftrichtungen (N-S mit NNE-SSW bis NNW-SSE Abweichung und E-W mit ESE-WNW Abweichung). Auch an der Ostwand beschreibt die Auswertung wieder zwei Hauptkluftrichtungen (N-S mit NNE-SSW bis NNW-SSE Abweichung und E-W mit ESE-WNW Abweichung). In beiden Fällen kann keine eindeutige Klassifikation der Schichtung erfolgen (Abbildung 33).

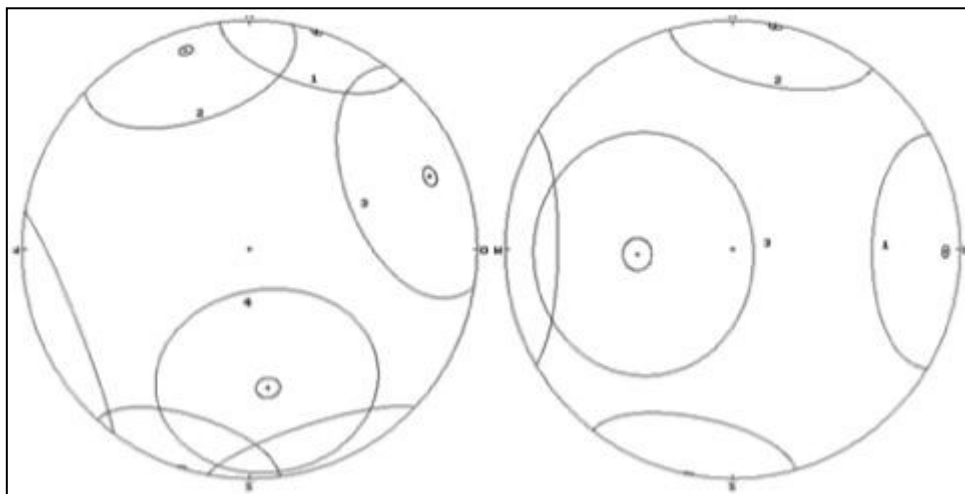


Abbildung 33: Ergebnisse der halbautomatischen Auswertung im Aufschluss Dorndorf-Kieselbach-Ost (suB). Links = Nordwand, rechts = Ostwand (Abbildung: Martienßen, TU Freiberg).

6.1.4 Problemdarstellungen der Messmethode

Die Situation für die stereofotogrammetrischen Aufnahmen war in beiden Fällen ungünstig. So ergaben sich im Mittleren Buntsandstein (Steinbruch Vacha) bei einer eingerichteten Basislänge von 13.383 Meter und einer Entfernung zur Felswand von ca. 60 Meter Bildmaßstäbe von 1 : 300 und ein Bildverhältnis von 1 : 4.

Im Unteren Buntsandstein (Steinbruch Dorndorf-Kieselbach-Ost) erwies sich die räumliche Begrenzung zur Aufstellung der Gerätschaften als ungünstig. Messungen aus größeren Entfernungen konnten nicht umgesetzt werden. So konnten mit dem eingesetzte Phototheo, der keine Fokussiermöglichkeit besitzt und erst ab einem Abstand von 20 Meter zum Objekt scharfe Bilder liefert, nur Aufnahmen aus 16 Meter erstellt werden. Des Weiteren musste im Schwenkungsfall gearbeitet werden, womit die effektive Basis kürzer ausfällt. Durch die eingerichtete Basislänge von 4.988 Meter und einem Verschwenkungswinkel von 36 Gon ergeben sich Bildmaßstäbe von ca. 1 : 80, eine effektive Basis von 4.212 Meter und ein Basisverhältnis von 1 : 4. Somit wirkte sich der große Höhenunterschied zwischen den beiden Standpunkten zur Messung nachteilig auf die Auswertung aus.

Die geringe Anzahl von erfassten Klüften im Unteren Buntsandstein basiert auf zwei Ursachen. Zum einen sind an der fast ebenen Erscheinung der Aufschlusswand nur schwer Flächen als solche interpretierbar. Andererseits wirkt sich die oben genannten Aufnahmebedingungen negativ aus.

In beiden Aufschlüssen erwies sich die Ableitung des Oberflächenmodells als schwierig. Auch hier liegt die Ursache in der geringen räumlichen Staffelung der Aufschlusswände. Das triangulierte Modell ist somit in seiner Güte an den Punktwolken mit der Software RiScanPro permanent zu prüfen. Damit bleibt es ein halb automatischer Prozess, in dem der Bearbeiter aktiv eingreifen muss. Fehler müssen manuell editiert werden. Fehler treten im Oberflächenmodell an Stellen auf, wo das Objekt real keine Flächen besitzt oder wo der Vektor der Flächennormalen orthogonal zur Messrichtung des Messinstrumentes verläuft. Die Automatisierung bevorzugt Flächen, deren Normale in Aufnahme-richtung zeigt. Dieser Effekt ist bekannt und in Martienßen (2003, 2004) beschrieben. Aus diesem Grund werden die Detailscans aus drei Richtungen aufgenommen und sinnvoll mit einander kombiniert.

Im Fazit zeigen die Darstellungen der Polpunktdiagramme eine gute Übereinstimmung in den Hauptkluftrichtungen. Bereits in dem relativ schnell zum Detailscan durchgeführten Übersichtsscan wurde dieses deutlich. Im Fall der Schichtung kommt es zu stärkeren Differenzen in den Angaben der Fallrichtung. Eine genauere Fehlerbetrachtung hierzu wird in Martienßen (2003) dargelegt. Der Einfluss eines zufälligen Anhaltefehlers an einer fast horizontalen Aufschlusswand verlaufenden Flächen wirkt als zufälliger Messfehler und kann mehrere Dezimalgrad betragen. Die Zuordnung

von mehreren unterschiedlich einfallenden Segmenten einer Kluft (vergleich Kapitel 5.2.2 Die Kluftausbildung) wird durch die Scannersoftware (halb automatische Auswertung) nicht realisiert. Die einzelnen Flächenelemente werden somit verschiedenen Klüften zugeordnet, die unterschiedliche Streich- und Fallwerte besitzen. Das Zusammenfügen dieser Elemente zu realen Kluftflächen ist manuell vorzunehmen. In Verbindung mit der Stereophotogrammetrie ist dieser Vorgang zeitaufwendig und rechentechnisch anspruchsvoll. Somit ist dieser Arbeitsschritt für die Erfassung der Kluftorientierung generell nicht mehr notwendig.

Die automatische Erfassung von Kluftlängen und Kluftabständen ist ebenfalls unzureichend, da sie als Folgefehler der automatischen Klufterfassung gesehen werden muss. So ist auch bei diesen Prozessen die manuelle Nachbesserung unverzichtbar. Eine wesentlich besser zu kontrollierende Methode der Messung von Kluftlängen und Kluftabständen ist die manuelle digitale Erfassung beider Kluftparameter am Computermodell. Durch die digitale Darstellung eines Aufschlussausschnittes sind Kluftlängen und Kluftabstände auch in Bereichen einmessbar, die mit dem Gefügekompass im Aufschluss nicht ohne weitere Hilfsmittel erreichbar sind.

Die Beurteilung von Kluftrichtungen durch den Einsatz eines Laserscanners erfolgt bereits durch den Übersichtsscan sehr schnell. Die Ergebnisse sind im Vergleich zu Messungen mit dem Gefügekompass als gleichwertig anzusehen. Weitere Messungen und Auswertungen von Detailscans sind somit nicht mehr notwendig. Manuell durchgeführte Messungen von Kluftabständen und Kluftlängen am digitalen Modell sind dagegen eine Bereicherung zur Kluftaufnahme.

6.2 Einsatz einer Fotodrohne zur Herstellung individueller Luftbilder und deren Auswertung für die Kluftanalyse

Die Aufnahme und Vermessung des Kluftnetzes erfolgt in aller Regel vom Boden an Klüften, die vertikal aufgeschlossen sind. Dieses hat den Nachteil, dass die flächenhafte horizontale Ausbreitung von Klüften und Rissen nicht mit in Betracht gezogen werden kann. In den meisten Fällen ist alleine durch die Aufschlussverhältnisse nur eine Untersuchung in vertikaler Richtung möglich. Im Arbeitsgebiet 3 wurden durch straßenbauliche Maßnahmen mehrere 10er Quadratmeter terrassenartiger Gesteinschichten des Mittleren Buntsandsteins (smS) temporär aufgeschlossen, was eine

Analyse der horizontalen flächenhaften Ausbreitung von Kluftscharen und deren Beziehung zueinander ermöglicht.

6.2.1 Methodik

Um einen Überblick über die horizontale Ausbreitung des Kluftnetzes zu bekommen, wurden als Grundlage für den weiteren Einsatz einer Flugdrohne hochauflösende Orthofotos (TLVermGeo Bildflugnummer 0302, 23.03.2003) aus dem Datensatz des Thüringer Landesvermessungsamts, die den zu untersuchenden Bereich zeigen, genutzt.

Die für die individuelle und detailgenaue Herstellung von Luftaufnahmen verwendete batteriebetriebene Flugdrohne md4-200 der Firma Microdrones GmbH ist ein verkleinerter VTOL-Flugkörper (VTOL = Vertical Take Off and Landing) nach dem AUMAV-System (AUMAV = Autonomous Unmanned Micro Aerial Vehicle). Der mit einer schwenkbaren 12 Megapixel Kamera ausgestattete Flugapparat lässt sich über eine Funkfernsteuerung bedienen. Durch ein integriertes GPS (Global Positioning System) mit Position-Hold ist das punktgenaue Halten der Flugdrohne an einem Objekt möglich. Mittels des Video Decoders werden die Daten des Kamerasystems in Echtzeit an die Bodenstation gesendet, die über einem angeschlossenen tageslichttauglichen Tablet-PC eingesehen werden können. Wichtige Flugdaten wie Akkuzustand, Höhe, Lage, Position, Windgeschwindigkeit und Flugzeit werden mit dem Downlink Decoder an die Basisstation weitergeleitet. Ein Flugschreiber zeichnet während des gesamten Fluges alle Daten auf. Die Flugdrohne erreicht eine maximale Höhe von 300 Meter und ist in einem Radius von 500 Meter einsetzbar. Die Flugzeit beträgt ca. 20 Minuten.

6.2.2 Vergleich und Auswertung

Die entstandenen digitalen Fotos (Abbildung 34) wurden mit Hilfe eines bildbearbeitenden Vektorgrafikprogramms analysiert (Abbildung 35). Die herausgefilterten Kluftscharen konnten den bereits bekannten Richtungen zugeordnet werden (vergleiche Kapitel 5.3 Kluftbaufbau im Arbeitsgebiet 3 – Bibraer Sattel). Besonders hervortreten die Kluftscharen TT-K3 (NW-SE) und TT-K4 (NE-SW). Sie gehören dem

Kluftsystem TT-KSY2 an. Die Flugbildaufnahmen zeigen weiter, dass Klüfte um die N-S Richtung, distal in nördliche Richtung gerichtet, auseinander gehen. Somit ergeben sich die Kluftscharen TT-K1 (NNE-SSW) und TT-K5 (NNW-SSE), die die Kluftchar TT-K7 (N-S) mitbeinhaltet.



Abbildung 34: Flugbildaufnahme am Thüringer Tor zur Erfassung der horizontalen Ausbreitung von Klüften im Buntsandstein (smS). Aufnahmehöhe ca. 70 Meter.

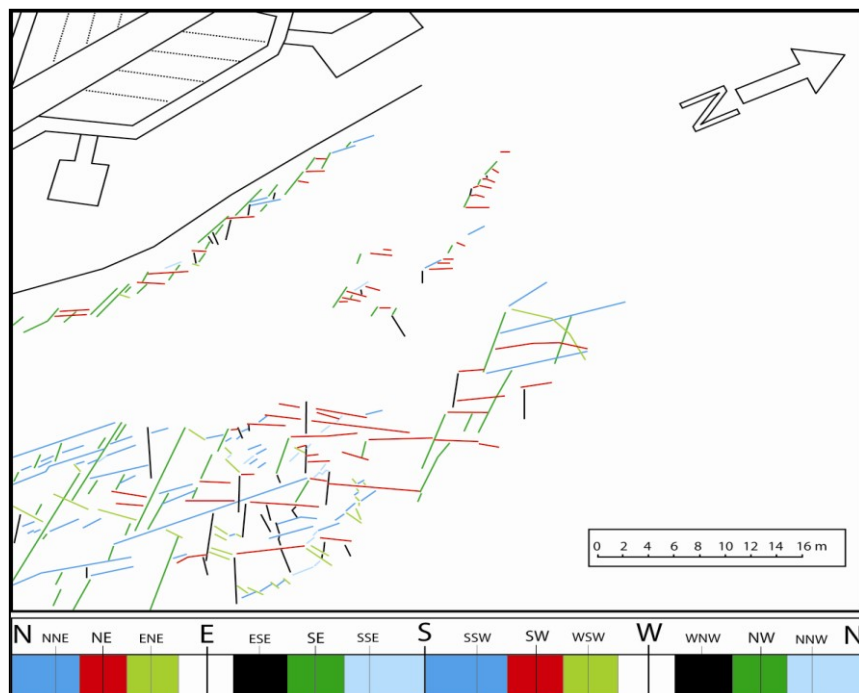


Abbildung 35: Auswertung der Flugbildaufnahme und Richtungszuordnung von Kluftscharen am Thüringer Tor.

Ähnliches gilt für TT-K2 (WNW-ESE) und TT-K6 (WSW-ENE). Allerdings tritt TT-K8 (E-W) im Flugbild nicht auf.

Wie auch im Arbeitsgebiet 2 ist es schwierig Aussagen zur Altersfolge der Kluftscharen zu treffen. Hinweise auf Horizontalversätze an Klüften sind durch die Luftaufnahmen und durch die Kluftmessungen am Boden nicht gegeben.

6.2.3 Vor- und Nachteile zum Einsatz der Fotoflugdrohne

Der Einsatz einer Fotoflugdrohne für die Kluftanalyse eignet sich besonders für die Erfassung von ebenen und horizontalen Flächen auf denen Kluftlineamente vorhanden sind. Durch gezieltes Anfliegen in vordefinierten Höhen sind detailgenaue digitale Fotoaufnahmen möglich. Diese lassen sich mittels Bildbearbeitungssoftware unkompliziert am Computer auswerten. Neben der Ermittlung von Kluftstreichwerten ist eine Messung von Kluftlängen und Kluftabständen möglich. Die Bedienbarkeit der Fotoflugdrohne ist unkompliziert und wird durch die Datenübertragung an die Basistation, die am Boden ist, unterstützt.

Nachteil der Flugdrohne ist ihre starke Wetterabhängigkeit; trotz Stabilisatoren ist ein Einsatz bei Windgeschwindigkeiten über 16 Kilometer pro Stunde nicht mehr möglich. Bei Windgeschwindigkeiten zwischen 5 und 15 Kilometer pro Stunde erweist sich die Handhabung schwierig.

Ein weiterer Nachteil ist die Eigendrift der Flugdrohne bei abgeschalteten GPS beziehungsweise GPS Störungen. So kann es besonders in Steinbrüchen zum Verlust des GPS Signals kommen. Die Flugkontrolle sollte bei solchen Situationen eine zweite Person übernehmen.

7 Bleichungserscheinungen und Modelldarstellung von kluft- und schichtgebundener Bleichung im Buntsandstein

Die Bleichungserscheinungen an den untersuchten Klüften sind der unmittelbare, schon im Gelände erfasste Anzeiger Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen. Die räumliche Verbreitung und Verteilung der Bleichungen sowie besonders ihre Richtungsabhängigkeit geben Hinweise auf den Fluidtransport und die dabei genutzten Wegsamkeiten. Aus den Überlagerungen gebleichter Klüfte mit anderen Strukturen, lässt sich die aktive Fluidphase zeitlich eingrenzen.

Untersuchungen zur Diagenese von Karbonaten und zur Alteration von Feldspäten in bruchkontrollierten Kluftbleichungszonen des Buntsandsteines wurden von Wendler et al. 2011 durchgeführt. Sie konnten zeigen, dass anhand der Genese von Karbonaten und Feldspäten, der Kohlenstoffisotopie und durch die Analyse des Kluftnetzes, CO₂-haltige Fluide ein bedeutendes Ausmaß zu den Bleichungserscheinungen an Klüften mit beigetragen haben. Mit Hilfe von Kathodenlumineszenz-Spektren konnten Alterationserscheinungen an Feldspäten nachgewiesen werden, die auf das Ablösen von Natrium und einigen Spurenelementen zurückzuführen sind. Ferner gibt es Hinweise auf durch Alteration entstandene Mikroporen an Feldspäten. Fluid-Mineral-Wechselwirkungen fanden an kalzitisch gefüllten Klüften und an Kalzizementen des Porenraums statt. Während der Bildung der Kalzite wurde Eisen durch Bleichungsprozesse freigesetzt und mit in den Kristallkern eingebaut.

7.1 Bleichungserscheinungen in den einzelnen Arbeitsgebieten

7.1.1 *Bleichungsbeobachtungen im Gebiet Sontra Graben*

Im Arbeitsgebiet 1, Sontra Graben (Nordhessen), wurden aus orientierten Buntsandstein-Bohrkernen aus Bohrungen des Holstein-Tunnels und dazugehörigen Bohrlochscandaten Bleichungserscheinungen an Klüften erfasst und eingemessen. Die daraus entstandenen Informationen wurden in stereografischen Projektionen (Abbildungen 36 A, B) dargestellt.

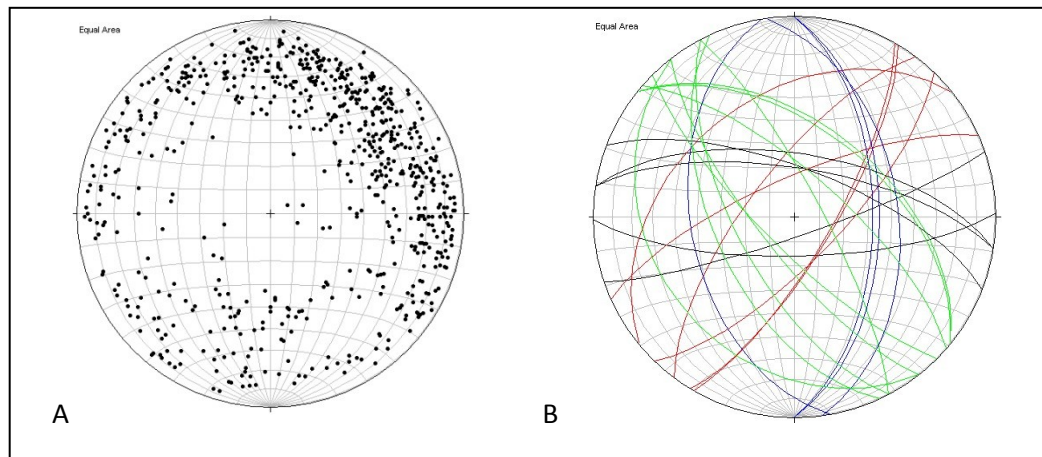


Abbildung 36 A): An Bohrkernen des Holsteintunnels wurden 676 Klüftmessungen durchgeführt. Eine gerichtete Klüftverteilung ist nicht zuerkennen. Ferner sind alle Richtungen in der selben Größenordnung vertreten. B): Die 24 Klüfte mit Bleichungen aus dem Buntsandstein der Bohrungen am Holstein zeigen keine einheitliche Richtung. Das Klüftsystem S-KSY1 ist mit den NW-SE streichenden Klüften (S-K1 = grün = 9 Klüfte) dominant. Orthogonal zu S-K1 streicht S-K2 (rot = 6 Klüfte). Die untergeordneten Klüftrichtungen N-S und E-W werden vom Klüftsystem S-KSY2 gebildet. S-K3 (blau) verläuft in N-S Richtung und ist mit vier gebleichten Klüften nur selten vertreten. S-K4 (schwarz) besitzt nur fünf gebleichte Klüfte und streicht E-W (Datenquelle: Geotechnisches und tunnelbautechnisches Gutachten, Tunnel Holstein, 2008).

Bei den Bleichungserscheinungen der Klüfte (Abbildungen 37 A, B) handelt es sich um fraktale, nur wenige Millimeter ins Wirtsgestein reichende Ausbleichungen. Sie sind begrenzt auf einige Zentimeter Länge, wobei öfters eine diffuse Verbreitung zu erkennen ist.

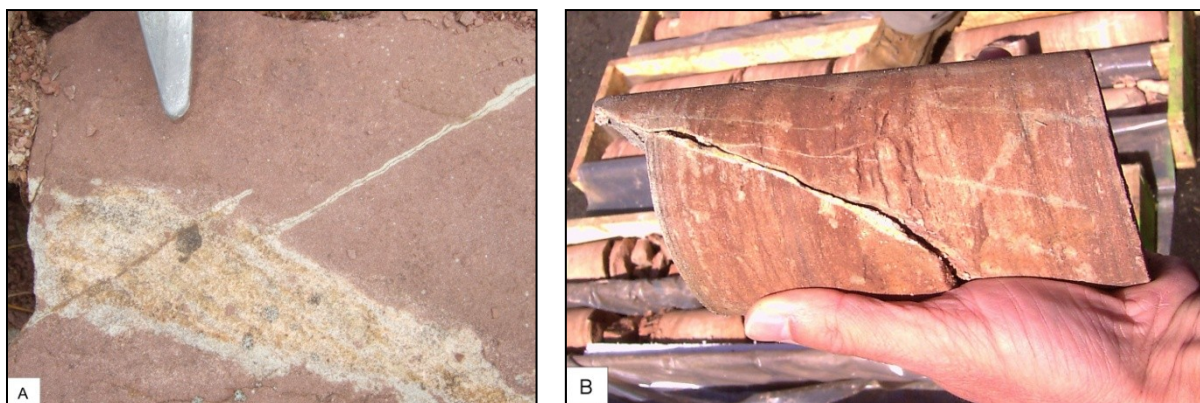


Abbildung 37 A: Klüftbleichung im Mittleren Buntsandstein (smV) aus einem Steinbruch bei Sontra.
Abbildung 37 B: Klüftbleichung im Unteren Buntsandstein in einem Bohrkern der Bohrung Hohlstein.

Von 711 erfassten Klüften zeigten nur 24 Klüfte Bleichungszone. Das sind ca. 3,4 %. Diese 24 Klüfte folgen keiner gesonderten Richtung, sondern weisen neben der N-S Richtung auch E-W, NW-SE und NE-SW Richtungen auf (Abbildung 36 B). Das Klüftsystem S-KSY1 mit der NW-SE streichenden Klüftschar S-K1 ist mit 9 und der NE-SW gerichteten Klüftschar S-K2 mit 6 gebleichten Klüften gegenüber dem

Kluftsystem S-KSY2 mit 4 in N-S und 5 in E-W vorliegenden gebleichten Klüften dominant.

7.1.2 *Bleichungserscheinungen im Werra-Kaligebiet*

Bei den Untersuchungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein im Werra-Kaligebiet (Arbeitsgebiet 2) sind Ausbleichungen des Sandsteins um und in Klüften häufiger anzutreffen. Es handelt sich meist um scharf begrenzte, Millimeter bis Zentimeter breite Bleichungsränder, welche streng parallel beidseitig der Kluft folgen (Abbildungen 38 A, B). In einigen Fällen kann diese strenge ausgeprägte Parallelität übergehen in einen diffusen Saum, welcher mal mehr und mal weniger ins Wirtsgestein eindringt. Die Länge solcher Bleichungszonen lässt sich über mehrere Dezimeter bis Meter verfolgen und kann abrupt an Gesteinsschichtgrenzen enden oder in schichtparallele Bleichung übergehen. Dass es sich hierbei um eine dreidimensionale Erscheinung handelt, zeigen Kluftflächen, die zum Teil vollkommen ausgebleicht sind.



Abbildung 38 A: Kluftbleichung im Unteren Buntsandstein (smB) bei Dornburg/Kieselbach.
Abbildung 38 B: Kluftbleichung im Mittleren Buntsandstein (smV) bei Vacha.

Bereits in den Erläuterungen zum Blatt Vacha von Koenen et al. (1925) wurden derartige kluffgebundenen Bleichungen erwähnt. Freyburg (1965) beobachtete und beschrieb selbige für das Gebiet Stadtlengsfeld.

Nähere Betrachtungen und durchgeführte Messungen zeigten, dass kluffgebundene Bleichung nur an nord-südlich verlaufenden Klüften (VD-KSY1) auftritt. Die Darstellung im Stereonez (Abbildung 39) offenbart einen engen Zusammenhang zwischen der N-S streichenden Hauptkluffschar. Erkennen lassen sich sowohl Klüfte, welche NNW-SSE, NNE-SSW sowie N-S streichen. Insgesamt zeigt sich eine leichte NNE-SSW Dominanz. Auch Freyburg (1965) konnte im Gebiet Stadtlengsfeld eine NNE-SSW streichende Dominanz feststellen. Andere Autoren sprachen stets von Bleichungen an N-S gerichteten Klüften. Generell ist eine N-S Richtung vorhanden, wobei sich ein distisches Auseinanderlaufen in NNW-SSE und NNE-SSW Richtungen andeutet. Der durchschnittliche Einfallswinkel ist mit 83° sehr steil. Die Einfallrichtung ist meist nach Westen gerichtet, kann aber auch in einigen Fällen in östliche Richtung zeigen.

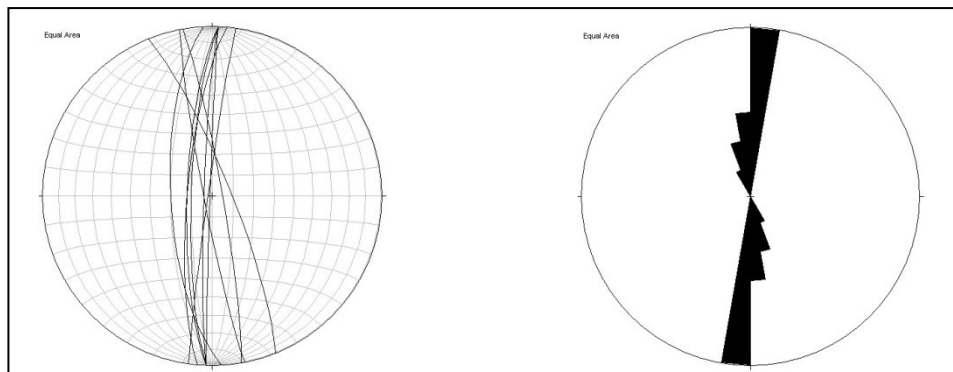


Abbildung 39: Stereonezdarstellung und Kluffrosendiagramm eingemessener Klüfte mit Bleichungszonen. Im Stereonez zu sehen sind 10 steil, meist nach West einfallende Klüfte. Das Kluffrosendiagramm zeigt eine NNE-SSW dominante Streichrichtung der gebleichten Klüfte.

Der Vollständigkeit halber ist zu erwähnen, dass sich in Sedimenten des Rotliegenden (Eisenach-Formation) häufig Reduktionssäume an den Klüften feststellen lassen, die z. T. auch schichtparallel laufen können (Ergebnisbericht – Lagerstätten erkundung 1990).

Auch Dietz in Koenig et al. (1926) erwähnte an NNE-SSW (N-S) streichenden Schlechten (Klüften) im Salzlager Zonen, die von entfärbten Gestein begleitet werden.

7.1.3 Bleichungserscheinungen im Gebiet des Bibraer Sattels

Ähnlich wie im Arbeitsgebiet 1 ist das Vorhandensein von gebleichten Klüften im Untersuchungsraum 3 nur als sporadisch anzusehen. Zumeist handelt es sich um Millimeter dicke Bleichungssäume an Haarklüften, die nicht länger als 20 Zentimeter sind. Vereinzelt treten Bleichungen auf, die an größere Klüfte gekoppelt sind und sich über einige Meter weit erstrecken. Ihre Separierung zeigt eine Vorzugsrichtung, die NNE-SSW (TT-KSY1) verläuft.

7.1.4 Weitere Bleichungserscheinungen im Gesteinsverband

Neben der kluftgebundenen Bleichung fallen Bleichungen auf, die streng schichtparallel verlaufen und an Gesteinshorizonte gebunden sind. Diese sind vor allem in Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins und in tonigen Lagen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins zu finden (Abbildungen 40 A, B). Die schichtgebundene Bleichung kann in Sandsteinabschnitten bis mehrere Dezimeter mächtig sein. In tonigen Abschnitten liegen zumeist nur Mächtigkeiten im Zentimetermaßstab vor, wobei der gesamte Abschnitt gebleicht sein kann. Teilweise bezieht sich die Bleichung nur auf die Außenbereiche der Tonlagen. Die schichtgebundene Bleichung tritt mit Farbvariationen von weiß, grau, grün über gelb und braun bis zu violett auf.

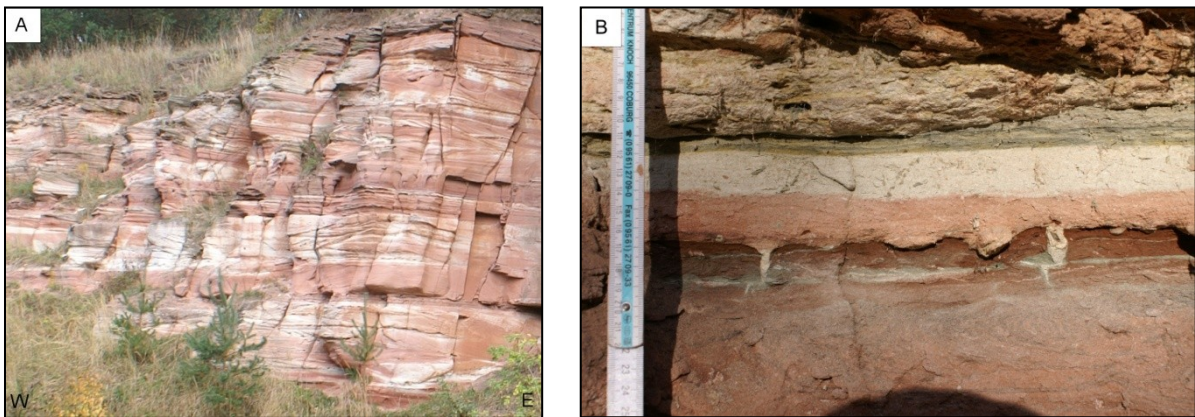


Abbildung 40 A: Unterer Buntsandstein mit mehreren schichtgebleichten Horizonten (Steinbruch Dorndorf / Kieselbach). B): schichtgebundene Bleichung in mehreren Farbtönen in Tonhorizonten des Mittleren Buntsandsteins (Steinbruch Vacha).

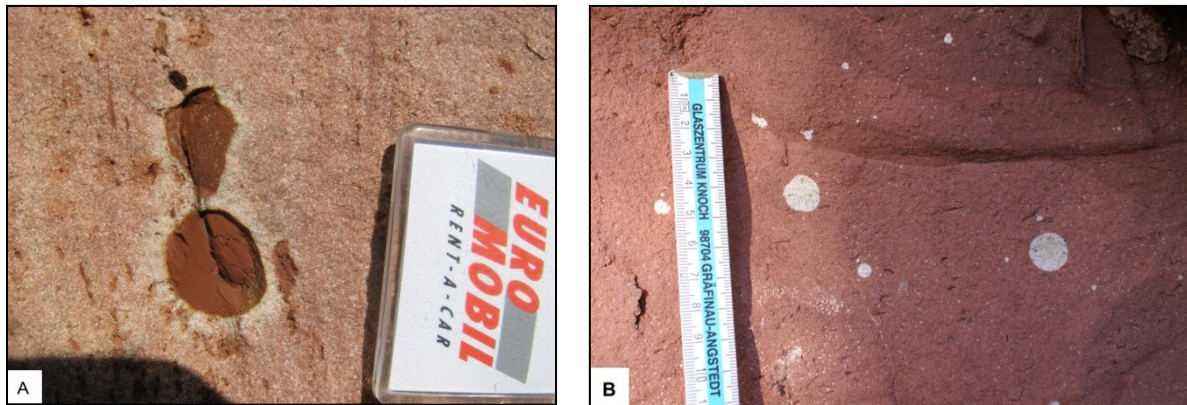


Abbildung 41 A: Bleichungsraum um eine Tongalle im Unteren Buntsandstein (Sontra). B: kugelförmige Bleichung im Unteren Buntsandstein (Steinbruch Dorndorf / Kieselbach).

Weitere Bleichungserscheinungen treten an und um in den Gesteinsverband eingeschalteten Tongallen auf (Abbildung 41 A). Die bis Hühnerei großen Bleichungen zeigen eine gelbe bis grüne Färbung und können saumförmig bis scharf begrenzend vorliegen.

Eine andere beobachtete Bleichung ist kugel- bis ellipsoidförmig und im Durchmesser nur wenige Millimeter (Abbildung 41 B). Teilweise besitzen sie einen rostfarbenen Kern, wobei die Außenhülle meist grau erscheint. Ihre Präsenz ist sowohl im Unteren als auch im Mittleren Buntsandstein beobachtet worden. In einigen Gesteinsschichten ist ein vermehrtes Auftreten zu verzeichnen.

7.1.5 Diskussion

Im Kali-Werra-Gebiet tritt kluftgebundene Bleichung im Buntsandstein generell an N-S streichenden Klüften auf. Dieselbe Richtung besitzen auch miozäne Basaltgänge und -schlote des Röhnvulkanismus. Es lässt sich somit aus dieser Erkenntnis postulieren, dass kluftgebundene Bleichung im engen Zusammenhang mit dem miozänen Rhönbasaltvulkanismus steht. CO_2 als aufsteigendes Fluid, entlastet und gasförmig, ist chemisch allerdings nicht in der Lage, reduzierende Bedingungen herzustellen und damit zu bleichen. Durch den Einfluss von Grundwässern auf das CO_2 entsteht Kohlensäure (HCO_3), die Lösungs- und Bleichungsprozesse reaktiv fördert. Untersuchungen zur Herkunft des CO_2 wurden in Dietzel et al. (1997) für Nordhessen bereits durchgeführt. Äquivalente hierzu können auch zum Werra-Kaligebiet in SW-Thüringen gezogen werden.

Als CO₂-Hauptlieferant gilt der bereits genannte Vulkanismus, der durch seine bis ins Grundgebirge reichenden Aufstiegsspalten Tiefen-CO₂ bis ins Deckgebirge fördern kann. Hierbei treten meistens Zwischenspeicherstadien im Salz auf, die zu enormen CO₂-Lagerstätten führen können. Wässrige CO₂-haltige Fluide können im Zechstein Kalisalze lösen, die wiederum neu auskristallisieren (metamorphes Salz) und CO₂ entweder im Kristallgitter oder zwischen dem Kristallgitter einbauen können (Müller 1958).

Gegen die Theorie (in Kästner (1994) beschrieben), dass das CO₂ einen abyssalen Ursprung hat und somit eine genetisch-stoffliche Verbindung zwischen CO₂ und Vulkanismus nicht mehr zwingend notwendig ist, spricht die doch beträchtliche Ansammlung von CO₂ im Werra-Kaligebiet. Des Weiteren konnte festgestellt werden, dass vermehrte CO₂-Ansammlungen immer in der Nähe von tektonischen Kreuzungsbereichen welche mit Basaltgängen in Verbindung stehen, auftreten.

Auch der Plattendolomit, welcher durch seine Porigkeit bereits als Grundwasserleiter dient und in Verbindung mit sauren Wässern, die dem Grundgebirge entstammen können, wird als CO₂-Trägerhorizont bzw. CO₂-Bildner angesehen. Das so angesammelte oder entstandene CO₂-Gas kann über das Störungs- und Kluftsystem des Deckgebirges aufsteigen. Dass solche Ausstiegswege existieren, zeigen verschiedene kohlenensäurehaltige Quellaustritte, die an bruchtektonische Störungen gebunden sind (Schmidt 1995, Weiß 2007). Da aber die stark mineralisierten Grundwässer des Zechsteins die Löslichkeit von CO₂ herabsetzen, ist es wohl kaum denkbar, dass das Kohlenensäuregemisch als Säure stark genug ist, um großräumige Bleichungen hervorzurufen – partiell an den Aufstiegswegen wäre es zu mindestens möglich, bedingt durch die Abfuhr von Eisen.

Beobachtungen und Beschreibungen von Müller (1958) zeigen, dass beim Anfahren von CO₂-Blasen im Kalibergbau starke Ausbrüche von CO₂ stattfanden, die einen intensiven Geruch von Kohlenwasserstoffen mit sich führten. Salze in der unmittelbaren Nähe von solchen CO₂ und Basalt führenden Klüften sind z. T. erdöhlöffig.

Im Arbeitsgebiet 1 (Sontra Graben) konnte gezeigt werden, dass Fluideinflüsse vorliegen, die sich in Form von kluftgebundenen Bleichungserscheinungen äußern. Die Richtung der gebleichten Klüfte variiert stark und ist nicht an eine Vorzugsrichtung wie im Werra-Kaligebiet gebunden.

Dietzel et al. (1997) beschreibt für den Nordhessischen Raum das Auftreten von CO_2 in Evaporiten des Zechsteins in Verbindung mit dem Basaltvulkanismus. Mit der Abnahme des Vulkanismus nach Norden sinkt auch das Vorhandensein an vulkanogenem CO_2 . Somit liegt ein N-S Gradient vor, an dessen nördlichen Ausläufern der Einfluss des tertiären Basaltvulkanismus abnimmt. Hiermit verbunden ist auch der sinkende Einfluss von CO_2 -Fluid transportierenden N-S gerichteten Klüften. Aus den Richtungsmessungen an gebleichten Klüften zeigt sich, dass neben der genannten N-S Richtung vorwiegend an NW-SE und NE-SW streichenden Klüften Bleichungen auftreten. Es ist davon auszugehen, dass die bleichenden Fluide des tertiären Basaltvulkanismus die vorgezeichneten Strukturen des Sontra Grabens und die orthogonal dazu verlaufenden Gräben zum Aufstieg nutzten. Mit dem nach Norden ausklingen tertiären rhönischen Basaltvulkanismus tritt die N-S Vorzugsrichtung immer weiter in den Hintergrund. Heine (1970) beschreibt im Gebiet Marburg/Lahn (Nordhessen) eine intensive Bleichung des Buntsandsteins. Hölting & Stengel-Rutkowski (1964) in Heine (1970) sehen den Grund der Bleichung in der hydrothermalen Verwitterung durch kohlenensäurehaltige oder stärker konzentrierte, ascendente Lösungen im Gefolge des Vulkanismus.

Da im Werra-Kaligebiet der Nachweis zwischen dem Zusammenhang von Basaltvulkanismus, CO_2 -Fluiden und Bleichung erbracht wurde, werden ähnliche Genesemechanismen für das Arbeitsgebiet 1 angenommen.

Weiterhin zeigen die Ergebnisse deutlich, dass Störungszonen Schwächezonen darstellen, an denen Fluide mobilisiert werden können, die letztendlich durch ihre geringe Dichte oder durch gespannte Grundwasserverhältnisse bis in Oberflächennähe gelangen. Ähnliche Ergebnisse erzielten Dockrill & Shipton (2010) an Störungszonen in Utah, USA. Neben dem sich durch niedrige Permeabilitäten auszeichnenden Störungskern, ist die umliegende Zerrüttungszone geprägt durch hohe Permeabilitäten, was besonders hier zum Fluidfluss führt.

Eine ähnliche Ausgangssituation zur Verfügbarkeit von CO_2 unter der Präsenz von Basaltvulkanismus zeigt das Arbeitsgebiet 3. Bleichung tritt allerdings, wie im Arbeitsgebiet 2, nur an N-S (NNE-SSW) streichenden Klüften auf.

Schichtgebundene Bleichung, welche an Sandstein- und Tonlagen auftritt und mit der kluffgebundenen Bleichung in Verbindung stehen kann, hat meist eine weiße,

graue bis grüne Farbe. Diese wird allerdings von Grumbt (1974) auf frühdiagenetische Bleichungsvorgänge zurückgeführt. Bei grau-violetten Farbtönen ist die Genese nicht geklärt. Es könnte sich hierbei um Reduktionserscheinungen infolge von Umlagerungsprodukten fossiler Böden handeln. Sekundäre Bleichungsvorgänge, zu denen u. a. Gelb- und Braunfärbungen gehören, sind zum einen klimatisch verursacht und zum anderen epigenetische, mit Metallanreicherungen verbundene Bleichungen und gelten somit, wie auch die kluftgebundene Bleichung, als postdiagenetisch.

Eine lithofaziell bedingte und teilweise lithostratigrafisch auswertbare Verbreitung der Gesteinfarben erweist sich als äußerst schwierig und mag für einzelne Teilräume in SW-Thüringen auch zu treffen. In aller Regel gilt dieses für Sandsteine, die sich im zentralen Beckenbereichen abgelagert haben (Grumbt 1974). Hierbei wird, wie bei Bücking & Fulda in Koenen et al. (1925) die mehr oder weniger rote Farbe des Sandsteines als primär und somit als synsedimentär - frühdiagenetisch angesehen.

Die Arbeitsgruppe um M. A. Chan (Chan et al. 2000, Beitler et al. 2003, 2005, 2007, Parry et al. 2004) sowie Loope et al. (2010) beschrieben ähnliche Bleichungserscheinungen an äolischen Sandsteinen des jurassischen Navajo Sandsteins am Colorado Plateau. Sie brachten die schichtparallele Bleichung mit der Abfuhr von Eisen, bedingt durch Reduktion, in Verbindung. Neben saurem Wasser als Reduktionsmittel werden auch Kohlenwasserstoffe oder Schwefelwasserstoffe genannt. Weiterhin besteht eine fundamentale Aussage darin, dass die Bleichungen aus mehreren unterschiedlichen Fluiddurchflüssen und Sandsteinalterationen hervorgehen müssen. Größe, Rundungsgrad, Sortierung der Sandsteinkörner sowie Zementation und daraus abgeleitet die Permeabilität spielen bei diesen Prozessen eine bedeutende Rolle. Die Bleichungen sind stratigrafisch wie auch strukturell kontrolliert.

Wiechmann (1983) diskutierte im Zusammenhang mit der Entstehung von grauen Lehmen im Rheinischen Schiefergebirge über den Zersatz durch aufsteigenden, niedrig hydrothermalen CO₂-haltigen Lösungen und kam zur Schlussfolgerung, dass Bleichung im rötlich braunen Wirtsgestein eine Folge der Abfuhr von Eisen und Mangan ist. Das Vorhandensein von CO₂-haltigen Lösungen wird damit begründet, dass stark horizontal, aber kaum vertikal vorliegende Veränderungen im Ausgangsgestein beobachtet werden.

Kugel- bis ellipsoidförmige Bleichungen mit einem mehr oder weniger deutlichen rostfleckigen Kern haben ihre Ursache nach Mempel (1960) aus einem kolloidalem U-Hydroxid, das aus Verwitterungslösungen ausgefällt wurde, wobei die Hofbildung einen reinen chemischen Prozess darstellt und nichts mit der Strahlung zu tun hat. Ihr Auftreten ist vom Proterozoikum bis zum Tertiär in allen rotgefärbten sedimentären Gesteinen bekannt. Untersuchungen hierzu wurden allerdings in den Steinbrüchen Dorndorf nicht durchgeführt.

Bleichungssäume um Tongallen oder -scherben, welche in Sandsteinhorizonten eingebettet sind, sind ebenfalls eine auffällige Bleichungserscheinung. Hierzu wird postuliert, dass Tone durch ihre mineralogische Zusammensetzung eher sauren Charakter aufweisen und durch geeignete Bedingungen partiell reduzierende Verhältnisse in der unmittelbaren angrenzenden Buntsandsteinumgebung auslösen können. Weiterhin können durch den erhöhten organischen Anteil in den Tonen gebildete Huminsäuren für die saumhafte Bleichung um Tonklasten verantwortlich gemacht werden. Diesbezügliche Untersuchungen wurden ebenfalls nicht durchgeführt.

Biogenes CO₂ aus dem Boden spielt für den Bleichungsprozess eine untergeordnete Rolle und wird nur der Vollständigkeit halber genannt. Wässer, welche durch erosive Bodenhorizonte fließen, die reich an organischen Stoffen sind, können biogenes CO₂ in Verbindung mit Huminsäuren in Gesteinsverbänden und Klüften transportieren und so zu Bleichungserscheinungen in Oberflächennähe beitragen.

7.2 Dreidimensionale Modelldarstellung kluft- und schichtgebundener Bleichung im Buntsandstein

Die Analyse kluftgebundener Bleichung im Aufschluss ist mit zwei systematischen Problemen behaftet: Zum einen sind die betrachteten Aufschlusswände nahezu zweidimensional. Auch die Verbindung der Daten unterschiedlich orientierter Wände, wie oben gezeigt, ergibt kein vollständig räumliches Bild. Zum anderen erscheinen die millimeterdünnen Bleichungssäume im Aufschlussmaßstab nur als Fläche, nicht als Volumen. Tatsächlich laufen die Reaktionen zwischen Fluid und Gestein in einem bestimmten Volumen ab, dessen Größe eine wichtige Rolle spielt.

Aus diesen Gründen wurden die Bleichungserscheinungen in einem kleinen Gesteinsvolumen von 9 x 4,5 x 10 Zentimeter räumlich analysiert. Hierzu wurde ein mit

unterschiedlichen Bleichungen versehener Teilbereich aus einem Kluffkörper in 0,5 Zentimeter dünne Scheiben zerschnitten. Die einzelnen Scheiben wurden gescannt und anschließend den Scannerbildern einem Koordinatensystem zugewiesen. Mit Hilfe des Programms GoCAD der Firma PARADIGM wurden die gescannten Bilder in ein dreidimensionales digitales Modell umgesetzt. Somit entstand eine computererzeugtes 3d Abbild von gebleichten Volumina und der Oberfläche des Gesteinskörpers. Es konnte visualisiert werden, wie kluffgebundene und schichtgebundene Bleichung im Gesteinskörper verteilt sind. Auch konnte der Aufbau einzelner Bleichungskörper sowie Verknüpfungen zu anderen gebleichten Arealen ermittelt werden. Weiterhin erfolgte eine prozentuale Volumenabschätzung der kluffgebundenen Bleichung bezogen auf das Wirtsgestein.

7.2.1 Vorbereitung

Die Probe (Abbildung 42) entstammt dem Unteren Buntsandstein der Bernburg-Folge im Aufschluss Dorndorf-Kieselbach. Bei dem verwendeten Probenmaterial handelt es sich um einen fein- bis mittelkörnigen grauroten bis grauviollettroten Sandstein (Abbildung 43). Die kluffgebundenen Bleichungen sind weißlich-ockerfarben bis weißlichgelb. Dagegen hat die schichtgebundene Bleichung eine weißgraue Farbe. Die Probe wurde mit Hilfe einer wassergekühlten Gesteinssäge der Firma NAICOTEC senkrecht zur gebleichten Kluffwand in 0,5 bis 1,0 Zentimeter breite parallele Scheiben zersägt. Effektiv standen fünf Gesteinsscheiben und eine Gesteinskante und damit 11 Flächen zur weiteren Bearbeitung zur Verfügung.



Abbildung: 42



Abbildung: 43

Abbildung 42: Aufschluss Dorndorf-Kieselbach zwischen Vacha und Bad Salzungen. Gut zu erkennen ist das Farbspiel der sogenannten geflammten Sandsteine. Abbildung 43: Das bereits in Scheiben geschnittene Probenmaterial aus einer gebleichten Kluff zeigt auf der Vorderseite Kluffbleichung und Schichtbleichung.

Die einzelnen Streifen sind von Eins bis Sechs durchnummeriert, wobei Vor- und Rückseite jeweils mit A und B bezeichnet wurden. Mit einem handelsüblichen Flachbettscanner wurden die einzelnen Gesteinsflächen mit 300 dpi eingescannt. Die Bearbeitung, der Zuschnitt und die Ausrichtung der Scannerbilder erfolgten mit einem einfachen Fotobearbeitungsprogramm. Die bearbeiteten Scannerfotos besitzen in Breite und Länge jeweils gleiche Abmaße.

7.2.2 Zuweisung des Koordinatensystems

Die Zuweisung eines Koordinatensystems mit x, y und z-Werten ist für die Darstellung der Scannerbilder als 3d-Figur essenziell. Hierzu wurden Länge, Breite und Höhe der Originalprobe ermittelt. Auch die Abstände der einzelnen Scheiben unter Berücksichtigung des Sägeverlustes sowie die Dicke der Scheiben wurden gemessen. Um eine für GoCAD geeignete Skalierung zu erhalten, musste aus dem im Zentimetermaßstab vorliegenden Messwerten ein Modell im Maßstab 10.000 : 1 geschaffen werden. Diesem konnten fiktive Gauß-Krüger-Koordinaten zugeordnet werden. Jedem Scannerbild lassen sich somit Eckkoordinaten (R-Wert, H-Wert und Z-Wert) zuweisen.

7.2.3 Digitalisieren

Nach dem Einlesen der Scannerbilder und der Zuweisung des Koordinatensystems wurde als erstes der Umfang der Gesteinsprobe scheibenweise digitalisiert. Hieraus ergibt sich die Gesteinshülle (Abbildungen 44 A, B). In weiteren Schritten erfolgte die Digitalisierung der einzelnen Bleichungsarten. Insgesamt wurden eine Kluftbleichung und drei Schichtbleichungen digitalisiert.

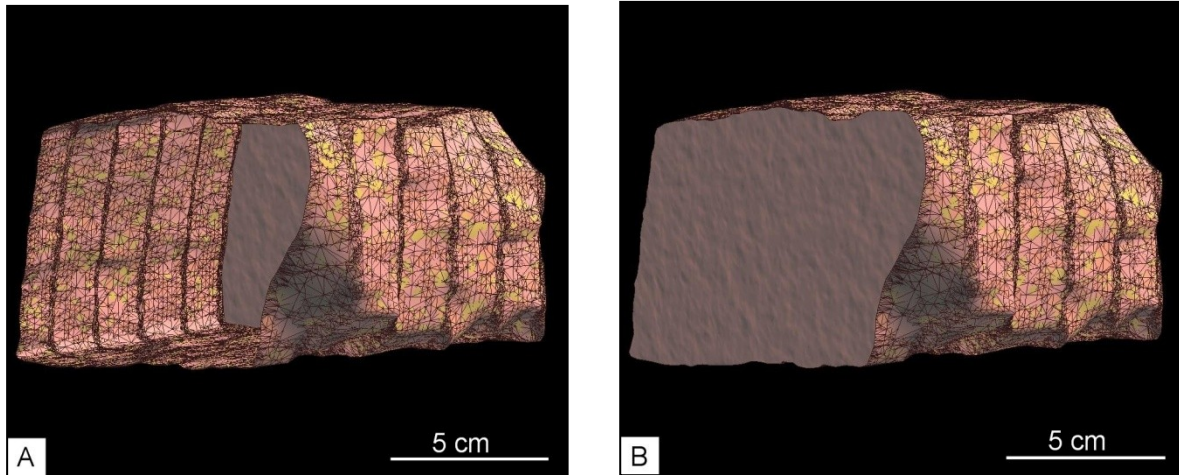


Abbildung 44 A): Modellierte Gesteinsoberfläche mit offener Seitenfläche. B): modellierte Gesteinsoberfläche mit geschlossenen Seitenflächen. Aus diesem Modell lässt sich das Volumen des Gesteinkörpers berechnen.

7.2.4 Das Modell

Durch Zusammenfassen und Verbinden der einzelnen zueinander gehörigen digitalen Polygone wurde durch Triangulation eine Oberfläche berechnet und dargestellt. In den verschiedenen Sektionen konnten die einzelnen Bleichungsarten scheinweise digitalisiert und ebenfalls mittels Triangulation verbunden werden. Durch mehrmaliges Überlagern von triangulierten Flächen, welche unterschiedlich große Gitterflächen besitzen, wurden Kanteneffekte entschärft. Es ergibt sich ein virtuelles dreidimensionales Modell der Gesteinshülle und der räumlichen Verteilung von Kluft- und Schichtbleichungen.

Die Gesteinhülle kann als offener und geschlossener Körper dargestellt werden. Hierzu wurden den beiden Außenpolygone eine geschlossene Fläche zugeordnet. Dieser Schritt ist nötig, um eine spätere Volumenabschätzung durchführen zu können. Durch die Überlagerung verschieden gestalteter Triangulationen, die, wie bereits erwähnt, dazu dienen eine Entschärfung von kantig modellierten Bereichen vorzunehmen, trat zusätzlich der positive Effekt zur Farbvielfalt auf; d. h. jeder separat triangulierten Fläche kann eine eigene Farbe zugeordnet werden. Bei der Überlagerung ergeben sich Abweichungen, die das jeweilige Farbspektrum in den Vordergrund bringen.

Die schichtgebundenen Bleichungen wurden als geschlossene Körper dargestellt (Abbildungen 45 A, B). Den offenen Flanken, die gleichzeitig den Abschluss der Ge-

steinshülle präsentieren, ist eine Fläche zugeordnet worden, so dass geschlossene Körper entstanden. Auslaufende Flächen im Gesteinsverband sind als Linien abgebildet. Um möglichst korrekte Größen- und Ausdehnungsverhältnisse zu erreichen, mussten in manchen Bereichen Zwischenlinien eingefügt werden. Diese verhindern zum einen eine Verzerrung des digitalisierten Körpers und grenzen zum anderen Volumenfehler ein.

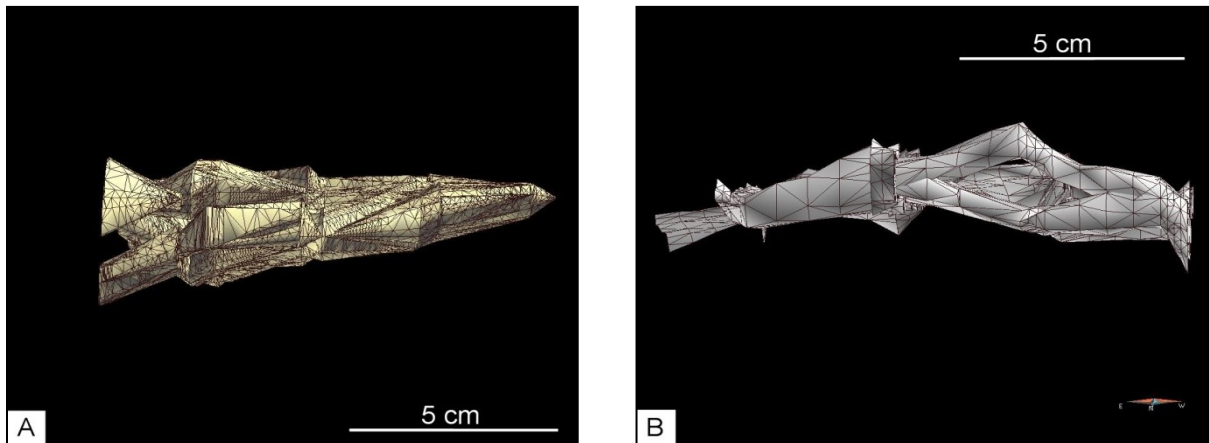


Abbildung 45 A) und 45 B): Darstellung der Schichtbleichung ohne Gesteinsverband. Die Bleichung verläuft diffus zur Schichtung, ist aber an diese gekoppelt.

Die kluftgebundene Bleichung konnte als eine durchgehende Fläche modelliert werden. Mit zusätzlich verbindenden Flächen an den Außenseiten entstand ein geschlossener Körper (Abbildung 46 A). Die zur Kluft zugewandte Fläche entspricht gleichzeitig derjenigen Fläche, welche die zur Kluft gerichtete Fläche der Gesteins-hülle bildet. Beide Flächen bilden damit einen Seitenflügel der Kluft (Abbildung 46 B).

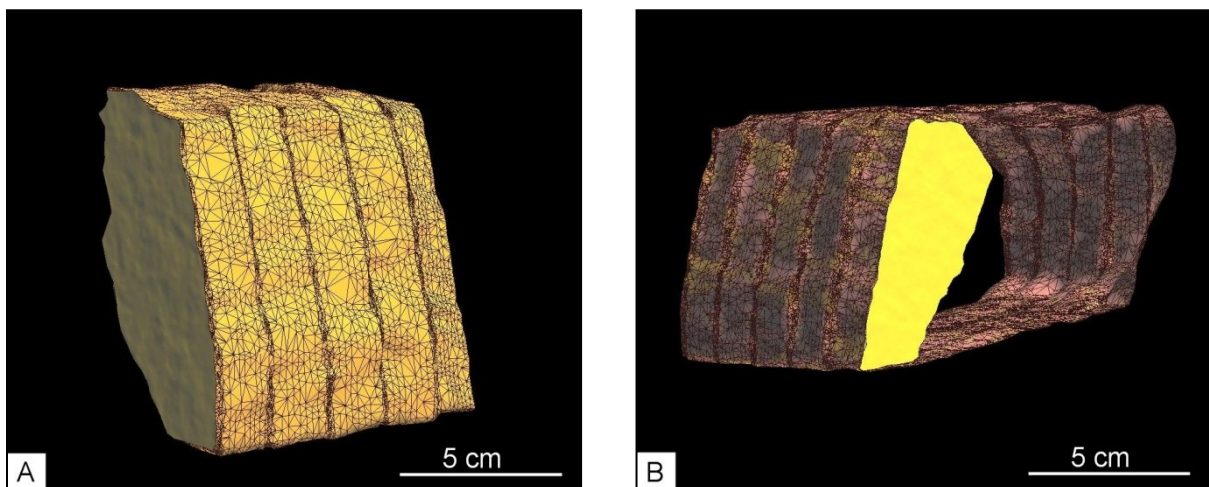


Abbildung 46 A): Der modellierte Bleichungskörper von der Kluftwand her betrachtet. B): Ein 2D-Anschnitt des gebleichten Volumens (gelb). Die Kluftwand ist vorne links.

7.2.5 Abschätzung des reaktiven Volumens entlang von Klüften

Mit Hilfe des erstellten 3D Modells zur kluff- und schichtgebundenen Bleichung in einem Gesteinskörper ist es möglich, den Volumenanteil der einzelnen Bleichungserscheinungen am Wirtsgestein abzuschätzen. Diese kann unter Berücksichtigung der struktureologischen Ergebnisse und der durchgeführten Kluffanalyse für ein größeres Volumen hochgerechnet werden. Es soll somit eine Aussage getroffen werden, in welchem Maße sich Fluide entlang von Klüften ausgebreitet haben und reaktiv tätig wurden (Abbildung 47).

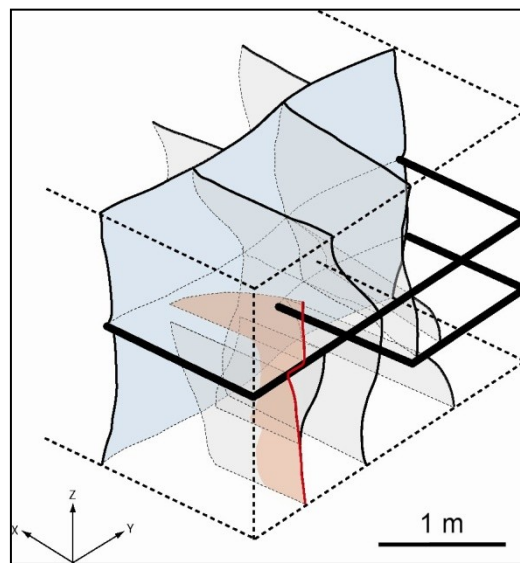


Abbildung 47: Aus den Geländebeobachtungen abgeleitetes konzeptionelles Modell der Fluidausbreitung (rot) entlang von Kluffflächen (schwarz, dünne Linien) und Schichtflächen (schwarz, dicke Linien).

In der durchgeführten Modellrechnung wurde das Gesamtvolumen des untersuchten und modellierten Probenkörpers als 100 % angesehen. Dieses ergab sich aus der Volumenberechnung der modellierten Gesteinshülle. Für die schichtgebundene Bleichung wurden die einzelnen Volumina addiert, da mehrere von einander getrennte Bereiche vorlagen. Es ergeben sich somit 11 %, die von der schichtgebundenen Bleichung und 25 %, die von der kluffgebundenen Bleichung eingenommen werden.

Aus den im Laserscanverfahren und durch manuelle Messungen ermittelten Werten zum Kluffnetz im Unteren Buntsandstein lässt sich eine durchschnittliche Kluffdichte von 14 Klüften auf 10 Meter berechnen. Davon sind in Zonen mit erhöhter Basaltgangdichte, dessen prozentualer Anteil zur Gesamtfläche mit 22,4 % angegeben werden kann (Abbildung 48), im Mittel vier Klüfte gebleicht. Somit sind theoretisch in

der unmittelbaren Umgebung von Basaltgängen durchschnittlich alle 2,5 Meter gebleichte Klüfte anzutreffen. Bei einem gemittelten Bleichungsrand an Klüften von 0,5 Zentimetern und der Annahme, dass 100 % der Klufflächen gebleicht sind, ergibt sich eine Volumenabschätzung von 0,16 % des Wirtsgesteins, welches mit vulkanogenen CO₂-Fluiden reagiert hat.

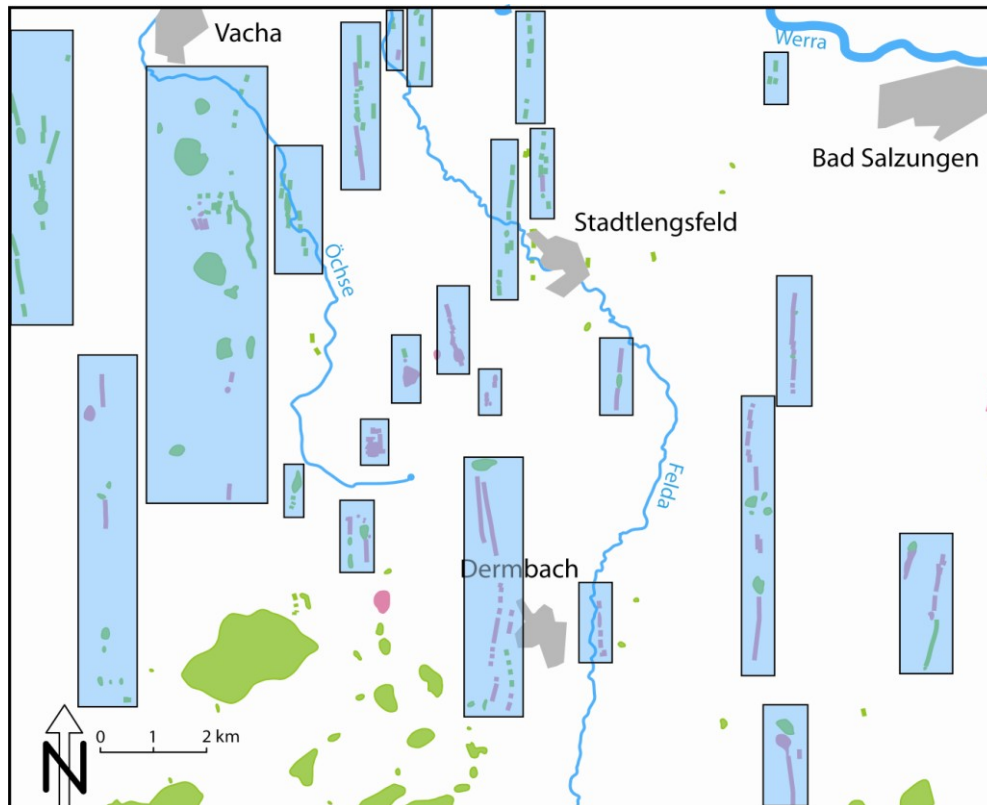


Abbildung 48: Karte mit zusammengefassten Bereichen erhöhter Basaltgangdichte im Bereich Vacha, Dermbach, Bad Salzungen (Werra-Kaligebiet). Diese nehmen etwa 22,4 % der Gesamtfläche ein. Der modellierte Bleichungskörper stammt aus dem Gebiet östlich von Vacha.

Schwierig erscheint allerdings die Volumenabschätzung von Klüftöffnungen und den darin durchgeströmten CO₂-Fluiden, da atektonische Prozesse für eine Volumenvergrößerung und somit für große Klüftöffnungsweiten verantwortlich gemacht werden müssen.

Die Modellierung von mechanisch beanspruchten Gesteinen in Störungsnähe in die Tiefe erweist sich nach Dockrill & Shipton (2010) als sehr schwierig. Die in den Modellen unterschätzte komplexe Störungsarchitektur basiert somit größtenteils auf Annahmen. Dieses hat Auswirkungen auf die Bewertung der Permeabilität im Störungs-

kern und überlagernden, gestörten und ungestörten Gesteinschichten sowie auf die Fluidflussrichtung.

7.2.6 Interpretation und Diskussion

Mit der Modellierung eines schicht- und kluffgebleichten Gesteinskörpers entstand ein Arbeitsmodell, welches sowohl Aussagen über das Verteilungsmuster als auch über volumetrische Verhältnisse der sonst nicht sichtbaren Bleichungskörper erlaubt. Hiermit eng verbunden steht die Ableitung von Fluidflüssen, die letztendlich verantwortlich für die Bleichung sind.

Der modellierte gebleichte Kluffbereich zeigt einen fast gleichmäßigen und kontinuierlichen Reaktionsbereich von ca. 2 bis 2,5 Zentimetern, der ins Wirtsgestein eindringt. Nur an wenigen Stellen lassen sich kleinere Vorstöße, die durch die Schichtung bedingt sind, beobachten (Abbildungen 49 A, B). Durch diesen verhältnismäßig gleichmäßigen Reaktionssaum mit seiner scharf begrenzten Ausdehnung in das Nebengestein, lässt sich ableiten, dass das durchströmende Fluid unter relativ geringem Druck stand und offene Kluffsysteme als Aufstiegswege nutzte.

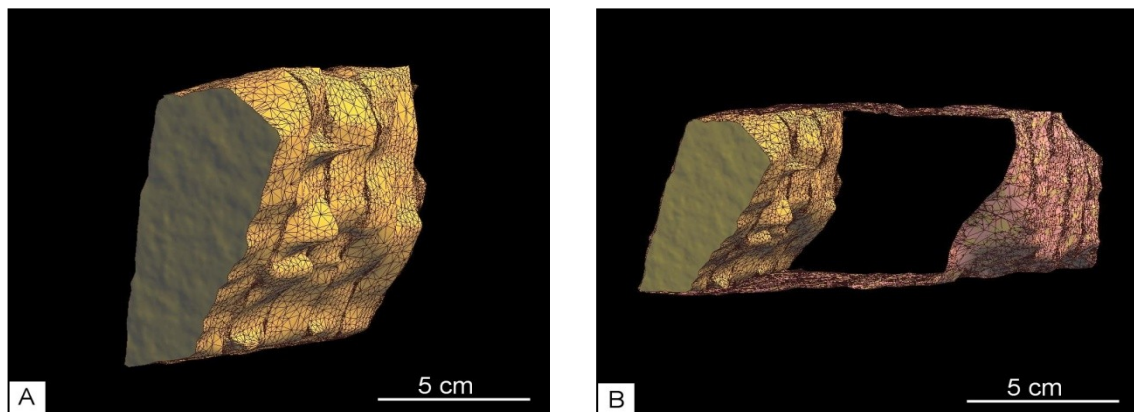


Abbildung 49 A): Modellierter Bleichungskörper gesehen von der Kluff weggerichteten Seite. B): Bleichungskörper mit Gesteinshülle. An der zum Nebengestein zugewandten Seite sind Ausläufer zu sehen, die der Schichtung folgen.

Vergleiche mit gebleichten Klüften (Abbildungen 50 A, B) in Sandsteinen des Rotliegenden (Tambach-Formation) zeigen deutlich einen Unterschied in der Ausbreitung der Bleichung von der Kluff in das Wirtsgestein. So verhält sich die Kluffbleichung im Rotliegend Sandstein mit weiterem Eindringen eher auflösend bis abnehmend-diffus

gesprenkelt, was auf höhere Druckverhältnisse beim Eindringen des Fluides in die Kluft und das Gestein selber hindeuten kann.



Abbildung 50 A): Scharf begrenzter Kluftbleichungsrand der Sandsteinprobe (suB) von Dorndorf-Kieselbach. B): Diffus begrenzter Rand einer Kluftbleichung aus dem Rotliegenden (Tambach-Formation).

Somit kann geschlussfolgert werden, dass durch die niedrigen Druckverhältnisse nur Klüfte vom Fluidfluss betroffen waren, die zu dieser Zeit offen waren. Der CO_2 -reiche Fluidfluss ist an den miozänen rhönischen Basaltvulkanismus gekoppelt und an N-S streichende Klüfte gebunden. Kluftbleichungen und Basaltgänge sowie die CO_2 -Lager im Zechstein sind, wie bereits genannt, an diese Strukturen gebunden. Einige Basaltkörper blieben bereits im Zechstein stecken, andere schafften es bis zur Oberfläche. Auch das vulkanogene CO_2 -Fluid bahnte sich in Verbindung mit den Basaltaufstiegen seinen Weg zur Oberfläche. Durch Barrieren, wie der Basis des Zechsteins und dem Zechsteinsalz, wurden Wegsamkeiten verschlossen, was zu begrenzten CO_2 -Lagerstätten im Oberrotliegenden und im Zechstein führte. Nur auf den offenen N-S streichenden Klüften gelang ein Aufstieg durch den Zechstein bis in den Buntsandstein.

Die schichtgebundene Bleichung zeigt sich im Modell primär an oder zwischen den Schichtflächen. Sie erscheint weitaus diffuser verteilt als die kluffgebundene Bleichung und nimmt flächenmäßig mehr Volumen in Anspruch (Abbildungen 51 A, B).

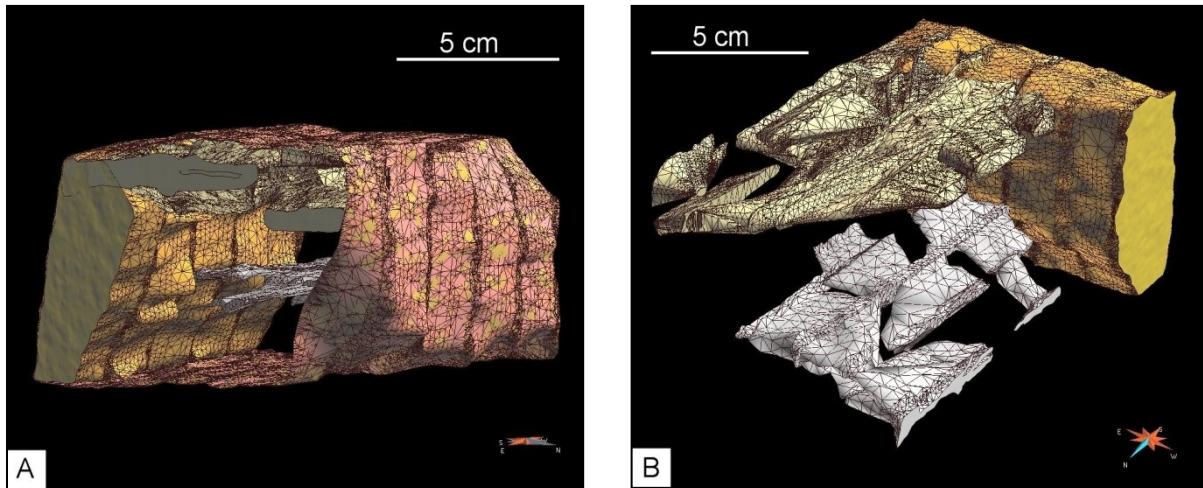


Abbildung 51 A): Lage und Form von kluff- und schichtgebundener Bleichung im modellierten Gesteinskörper. B): Vergleich zwischen dem Aufbau und der räumlichen Verteilung von kluff- und schichtgebundener Bleichung.

Mit den einzelnen ineinander verlaufenden modellierten Bleichungen ergibt sich ein breit gefächertes Netz der schichtgebundenen Bleichung. Diese in sich stark verästelte Bleichung ist demnach in ihrer Genese anders einzuordnen als die zuvor besprochene Kluffbleichung. Deutliche Unterschiede zeigen sich im Aufbau der Bleichungskörper, wobei eine Abhängigkeit von der Korngröße ausgeschlossen werden kann. Vermutlich ist die Schichtbleichung bereits fröhdiagenetisch angelegt und hat mit den basaltischen CO₂-Fluiden nichts gemeinsam.

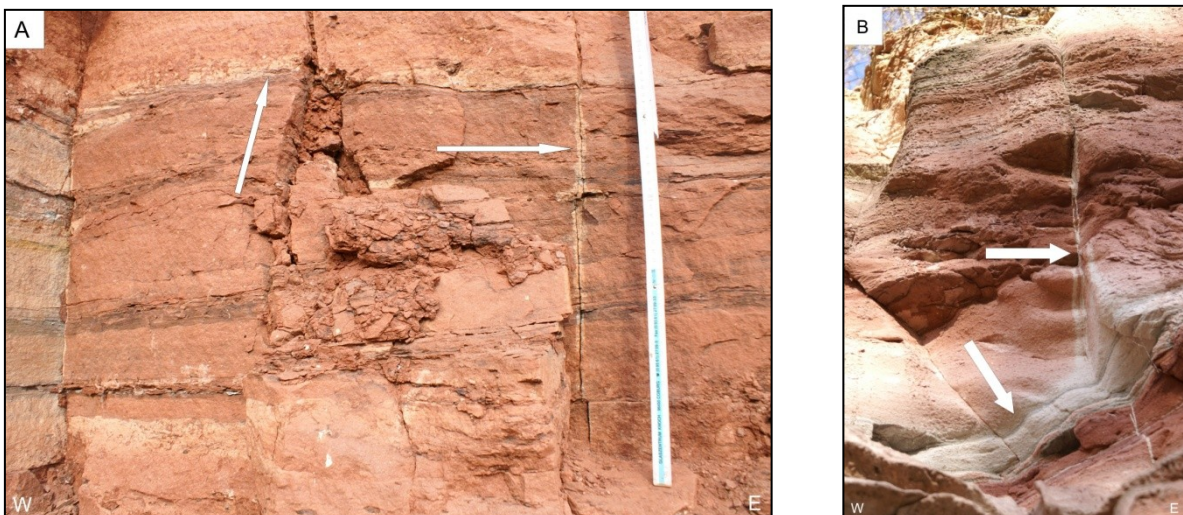


Abbildung 52 A) Übergang von kluffgebundener Bleichung in schichtverlaufende Bleichung bei Weiterführung der Klufffläche im Mittleren Buntsandstein (smV). B): Kreuzung zwischen kluff- und schichtgebundener Bleichung im Unteren Buntsandstein (suB).

Allerdings kann nicht immer klar zwischen kluffgebundener und schichtgebundener Bleichung unterschieden werden, wie Beispiele aus dem Mittleren Buntsandstein bei Vacha und dem Unteren Buntsandstein bei Dorndorf zeigen (Abbildungen 52 A, B). Teilweise lassen sich Klüfte beobachten, die nur in ihrem unteren sichtbaren Bereich gebleicht sind. Abgetrennt durch eine Schichtfläche verläuft die Kluff weiter. Die Bleichung hingegen folgt der trennenden Schichtfläche. Somit ist davon auszugehen, dass die jüngeren CO₂-Fluide des Basaltvulkanismus sich nicht alleine auf Klüfte beschränken, sondern auch Wegsamkeiten entlang von Schichtflächen gesucht haben.

Weiterhin deutet die Anzahl der gebleichten Klüfte zur Gesamtkluffzahl darauf hin, dass zur Zeit des CO₂-Fluidaufstiegs nicht alle Klüfte einer Orientierung genutzt wurden. Dieses spricht für eine gegenüber heutigen Verhältnissen veränderte Kluffpermeabilität im Buntsandstein. Hiermit verbunden ist, dass reaktive Prozesse, die in Verbindung mit CO₂ stehen und mitverantwortlich für die Bleichung gemacht werden können, nur sehr langsam und partiell abgelaufen sein müssen. Dieses konnten Gaus et al. (2005) ebenfalls bei Untersuchungen an Feldspäten auflagernder Gesteinsformationen des Sleipner-Feldes (Nordsee) feststellen. Die Feldspäte der gebleichten und ungebleichten Gesteinsproben des Untersuchungsgebiets 1 zeigen keine auffälligen Alterationsunterschiede gegeneinander, dass aber Reaktionen an Mineraloberflächen infolge der Einwirkung von CO₂ ablaufen, zeigen Scislewski et al. (2010) an verschiedenen Feldspäten. Dockrill & Shipton (2010) setzen hingegen Eisenoxidreduktionen mit Kohlenwasserstoffen in Verbindung.

Festzuhalten ist, dass in den Sandsteinen des Unteren und Mittleren Buntsandstein in den Untersuchungsgebieten, aber vor allem im Untersuchungsgebiet 2 (Werra-Kaligebiet), mindestens zwei zeitlich getrennte Bleichungsevents abgelaufen sind. Ähnliche Ergebnisse von mehrphasigen CO₂-Fluidflüssen mit unterschiedlicher Herkunft und chemischer Zusammensetzung erzielten Agosta et al (2008) bei der Untersuchung von Abschiebungssystemen in Mittelitalien.

8 Rezente CO₂-Migration auf Störungsbahnen und Klüften

Im Nordhessischen und Südwestthüringer Raum gibt es eine Vielzahl von mineralhaltigen Wässern, die nicht nur durch ihre hohen Ionenkonzentrationen, sondern auch durch erhöhten Hydrogenkarbonatgehalt auffallen. Im Arbeitsgebiet 1 (Nordhessen) wurden solche HCO₃-haltigen Grundwässer von Dietzel et al. (1997) und im Arbeitsgebiet 2 (Südwestthüringen) von Hecht in Seidel (1995) beschrieben. Die HCO₃-Wässer kommen zum Teil in Form von natürlichen Quellaustritten und Brunnen, zumeist störungsbedingt, an die Oberfläche. Aus Tiefbohrungen sind stark konzentrierte Wässer des Zechsteinsalinars aufgeschlossen. In oberflächennahen Bohrungen wurden zumeist Wässer aus dem mittleren Deckgebirgsstockwerk erschlossen.

Das im Zechstein des Werra-Kaligebietes (Arbeitsgebiet 2) im großen Maße fixierte natürliche CO₂ wurde bereits am Anfang des 20. Jahrhunderts von Koenen et al. (1926) geschildert und mit den tertiären Basaltvulkanismus der Rhön in Verbindung gebracht. Müller (1958) nennt mehrere geschichtlich belegte natürliche CO₂-Austritte an der Erdoberfläche im Werra-Kaligebiet, die mit Basaltgestein oder mit Auslaugungszonen in Verbindung gebracht werden. Ebenso werden Beobachtungen zu Kohlendioxidaustritten aus Tiefbohrungen und Schachtanlagen aufgezählt.

Neue Untersuchungen ergeben, dass das im Zechsteinsalinar über längere Zeiträume fixierte CO₂ größtenteils vulkanogenen Ursprungs ist und partiell über Klüfte und Störungsbahnen an die Oberfläche migriert. Brune et al. (2003) und Teschner et al. (2004) führten im Arbeitsgebiet 2 Bodengasmessungen durch. Hierzu wurden über bekannte Störungszonen senkrechte Trassen gezogen, die durch flache Bohrungen (< 1m) repräsentiert werden. Die Auswertung der Messungen zeigt allerdings kein eindeutiges Ergebnis. Hecht (2000) zeigt anhand einer durch Hubschrauber-geoelektrik angefertigten Karte des elektrischen Widerstands Bereiche, in denen verstärkt salzhaltige Fluide aus Grundwasser führenden Schichten des Zechsteins und des Buntsandsteins aufsteigen.

Die im Folgenden beschriebenen Untersuchungen und Analysen geben Hinweise auf rezente CO₂-Fluidaufstiegswegen. Ihr Auftreten an bestimmten geologischen Strukturen, lässt Rückschlüsse auf das heutige Spannungsfeld zu. Durch die Wasseranalysen können Wechselwirkungen mit Grund- und Tiefenwässern sowie mit Gesteins-

schichten nachvollzogen werden. Mit den Isotopenuntersuchungen sind Herkunft und Wechselwirkungsprozesse mit anderen Stoffen, die mit CO₂ in Verbindung standen, bestimmbar.

8.1 Geologische und hydrogeologische Grundlagen

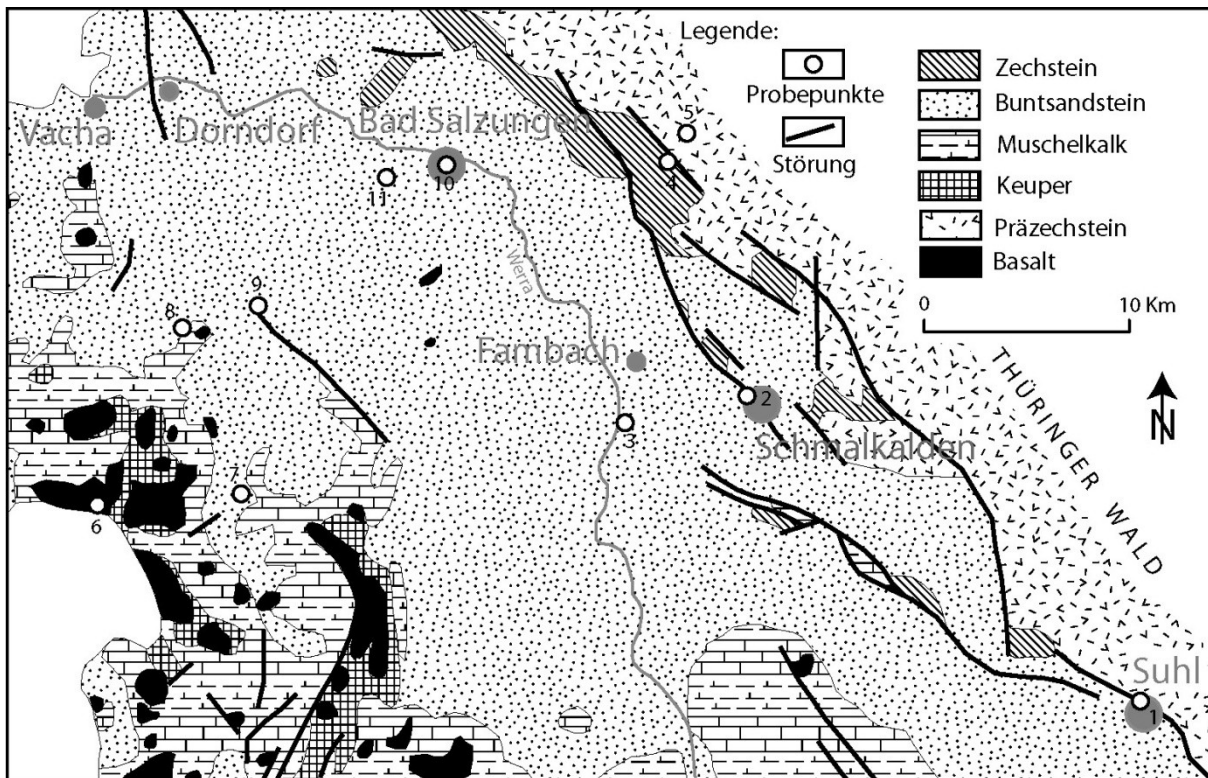


Abbildung 53: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes in SW-Thüringen mit den Probenahmeorten 1 bis 11. 1= Ottilienquelle (neu), 2= Lauraquelle, 3= Schmalborn, 4= Bad Liebenstein, 5= Schweina, 6= Brunnhartshausen, 7= Dermbach, 8= Wölferbütt, 9= Stadtlangensalza, 10= Bad Liebenstein, 11 = Leimbach; modifiziert nach Franke (2008).

Der Ausschnitt der geologischen Übersichtskarte von Thüringen (Abbildung 53) zeigt neben den Probenahmeorten bedeutende Basaltvorkommen sowie wichtige Störungen. Das Untersuchungsgebiet 2 wird hauptsächlich von Buntsandstein geprägt. Oberflächennah ist vor allem der Untere und der Mittlere Buntsandstein vorliegend. Weiter südwestlich tritt vermehrt Muschelkalk auf. Im nordöstlichen Ausstrich sind Schichten des Zechsteins aufgeschlossen. Er wird begrenzt durch die SE-NW verlaufende südthüringer Randstörung, die einen Teilabschnitt der Fränkischen Linie darstellt und mit ihren ins südwestliche Vorland ausstreichenden fiederartigen Verzweigungen das Untersuchungsgebiet maßgeblich beeinflusst. Sie trennt Zechsteinsedi-

mente von Sedimenten und Vulkaniten des Rotliegenden. Parallel zur Südrandstörung streichen weitere größere Störungslineamente. Die Schichten fallen im allgemeinen mit 5-10° nach S bzw. SW ein. Abbildung 54 zeigt einen schematischen Schnitt vom Thüringer Wald in südwestlicher Richtung durch das nordwestliche Untersuchungsgebiet 2 in dem auch die meisten Proben genommen wurden.

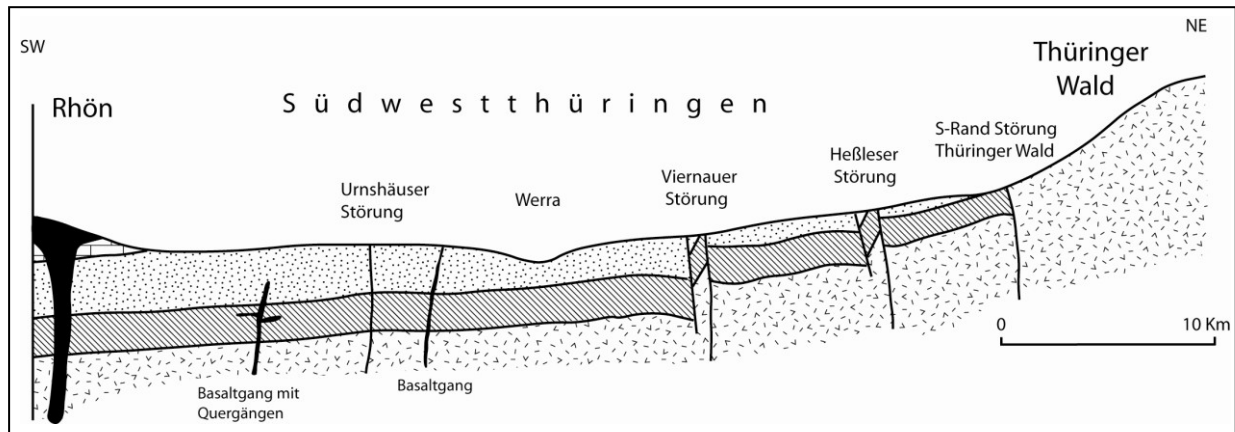


Abbildung 54: Schematische Schnittdarstellung vom Thüringer Wald durch das südwestliche Triasvorland des Thüringer Waldes bis zur Rhön mit größeren Störungen. Das allgemeine Schichteinfallen ist flach nach SW bis SSW gerichtet.

Hydrogeologisch wird das Untersuchungsgebiet generalisiert durch zwei weit ausstreichende Grundwasserleiter. Beide gehören zum Grundwasserkörper der Weser (TLUG – Weimar). Einen detaillierten Überblick dazu erarbeitete bereits Hoppe (1952). Die Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins stellen bedeutende Kluftgrundwasserleiter der Region dar. Marginal treten Porengrundwasserleiter auf, die geringmächtig und nur von untergeordneter Bedeutung sind. Die vom Zechstein unbeeinflussten Buntsandsteinwässer besitzen in der Regel niedrige Kalzium- und Hydrogenkarbonatkonzentrationen. Untergeordnet kommen Karstgrundwasserleiter des Zechsteins vor. Die Grundwasserleiter sind durch zahlreiche Bohrungen erschlossen, wobei der Untere- und Mittlere Buntsandstein zur regionalen Trinkwassergewinnung dient. Solehaltige Wässer des Zechsteins genießen große Bedeutung als Heil- und Kurwässer.

Durch das flache, nach S bis SW gerichtete Einfallen des Zechsteins und des Buntsandsteins ist der Grundwasserfluss nach Süden bzw. Westen gerichtet.

Teilweise sind die Grundwasserleiter im Unteren und Mittleren Buntsandstein stark hydrochemisch durch tiefer liegende Grundwasserleiter des Zechsteins beeinflusst (Hecht in Seidel 1995).

8.2 Auswahl der Probenentnahmeorte und Methodik

Die Probenahme von kohlendioxidhaltigen Wässern im Untersuchungsgebiet 2 erfolgte an natürlichen Quellaustritten, Bohrungen und Brunnen mit unterschiedlichen geologischen Verhältnissen. Eine erste zusammenfassende Gruppe bezieht sich auf Wässer, die im unmittelbaren Kontakt zu Störungen stehen. Dazu gehören die Südrandstörung des Thüringer Waldes mit ihren Ausläufern und die im südlichen Vorland parallel zur Südrandstörung verlaufenden Störungen. Diese Wässer treten in Form von natürlichen Quellaustritten auf. Weiterhin wurden Proben aus Brunnen und Bohrungen genommen, die in unmittelbarem Kontakt mit Zechsteinkalk bzw. Zechsteinsalinar stehen. Dieses können zum einen von Zechstein kontaminierte Buntsandsteinaquifere oder direkte Zechsteinaquifere sein. Auf Wasserproben aus Buntsandstein- bzw. Zechsteinaquiferen, welche von miozäne Basalten durchgestoßen wurden oder in Kontakt stehen, wurde besonderer Wert gelegt. Tabelle 10 zeigt einen Überblick der einzelnen Probenahmeorte mit geologischer und struktureologischer Einordnung. Die Auswahl erfolgte in enger Zusammenarbeit mit der TLUG (Frau Peters), die die Grundwasserdaten aus der FIS-Gewässer Datenbank bereitstellte.

Zur Herkunftsbestimmung des Wassers und des im Wasser gelösten anorganischen Kohlenstoffes wurden im November 2009 Wasserproben von genannten Wässern (Tabelle 10) genommen. Die Probennahme bezog sich auf Untersuchungen zur $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ (DIC – dissolved inorganic carbon) und $\delta^2\text{H}$ Isotopie. Hierzu standen Probengefäße mit einem Fassungsvermögen von 100 ml und ein Wasserprobenschöpfgerät mit Schlagventil zur Verfügung. Die Proben für die $\delta^{18}\text{O}$ Analyse wurden vor Ort gezogen und in den entsprechenden Probengläsern luftdicht verschlossen. Das Probenmaterial für die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Analyse wurde in mit Quecksilberchlorid versehenen Gefäßen vor Ort fixiert und ebenfalls luftdicht verschlossen.

Tabelle 10: Geologische und struktureologische Einordnung der Probenahmeorte.

Proben Nr.:	Geologische Einordnung:	Struktureologische Einordnung:
1 (SHL)	Zechstein (Salinar, Kalk) zu Granit (Rotliegendes)	Südrandstörung Thüringer Wald
2 (LAU)	Zechstein (Zechsteinsalinar, Zechsteinkalke)	Einfluss der Heßleser Störungszone
3 (SBR)	Auesedimente, Buntsandstein, Zechstein	Einfluss der Viernauer Störungszone
4 (BLI)	Zechstein (Zechsteinkalke)	Einfluss der Südrandstörung Thüringer Wald
5 (AH)	Zechstein (Zechsteinkalke)	Einfluss der Südrandstörung Thüringer Wald
6 (BHH)	Muschelkalk (Unterer Muschelkalk), Basalt	Klüfte
7 (DEB)	Buntsandstein, Basalt	Klüfte
8 (WÖB)	Buntsandstein (Unterer Buntsandstein), Zechstein	Klüfte
9 (SLF)	Buntsandstein (Unterer Buntsandstein), Zechstein	Einfluss der Urnhäuser Störungszone
10 (KBD)	Zechsteinsalinar	Klüfte
11 (FIB)	Rotliegendes (Vulkanite)	Klüfte
12 (LIB)	Buntsandstein (Unterer), Zechstein, Basalt	Klüfte

SHL = Brunnen Ottilienquelle (neu) in Suhl, LAU = Lauraquelle in Schmalkalden (Hy Sc 101/1984), SBR = Schmalbornquelle bei Schwallungen, BLI = Hy Bad Liebenstein 1/1951, AH = Quelle bei Schweina (Altensteiner Höhle), BHH = Quelle 1 bei Brunnhartshausen, DEB = Hy Dermbach 1/1979 Unteralba, WÖB = Hy Stadtlengsfeld 5/1978 Wölferbütt, SLF = Hy Stadtlengsfeld 8/1978 Stadtlengsfeld, KDB = Keltenbad Bad Salzungen Bohrung 4/1869, FIB = Quelle bei Fischbach, LIB = Leimbach alte CO₂-Bohrung am Hunskopf.

Die für die Interpretation benötigten hydrochemischen Daten der einzelnen Wässer wurden zum Teil von überwachenden Behörden (TLUG und Gesundheitsämtern) oder von den jeweiligen Betreibern der Anlagen bezogen.

8.3 Chemische Hauptbestandteile und Wasserklassifizierung

Die chemischen Hauptkomponenten der untersuchten Wässer ist in Tabelle 11 einzusehen. Die Wassertemperaturen liegen zwischen 10,2 und 16,1°C und sind abhängig von der jeweiligen Aquifertiefe. Der pH-Wert der Wässer schwankt zwischen 6,1 und 9,5 und liegt größtenteils im schwach saurem Bereich. Auffallend sind die zum Teil hohen Konzentrationen an Kationen wie Natrium, Calcium, Magnesium und Anionen wie Chlorid, Sulfat und Karbonat aus den Wässern 1, 2, und 10. Diese stammen aus Bohrungen oder Brunnen aus Tiefen um 150 Meter in Bereichen des Oberen Zechsteins bzw. des Zechsteinsalinars. Die dazugehörigen elektrischen Leitfähigkeiten liegen in Bereichen zwischen 19286 bis 250000 µS/cm.

Tabelle: 11 Chemische Zusammensetzung der einzelnen Wässer. Die Angaben sind in mg/l.

Nr.:	Bez.:	T [°C]	pH	Lf [µS/cm]	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Mn ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻
1	SHL	15.3	6.73	22600	3200	120	2470	17	0.0015	9940	433	11.5	53.7
2	LAU	16.1	6.40	19286	3331	104.9	1279	91.33	0.19	6027	1889	0.8	626.2
3	SBR	15.1	6.10	3720	260	24	578.96	106.84	0.07	362	966	0.04	381,2
4	BLI	n.b.	6.10	n.b.	19.8	6.9	458	112.4	2.2	15	763	0.4	1006.5
5	AH	10.2	7.84	435	8.6	1.9	55.2	17.7	0.0045	15.4	31.3	20.23	200
6	BHH	n.b.	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	7.3	n.b.	10.9	n.b.
7	DEB	10.5	9.5	444	32	14	8	23	n.b.	72	67	n.b.	30.5
8	WÖB	11.8	7.9	376	15	4	49	9	n.b.	24	5	1	183.1
9	SLF	12.5	7.40	3300	190	59	420	150	n.b.	224	1690	1	7.8
10	KBD	14.5	6.28	250000	118000	624	1340	1310	4.4	188000	3457	2.2	215
11	FIB	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
12	LIB	15.9	6.96	298	4.2	3.31	38.2	14.4	0.004	8.9	32.9	4.4	n.b.

Die Wässer der Untersuchungsregion in Südthüringen können in zwei Hauptgruppen eingeteilt werden. Abbildung 55 zeigt die relativen molaren Äquivalentkonzentrationen gelöster Kationen und Anionen aus den Probenwässern im Piper-Diagramm.

Die erste Gruppe bilden Wässer aus Grundwasser leitenden, karbonatischen Horizonten des Zechsteins. Eine Beeinflussung durch Buntsandstein- bzw. Oberflächenwässer sowie durch Sulfatgesteinen ist teilweise vorhanden. Dieser Grundwassertyp setzt sich aus den Kationen Ca, Mg und den Anionen HCO₃ und SO₄ zusammen. Zu ihm zählen Wässer der Bohrung Hy Bad Liebenstein 1/51, der Altensteiner Höhle, der Bohrung Hy Stadtlengsfeld 8/78 Stadtlengsfeld, der CO₂-Bohrung am Hunskopf in Leimbach, des Schmalborns bei Schwallungen und der Bohrung Hy Stadtlengsfeld 5/78 Wölferbütt.

Als zweite Gruppe kommen Wässer aus dem Zechstein vor, die durch Subrosion beeinflusst wurden. Sie sind geprägt durch ihre hohen Natrium- und Chloritkonzentrationen sowie dem Vorhandensein von Kalzium. Ihre Aufstiegswege liegen an Störungen oder sind an stark zerklüftete Bereiche gebunden. Diese Wässer können bei ihrem Aufstieg höhere Grundwasserstockwerke im Unteren und Mittleren Buntsandstein beeinträchtigen. Die Lauraquelle (Bhrg. 101/1984) in Schmalkalden und die neue Ottilienquelle in Suhl werden ebenfalls den NaCl- Wässern zugeordnet. Des Weiteren repräsentiert sich die Bohrung 101/1984 (Lauraquelle) durch erhöhte Sulfat- und Hydrogenkarbonatkonzentrationen. In beiden Bohrungen lassen

sich anhand von Leitfähigkeitsmessungen bzw. Tritiummessungen Zuflüsse von anderen Grundwasserhorizonten nachweisen.

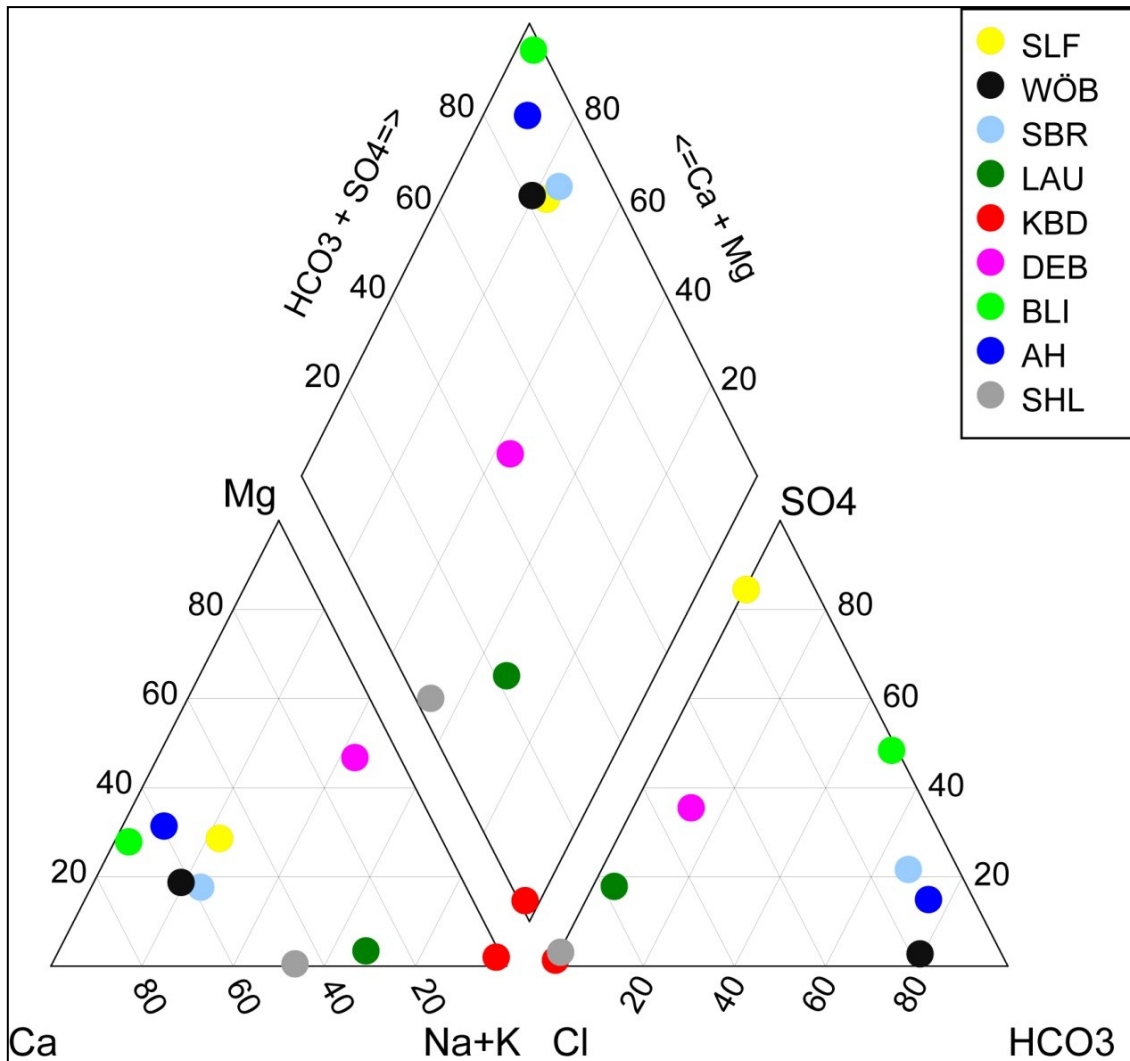


Abbildung. 55: relative molare Äquivalentkonzentrationen gelöster Kationen und Anionen aus den Probenwässern dargestellt im Piper-Plot.

SHL = Brunnen Ottilienquelle (neu) in Suhl, LAU = Lauraquelle in Schmalkalden (Hy Sc 101/1984), SBR = Schmalbornquelle bei Schwallungen, BLI = Hy Bad Liebenstein 1/1951, AH = Quelle bei Schweina (Altensteiner Höhle), DEB = Hy Dermbach 1/1979 Unteralta, WÖB = Hy Stadtlengsfeld 5/1978 Wölferbütt, SLF = Hy Stadtlengsfeld 8/1978 Stadtlengsfeld, KDB = Keltenbad Bad Salzungen Bohrung 4/1869.

Neben diesen zwei Hauptgrundwassertypen gibt es spezielle Wässer, die einen besonderen Status besitzen. So gehört zum Beispiel die Bohrung Bad Salzungen 4/1869 auf Grund der 26 %igen Sole den NaCl- Wässern an.

Säuerlinge und HCO₃-haltige Wässer sind aus Bad Liebenstein bekannt. Hierbei handelt es sich um eisenhaltige Ca-Mg-HCO₃-SO₄ Wässer (Bhrg. Bad Liebenstein 1951 mit 26,92 mg/l und Bhrg. Bad Liebenstein 1979 mit 20 mg/l Fe₂). Ebenfalls be-

sitzen die Wässer der Lauraquelle, des Schmalborns, der Altensteiner Höhle und von Wölferbütt höhere HCO₃-Konzentrationen.

Die untersuchten Wasserproben stammen aus dem Zechstein bzw. haben Zechsteineinfluss. Eine Übersicht der Wassertypen ist in Tabelle 12 dargestellt.

Probe 1, 2 und 10 sind Wässer, die direkt aus dem Zechsteinsalinar kommen. Sie sind charakterisiert durch hohe Na und Cl-Werte. In Probe 1 und 2 ist zusätzlich, durch einen störungsbedingten Aufstiegsweg der Wässer, der Einfluss des Zechsteinkalkes zu sehen, der sich durch die Anwesenheit von Ca, SO₄ und HCO₃ widerspiegelt. Es handelt sich hierbei um salzhaltige Wässer des Typs Na-Ca-Cl mit untergeordneten SO₄ und HCO₃-Gehalten. Probe 10 ist eine 26 % ige Sohle des NaCl-Typs.

Tabelle 12: Zuordnung der analysierten Wasserproben zu den jeweiligen Wassertyp mit Bemerkungen zu untergeordneten Kationen und Anionen.

Nr.:	Bez.:	Name:	Wassertyp:	Bemerkung:
1	SHL	Brunnen Ottilienquelle (neu), Suhl	Na-Ca-Cl	SO ₄ gering
2	LAU	Lauraquelle Schmalkalden Hy Sc 101/84	Na-Ca-Cl	Mg gering
3	SBR	Schmalborn, Schwallungen	Ca-HCO ₃ -SO ₄	Na, Cl vorhanden
4	BLI	Hy Bad Liebenstein 1/51	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	Na, Cl gering
5	AH	Altensteiner Höhle, Schweina	Ca-Mg-HCO ₃	Na, Cl vorhanden
7	DEB	Hy Dermbach 1/79 Unteralba	Mg-Na-Cl-SO ₄	Ca vorhanden
8	WÖB	Hy Stadtlengsfeld 5/78 Wölferbütt	Ca-HCO ₃	SO ₄ gering
9	SLF	Hy Stadtlengsfeld 8/78 Stadtlengsfeld	Ca-Mg-SO ₄	HCO ₃ gering
10	KBD	Keltenbad Bad Salzungen 4/1869	Na-Cl	SO ₄ , HCO ₃ gering
12	LIB	CO ₂ -Bohrung am Hunskopf, Leimbach	Ca-Mg-SO ₄	Na, Cl gering

Probe 3, 4 und 5 stammen direkt aus dem Zechsteinkarbonat, was auf die Ca, Mg, SO₄ und HCO₃-Werte zurückzuführen ist. Niedrige Na und Cl-Werte sprechen für einen geringen Einfluss von Zechsteinsalz, der aber bei Probe 4 durchaus gegeben ist. Die Proben werden dem Wassertyp Ca-Mg-HCO₃-SO₄ bzw. den Wassertyp Ca-Mg-HCO₃ zugeordnet.

Bei den Proben 7, 8, 9 und 12 sind Einflüsse von Wässern aus dem Buntsandstein und möglicherweise auch des Muschelkalkes vorhanden. Sie sind Mischwassertypen und sind besonders durch die dominierenden Werte von Mg, Ca, SO₄ und HCO₃ cha-

rakterisiert. Chlorid spielt hier nur eine untergeordnete Rolle, so dass der Einfluss aus dem Zechsteinsalinar ausgeschlossen werden kann.

Den Wasserproben 6 und 11 konnten auf Grund fehlender Daten keinem Wassertyp zugewiesen werden.

8.4 Herkunftsbestimmung des Wassers und des CO₂ an Hand von $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Isotopenuntersuchungen

Kohlendioxid kann aus unterschiedlichen Quellen bezogen werden. Die für die Arbeitsgebiete relevanten Quellen sind biogenes oder organisches CO₂ aus den oberflächennahen Böden, CO₂ aus Kalken und Dolomiten des Zechsteins und vulkanogenes CO₂ des basaltischen Tertiärvulkanismus. Durch die Isotopenbestimmung der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Werte kann eine Aussage zur Herkunft des CO₂ bzw. des Wassers getroffen werden.

8.4.1 Methodik

Die für die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Messungen im Labor analysierten Wasserproben wurden automatisch äquilibriert. Hierzu wurde ein Finnigan Termodelta XP Isotopenverhältnis Massenspektrometer verwendet. Alle Proben wurden mindestens zweimal gemessen, woraus der Mittelwert errechnet wurde. Die Werte sind der Standardeinheit ‰ zugeordnet und gegen VSMOW bzw. VPDB Standard gemäß $\delta [\text{‰}] = (R_{\text{sample}} / R_{\text{reference}} - 1) \times 1000$ normiert. Während der Analyse wurden Abweichungen (dirfts) korrigiert und die Datensätze der VSMOW/SLAP-Skala bzw. NBS 19 und LSVEC Skala zugeordnet ($\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$ bis -55 ‰ , $\delta^2\text{H} = 0 \text{ ‰}$ bis $-427,5 \text{ ‰}$ bzw. $\delta^{13}\text{C} = +1,95 \text{ ‰}$ bis $-49,6 \text{ ‰}$). Die Normierung erfolgte in jeder Messung nach zwei Laborstandards, die direkt gegen VSMOW2 und SLAP2 kalibriert wurden. Der Messfehler, der als Standardabweichung definiert ist, lag für die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Messungen unter $0,10 \text{ ‰}$ (1 Sigma) und für $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) unter $0,15 \text{ ‰}$ (1 Sigma).

8.4.2 $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Isotopie der entnommenen Wasserproben

Die Kreisläufe und Vorgänge, die zur Fraktionierung des Kohlenstoffes führen, werden besonders in Clark & Fritz (1997) beschrieben und sind in diesem Rahmen nur spezifisch aufgeführt. Die gemessenen Werte der einzelnen Proben für $\delta^{13}\text{C}$ (DIC = Dissolved Inorganic Carbon) liegen nach dem VPDB Standard (Vienna Pee Dee Belemnit = Internationaler Referenzstandard der IAEA in Wien) im Bereich von -23,1 ‰ bis -2,1 ‰ (Tabelle 13).

Tabelle 13: Im Labor ermittelte $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Isotopenwerte der Proben um das Arbeitsgebiet 2.

Probe:	SHL	LAU	SBR	BLI	AH	BHH	DEB	WÖB	SLF	KDB	FIB	LIB
$\delta^{13}\text{C}$ (DIC) in ‰ (VPDB)	-11.9	-2.7	-2.1	-3.0	-14.9	-19.6	-13.0	-19.6	-17.6	-7.6	-23.1	-13.0

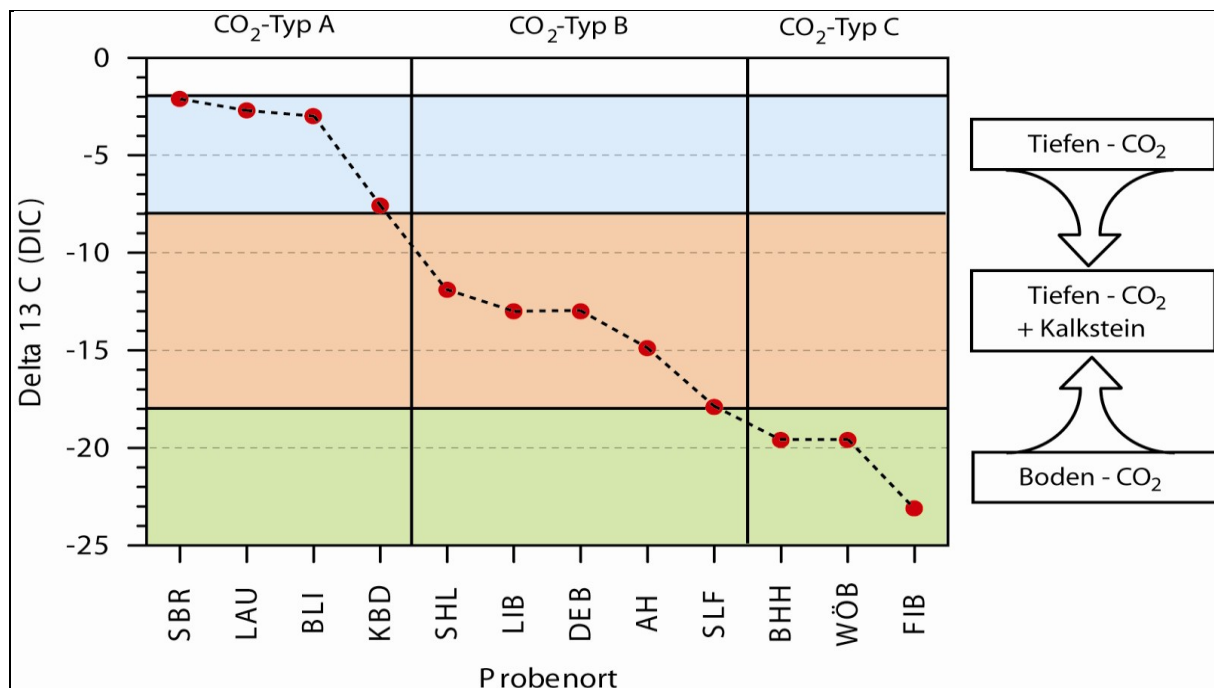


Abbildung 56: Zusammenfassung und Zuordnung der Messwerte von $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) in drei verschiedenen CO₂-Typen, die bezüglich ihrer unterschiedlichen $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Gehalte ungleicher Herkunftsgebiete stammen.

Je nach Fraktionierungsgrad des $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), der abhängig von der Lage im Kohlenstoffkreislauf ist, lassen sich unter Berücksichtigung biologischer und geologischer Vorgänge verschiedene Phasen der Fraktionierung zuordnen. So besitzt Boden CO₂ (Biomasse) $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Gehalte zwischen -30 und -8 ‰, Mantel-CO₂-Werte zwischen

-8 und -2 ‰, marine Karbonate Werte zwischen -2 bis +2 ‰ und Kalksteine Gehalte zwischen -18 und +4 ‰ (Rollinson 1993, Clark & Fritz 1997).

Somit können die Messwerte des $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) in drei CO₂-Typen aufgeteilt werden (Abbildung 56). Die Werte zwischen -7,6 bis -2,1 ‰ lassen sich dem Mantel-CO₂ zuordnen, Werte zwischen -17,6 und -23,1 ‰ gehören zum Boden-CO₂ und damit zur Biomasse. Die restlichen Werte schwanken im Bereich von Kalksteinen. Eine Vermischung verschiedener Wässer mit unterschiedlichen $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Gehalten kann nicht ausgeschlossen werden.

8.4.3 $\delta^{18}\text{O}$ Isotopie des Quell- und Grundwassers

Die Schwankungen der Gehalte am stabilen Isotop ¹⁸O werden vorwiegend durch den Isotopeneffekt verursacht. Somit basiert die Isotopenfraktionierung primär auf Temperaturänderungen, was Rückschlüsse auf das jeweilige Klima bei der Grundwasserneubildung ziehen lässt. Weiterhin wird der Gehalt an $\delta^{18}\text{O}$ durch den sogenannten Höheneffekt beeinflusst. Mit zunehmender Höhenlage und Entfernung vom Meer (Kontinentaleffekt) nimmt der Gehalt an schwereren Isotopen ab.

Tabelle 14: Im Labor ermittelte $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Wasserproben um das Arbeitsgebiet 2.

Probe:	SHL	LAU	SBR	BLI	AH	BHH	DEB	WÖB	SLF	KDB	FIB	LIB
$\delta^{18}\text{O}$ in ‰ (VSMOW)	-9.87	-9.70	-10.23	-9.54	-9.18	-8.41	-9.15	-8.55	-9.30	-8.63	-8.58	-9.03

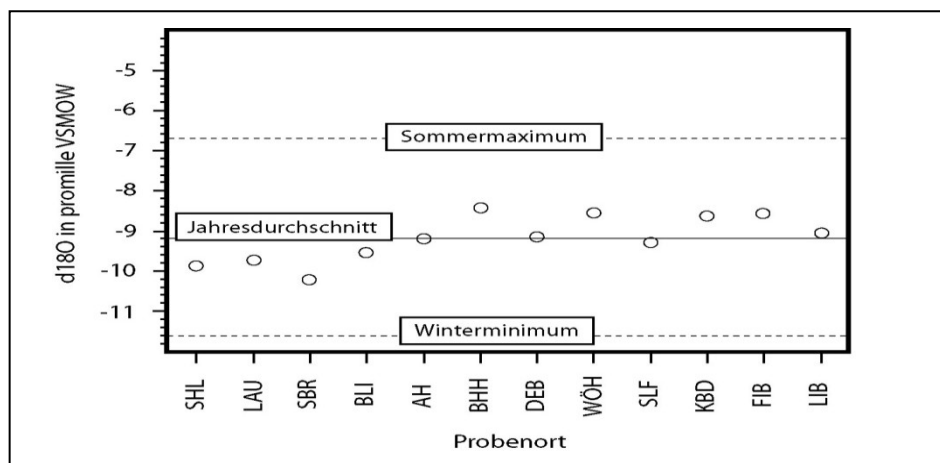


Abbildung 57: Zuordnung der gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ Werte zu den regionspezifischen minimal und maximalen Werten.

Die Werte des gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) sind in Tabelle 14 einzusehen und befinden sich im Bereich zwischen -8,41 ‰ und -10,23 ‰, mit einem Mittelwert von -9,18 ‰. Die Daten liegen damit im Bereich der repräsentativen $\delta^{18}\text{O}$ Signaturen von Regenwasser für diese Region (Arbeitsgebiet 1). Sie liegen mit einem Sommermaximum von -6,76 ‰ und einem Winterminimum von -11,63 ‰ (Abbildung 57) im Mittel bei -9,39 ‰ (ISOHIS).

8.4.4 $\delta^2\text{H}$ Isotopie und Meteoric Water Line

Neben den genannten Isotopen ^{13}C und ^{18}O wurden die Wasserproben auf ^2H (Deuterium) untersucht. Gleichermäßen wie beim ^{18}O wird die Fraktionierung durch Temperaturänderungen verursacht und durch den Höheneffekt beeinflusst. Die $\delta^2\text{H}$ (VSMOW) und die $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) Werte sind somit ein Indikator für die klimatischen Verhältnisse während der Grundwasserneubildung.

Tabelle 15: Im Labor ermittelte $\delta^2\text{H}$ Werte der genommenen Wasserproben um das Arbeitsgebiet 2.

Probe:	SHL	LAU	SBR	BLI	AH	BHH	DEB	WÖB	SLF	KDB	FIB	LIB
$\delta^2\text{H}$ in ‰ (VSMOW)	-65.6	-62.5	-68.2	-62.8	-61.4	-54.4	-62.8	-56.9	-63.6	-46.6	n.b.	-60.9

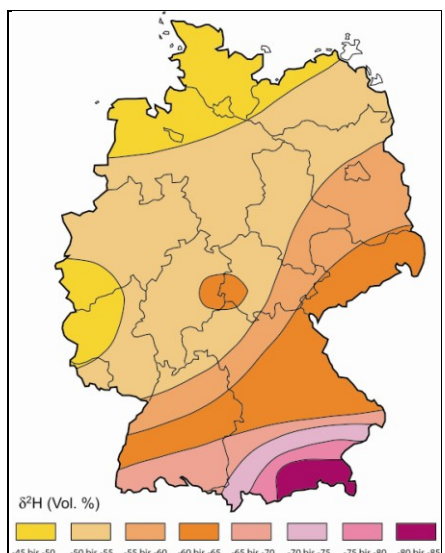


Abbildung: 58

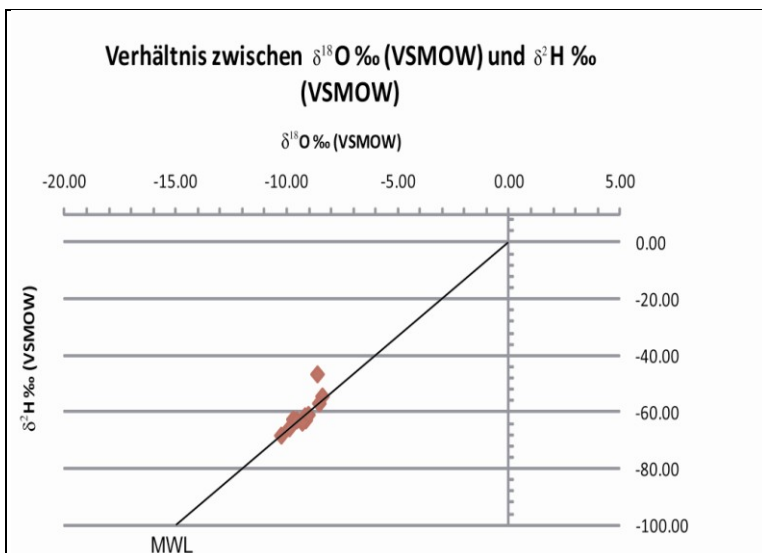


Abbildung: 59

Abbildung 58: Der Kontinental und Höheneffekt an Niederschlägen über Deutschland zeigt eine Abnahme der $\delta^2\text{H}$ Gehalte von Nordwesten nach Südosten (Karte nach Herbert 1997).

Abbildung 59: Die Verhältnisse zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ der gemessenen Proben im Untersuchungsgebiet 2 zueinander aufgetragen, ergeben eine Punktreihe, die auf der Meteoric Water Line (MWL) liegt. Ein Ausnahme bildet die Probe KDB.

Die gemessenen Werte liegen im Bereich von -68,2 ‰ und -46,6 ‰ (Tabelle 15). Sie repräsentieren nach Herbert (1997) die zu erwartenden Werte für diese Region (Abbildung 58) von -60 ‰ bis -65 ‰ bzw. von -55 ‰ bis -60 ‰.

Da die Verhältnisse zwischen den Gehalten von δ²H und δ¹⁸O im Niederschlagswasser durch thermodynamische Vorgänge, mit denen auch Phasenübergänge einhergehen, gesteuert werden, bildet sich zwischen den beiden Isotopen eine lineare Korrelation aus (Roedel 2000). Diese kann näherungsweise durch die Gleichung 13

$$\delta^2H = 8 * \delta^{18}O + 10 \quad (13)$$

dargestellt und in Tabelle 16 verdeutlicht werden. Befinden sich die Messwertpaare weitestgehend auf der MWL (Meteoric Water Line), kann auf eine Grundwasserneubildung aus lokalen Niederschlagsereignissen geschlussfolgert werden (Abbildung 59). Die Wasserproben sind somit meteorischer Herkunft. Die MWL beschreibt hierbei eine Gerade, die durch den Nullpunkt geht und einen Anstieg von 8 besitzt.

Tabelle 16: Darstellung der berechneten (Rech.) δ²H Werte durch die Formel 13 und der Differenz (Diff.) zwischen den gemessenen Werten aus Tabelle 15).

Probe:	SHL	LAU	SBR	BLI	AH	BHH	DEB	WÖB	SLF	KDB	FIB	LIB
δ ² H in ‰ (Rech.)	-68.96	-67.60	-71.84	-66.32	-63.44	-57.28	-63.20	-58.40	-64.40	-59.04	n.b.	-62.24
Diff.	-3.36	-5.1	-3.64	-3.52	-2.04	-2.88	-0.4	-1.5	-0.8	-12.44	n.b.	-1.34

Die Quelle Fischbach (FIB) konnte auf Grund nicht ausreichendem Probenmaterials keiner Isotopenuntersuchung auf δ²H unterzogen werden. Somit steht hierfür kein Vergleich zur Verfügung.

8.5 Gleichgewichtssimulation der einzelnen Wässer mittels dem Programm PHREEQC 2.15.0

Im Folgenden sind für die einzelnen Wasserproben Gleichgewichtssimulationen durchgeführt worden. Dieses erfolgte mit Unterstützung des Computerprogramms PHREEQC 2.15.0 des USGS. Unter Beachtung der vorliegenden geologischen Verhältnisse kann gezeigt werden, dass die untersuchten Wässer mit ihrer Umgebung

im Gleichgewicht stehen. Die Proben 6, 11 und 12 konnten auf Grund fehlender Daten nicht simuliert werden.

8.5.1 Methodik

Mit PHREEQC 2.15.0 wurde überprüft ob, die beprobten Grundwässer mit entsprechenden Mineralphasen sowie Kohlendioxidgehalten im Gleichgewicht stehen. Dazu wurde zunächst reines Wasser mit einem bestimmten Partialdruck an CO₂ equilibriert und anschließend dieses kohlensaure Wasser mit den gewählten Mineralphasen ins Gleichgewicht gebracht. Durch manuelle Optimierung wurde der CO₂-Gehalt und die Auswahl der Mineralphasen solange verändert, bis der pH-Wert und die Ionengehalte von simulierter und gemessener Lösung möglichst übereinstimmten. Dabei wurde ebenso untersucht, ob eine sequentielle Reihung der Mineralphasen-Gleichgewichte ein anderes Ergebnis zur Folge hat als gleichzeitige Equilibration mit mehreren Phasen. Die Unterschiede waren zumeist marginal, so dass im Folgenden nur die Ergebnisse der gleichzeitigen Equilibration vorgestellt werden.

8.5.2 Darstellung der Ergebnisse zur Gleichgewichtssimulation und Schlussfolgerungen zum Wassertyp

Probe 1 Suhl Brunnen Ottilienquelle, neu (SHL):

Das Wasser der Neuen Ottilienquelle in Suhl (SHL) ist ein Mischwasser (Typ Na-Ca-Cl), welches aus mehreren Zuflüssen besteht. Alte CO₂-haltige saure Tiefenwässer (> 50 Jahre) treten mit jungen (< 50 Jahre) [Tritium-Messungen] störungsbedingt in Interaktion (Mischsignal von $\delta^{13}\text{C} = -11,9 \text{ ‰}$). Die Gleichgewichtssimulation mit Dolomit, Halit ($\text{pK}_L = -1,56$) und Gips bei einem CO₂-Partialdruck von 0,016 atm (16.212 hPa) liefert keine befriedigende Erklärung für Ionengehalte und pH-Wert. Der Karbonatgehalt ist für diesen pH-Wert viel zu gering, was vermuten lässt, dass der pH-Wert nicht über das Kalzium-Karbonatgleichgewicht gepuffert wird. Damit wird die Annahme bestätigt, dass dieses Wasser ein Mischwasser ist. CO₂ sprudelt geringfügig als freies CO₂ aus dem Brunnen.

Probe 2 Lauraquelle Schmalkalden Hy Sc 101/1984 (LAU):

Bei der Lauraquelle (LAU) in Schmalkalden handelt es sich um störungsbedingtes aufsteigendes Wasser aus dem Zechstein(Salz). Der Wassertyp ist ein Na-Ca-Cl Wasser. In Lösung und im Gleichgewicht steht es mit Dolomit und Gips. Der pH-Wert wird über das Kalziumkarbonat Gleichgewicht, bei einem CO₂-Partialdruck von 0,2 atm, reguliert. Die Lösung ist untersättigt bzgl. Halit, was hydrogeologisch begründet ist. Atmosphärisches Wasser vermischt sich mit mineralisiertem, CO₂ ($\delta^{13}\text{C} = -2,7 \text{ ‰}$) angereichertem Wasser aus tieferen Grundwasserzuflüssen und setzt sich im Zechstein mit Gips und Dolomit ins Gleichgewicht. Wird dieses Wasser an die Atmosphäre gebracht gast CO₂ aus, was sowohl der Beobachtung als auch den Simulationsergebnissen entspricht.

Probe 3 Schmalborn bei Schwallungen (SBR):

Das Probenwasser der Quelle Schmalborn bei Schwallungen (SBR) kommt aus karbonatischen Gesteinen des Zechsteins. Die Bestimmung des Wassertyps ergab ein Ca-HCO₃-SO₄ Wasser. Der Aufstieg des Wassers ist höchstwahrscheinlich störungsbedingt und kann mit der Viernauer Störungszone in Verbindung gebracht werden. Als mögliche Reaktionspartner kommen besonders dolomitische und gipshaltige Schichtfolgen in Frage. Die Simulation ergab bei einem Partialdruck von 0,1 atm CO₂ ein Gleichgewicht für Gips und Dolomit. Bei einem HCO₃-Gehalt von 381,2 mg/l steht das Wasser mit seinen Umgebungsgestein im chemischen Gleichgewicht. Die Berechnung erfolgte mit einem pH-Wert von 7,032, wo hingegen der gemessene pH-Wert bei 6,1 liegt. Demzufolge kann davon ausgegangen werden, dass mehr CO₂ enthalten ist als simuliert. Es besteht CO₂-Überdruck, was auch das ausgasen am Quellmund belegt.

Auf Grund der Simulationsergebnisse sowie des hohen $\delta^{13}\text{C}$ -wertes (-2,1 ‰) und des $\delta^{18}\text{O}$ -wertes (-10,23 ‰) ist davon auszugehen, dass es sich um ein meteorisches Wasser handelt, was durch den störungsgebundenen (Viernauer Störungszone) Zutritt von Tiefen-CO₂ mit CO₂ angereichert wurde und sich mit dem umgebenden Zechsteinkarbonaten ins Gleichgewicht gesetzt hat. Bei Gleichgewicht ohne Zutritt von Tiefen-CO₂ müsste der $\delta^{13}\text{C}$ Wert viel tiefer liegen, der pH-Wert im basischen Bereich sein und die Ionengehalte sehr viel niedriger ausfallen.

Probe 4 Hy Bad Liebenstein 1/51 (BLI):

Die Probe aus der Bohrung Hy Bad Liebenstein 01/1951 (LIB) entstammt karbonatischen Ablagerungen des Zechsteins. Die Bestimmung des Wassertyps ergab ein Ca-Mg-HCO₃-SO₄ Wasser. Damit kann man davon ausgehen, dass sowohl Gips als auch Dolomit mit diesem Wasser reagiert haben. Als mögliche Reaktionspartner kommen besonders karnöse dolomitische und gipshaltige Schichtfolgen als grundwasserleitende Horizonte in Frage, was auch aus geologischer Sicht bestätigt ist. Dieses Wasser kann relativ gut simuliert werden, in dem reines Wasser mit einem Partialdruck von 0,8 atm CO₂ ins Gleichgewicht gesetzt wird, also etwa dem 2000-fachen des atmosphärischen Partialdrucks und diese Lösung anschließend mit Gips (pK_L=4,58) und Dolomit (pK_L=16,85) equilibriert wird. Bei einem HCO₃-Gehalt von 1006,5 mg/l steht dieses Wasser mit seinem Speichergestein im chemischen Gleichgewicht.

Durch die Simulationsergebnisse sowie dem hohen δ¹³C-Wert (-3,0 ‰) und dem δ¹⁸O-Wert (-9,54 ‰) ist anzunehmen, dass es sich um ein meteorisch junges Wasser handelt, was durch den störungsgebundenen (Liebensteiner Störung) Zutritt von Tiefen-CO₂ mit CO₂ angereichert wurde und sich mit dem umgebenden Zechsteinkalk ins Gleichgewicht gesetzt hat. Bei einem Gleichgewicht ohne Zutritt von Tiefen-CO₂ sind gleiche Aussagen bezüglich δ¹³C Gehalt, pH-Wert und Ionengehalte wie bei Probe 3 zu nennen.

Probe 5 Altensteiner Höhle bei Schweina (AH):

Die Wasserprobe der Altensteiner Höhle (AH) entstammt aus den Zechsteinkalken (Riffkalke). Das Wasser konnte als Ca-Mg-HCO₃ Wasser angesprochen werden. Es ähnelt chemisch dem aus Bad Liebenstein, allerdings steht das Wasser bei einem sehr viel geringeren CO₂-Partialdruck (0,032 atm) mit seinem Speichergestein im Gleichgewicht. Gegenüber atmosphärischem CO₂ ist der Wert allerdings immer noch erhöht.

Da der δ¹³C-Wert (-14,9 ‰) zeigt, dass es sich nicht um Tiefen-CO₂ handelt und der δ¹⁸O Wert (-9,18 ‰) auf meteorisches Wasser hindeutet, ist davon auszugehen, dass dieser leicht erhöhte CO₂-Gehalt auch durch Anteile von biologischen Prozes-

sen während der Versickerung zustande kam. Somit handelt es sich um einen unbeeinflussten Grundwasserleiter.

Probe 7 Hy Dermbach1/1970 (DEB):

Das aus dem Plattendolomit stammende Wasser der Probe 7 (DEB) ist ein Mg-Na-Cl-SO₄ Wasser mit einem pH Wert von 9,5 (basisch). Der gemessene $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -13 ‰ zeugt von CO₂, welches durch das Zechsteinkarbonat entstanden ist. Der Einfluss von vulkanogenem Tiefen-CO₂ ist hier primär nicht gegeben. Das Wasser steht mit einem Partialdruck von 0,0032 atm. CO₂ im Gleichgewicht. Durch das Fehlen einer Mg-Sulfatphase, welches der Dolomit nicht ausgleichen kann, entsteht in der Simulation ein Ungleichgewicht. Der Eintrag von Bittersalzen aus dem Buntsandstein wäre denkbar, setzt allerdings voraus, dass der Grundwasserleiter des Zechsteins und der Grundwasserleiter des Buntsandsteins miteinander in Verbindung stehen. Dieses geschieht i. d. R. an Störungen, eher seltener durch Klüfte. Plattendolomit und Buntsandstein sind zwar Poren- und Kluftgrundwasserleiter, werden aber von undurchlässigen Sandstein-Tonstein bzw. Mergelsteinschichten abgeschottet. Die Urnhäuser- oder Felda-Störungszone könnte hier von Einfluss sein.

Probe 8 Hy Stadtlengsfeld 5/1978 Wölferbütt (WÖB):

Das Wasser aus Wölferbütt (WÖB) ist ein Ca-HCO₃ Wasser mit vergleichsweise geringem SO₄-Gehalt. Begründet durch die Wasserchemie und der geologischen Verhältnisse stammt das Wasser aus Schichtverbänden des Oberen Zechsteins. Als bevorzugter Grundwasserleiter kommt der Plattendolomit in Frage. Die Simulation mit Dolomit und einem CO₂-Partialdruck von 0,2 atm. zeigt, dass das Wasser bei einem gemessenen pH-Wert von 7,9 im Gleichgewicht steht.

Durch den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -19,6 ‰ ist anzunehmen, dass das gemessene CO₂ aus den Karbonaten des Zechsteins entstammt. Bei einem vulkanogenen Tiefen-CO₂ Einfluss, auch als Mischsignal, muss der $\delta^{13}\text{C}$ Wert deutlich höher liegen. Die nur einige 100 Meter westlich auf einer N-S streichende Achse verlaufenden Basaltberge Öchenberg (627,2 Meter ü. NN) und Dietrichsberg (667,4 Meter ü. NN) zeigen keinen oder nur sehr geringen Einfluss durch aufsteigende Fluide.

Probe 9 Hy Stadtlengsfeld 8/1978 Stadtlengsfeld (SLF):

Das Wasser aus der Bohrung Stadtlengsfeld (SLF) ist ein Ca-Mg-SO₄ Wasser, welches aus dem Zechsteinkalk, bevorzugt aus dem Plattendolomit, stammt. Der Anteil an HCO₃ ist gering. Die δ¹³C-Messung zeigt einen Wert von -17,6 ‰, was auf marin-karbonatisch entstandenes CO₂ hinweist. Der δ¹⁸O Wert deutet mit -9,3 ‰ auf einen Einfluss von meteorische Wasser hin. Der Einfluss von Wässern aus höher liegenden Grundwasserstockwerken, wie dem Buntsandstein, kann nicht ausgeschlossen werden. Das Wasser steht mit Gips und Dolomit bei einem CO₂-Partialdruck von 0,032 atm. und einem gemessenen pH-Wert von 7,4 im Gleichgewicht. Allerdings zeigt die Simulation für diesen geringen pH-Wert eindeutig zu wenig Karbonat.

Probe 10 Keltenbad Bad Salungen (KBD):

Die Zechsteinsohle des Keltenbades (KBD) ist ein gesättigtes NaCl Wasser mit sehr geringen Anteilen von SO₄ und HCO₃. Sein Ursprung liegt im Zechsteinsalinar. Das gesessene CO₂ (δ¹³C = -7,6 ‰) liegt an der Grenze zwischen marin-karbonatischen CO₂ und vulkanogenem Tiefen-CO₂. Der δ¹⁸O Wert weist auf meteorisches Wasser hin. Möglicherweise liegt ein geringer biogener Einfluss aus Salzzwischenlagen oder anderen Fluiden vor. Die Simulation zeigt ein Gleichgewicht mit Halit, Dolomit und Gips bei einem gemessenen pH-Wert von 6,5. Bei Entlastung des Wassers an der Oberfläche entgast das CO₂.

8.6 Interpretation der Ergebnisse und Diskussion

8.6.1 Einzugsgebiet und Fließrichtung

Die Untersuchungen zeigen, dass der Ursprung der beprobten Wässer lokal begrenzt ist. Als Einzugsgebiete kommen der Thüringer Wald und dessen südwestlichen Randzonen sowie das südwestliche Vorland und Teile der Rhön in Betracht. Der Thüringer Wald fungiert als Wasserscheide bzw. natürliche Barriere und trennt Nord- und Ostthüringen von Süd- und Westthüringen.

Der Grundwasserabfluss im Deckgebirge folgt dem generellen Schichteinfallen und ist nach SW bzw. W gerichtet. Als Grundwasserleiter fungieren die Zechsteinkarbo-

nate und -sulfate sowie Unterer und Mittlerer Buntsandstein. Es handelt sich hierbei um Kluft- und Karstgrundwasserleiter.

8.6.2 Fließgeschwindigkeiten von Grundwässern

Die Fließrichtungen des Grundwassers können durch tektonische Brüche und Schwächezonen lokal andere Richtungen einschlagen. Der Grundwassertransport erfolgt dann beispielsweise über NW-SE bzw. NNE-SSW streichende Störungs- und NNE-SSW bis ENE-WSW streichende Kluftbahnen. Die Abstandsgeschwindigkeiten wurden von Scheidler (1959) mittels Tracerversuche in Störungsnähe ermittelt und belaufen sich auf 100-135 m/h. Nach Ziegler & Gabriel (1977) in Götze & Kasch (2000) wurden Abstandsgeschwindigkeiten in der Nähe von Bruchzonen von 109-131 m/h (V_{\max}) gemessen. Hingegen konnten in ungestörten Bereichen Abstandsgeschwindigkeiten von 2-6 m/s ermittelt werden.

8.6.3 Abschätzungen zur Grundwasserneubildung

Die Ergebnisse der $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Isotopie weisen eindeutig bei allen untersuchten Proben, bis auf die Probe KDB, auf meteorische Wässer hin. Somit kann geschlossen werden, dass die Wässer unter klimatischen Bedingungen, wie sie heute vorherrschen, gebildet wurden. Eine Vermischung zwischen verschiedenen Grundwasserstockwerken in diesen Bereichen ist auf Grund der Wasserchemie nicht auszuschließen.

8.6.4 Mineralisierung des Wassers

Die tieferen Grundwässer sind hochmineralisiert, was die Leitfähigkeitsmessungen während der durchgeführten Untersuchungen und Pumpversuche beispielsweise an den Bohrungen SHL (Götze 2005), LAU (Schmidt 1995), SLF und am Quellaustritt SBR (Morgenroth 1999) sowie BLI (Hecht in Seidel 1995) zeigen. Ausgehend von der chemischen Zusammensetzung dieser Wässer, ist ein direkter Kontakt mit den evaporitischen, sulfatischen und karbonatischen Ablagerungen des Zechsteins nachweisbar.

Die Grundwässer aus höheren Grundwasserstockwerken, wie des Buntsandsteins, besitzen niedrigere Leitfähigkeiten und sind nach ihrer Wasserchemie weniger mineralisiert. Dieses zeigen die Proben DEB, WÖB und LIB.

8.6.5 CO₂-Typen und Wassertypen

Eine Korrelation zwischen Wasserchemie und den gemessenen CO₂-Gehalt zeigt, dass Kohlendioxid sowohl in stark als auch in niedrig mineralisierten Wässern in hohen bzw. schwachen Konzentrationen auftreten kann. Mit den Messungen der $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Gehalte ist eine Fraktionierung zu erkennen, die unterschiedliche Quellen von CO₂ beschreibt (siehe Tabelle 13 und Abbildung 56). Mit der Einteilung der $\delta^{13}\text{C}$ Werte in vulkanisches, karbonatisches und biogenes CO₂ werde drei verschiedene CO₂-Quellen genannt.

8.6.5.1 Vulkanogenes CO₂ (Typ A)

In der Bohrung Hy Sc 101/1984 (LAU) weist das Wasser aus 110 Meter Teufe eine Leitfähigkeit von 13600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf, die trotz des Zutritts von Wässern aus dem Zechsteins (Anhydrit und Gips) bis auf 10600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (30 Meter Teufe) abnimmt. Demzufolge liegt ein Grundwasserzutritt von hochmineralisierten Tiefenwässern an der Basis vor.

Das Wasser ist angereichert mit durchschnittlich 255 mg freiem CO₂ pro Liter (Schultze & Haupt 1999). Die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Messung des gelösten anorganischen Kohlenstoffs zeigt eine Signatur von -2,7 ‰, was auf eine tiefreichende (vulkanogenes CO₂-Typ A) nicht mit dem Wasser in Verbindung stehende CO₂-Quelle hindeutet. Die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Werte von -9,71 ‰ und -62,5 ‰ des Wassers explizieren hingegen auf meteorische Wässer. Die Aufnahme des CO₂ geschieht durch Lösungsprozesse im evaporitischen, vorzugsweise im halitischen Gesteinen des Zechsteins, in denen das CO₂ fixiert ist.

Ähnliche Verhältnisse gelten für Bad Liebenstein (BLI) und den Schmalborn (SBR). Beim Schmalborn ist allerdings davon auszugehen, dass keine Beeinträchtigung von oberflächennahen Wässern vorliegt (Morgenroth 1999).

Die Wässer befinden sich im überkritischen Gleichgewicht, was die Gleichgewichtssimulation zeigt. Durch den Zufluss von Wässern höherer Grundwasserstockwerke wird in erster Linie nur das überschüssige Tiefen-CO₂ aufgenommen. Allerdings prägen die Zechsteinwässer eindeutig die Wasserchemie, wobei der pH-Wert in den meisten Fällen mit 6,1 bis 6,4 im leicht saurem Bereich liegt, was wiederum die Lösung von Karbonaten begünstigt (CO₂-Typ B).

Die Bohrung Bad Salzungen 4/1869 (KBD) nimmt eine besondere Stellung ein. Die reine Sohle (maximale NaCl Sättigung) kommt aus 130 Meter Tiefe. Die $\delta^{13}\text{C}$ (DIC) Signatur liegt mit -7,6 ‰ noch im Bereich von Tiefen-CO₂. Die nahe liegendste Quelle für im Salz fixiertes CO₂ ist in den vorliegenden miozänen Basaltgängen und Durchbrüchen im Zechstein zu suchen, die unter anderem wasserhaltige CO₂-Fluide mit transportierten, was zur Lösung, Umwandlung (Lösungsmetamorphose) und Rekristallisation mit Fixierung von CO₂ in Schnitten, Klüften und Spalten (schnittgebundenes CO₂) oder zu mineralgebunden CO₂ (inkristallin, interkristallin oder intergranular) führt (Herrmann & Knipping 1993). Die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Isotopie zeigen im Vergleich zur Meteoric Water Line (MWL) einen höheren Wert. Es ist somit anzunehmen, dass Einflüsse von Tiefenwässern, wie sie Pippig, 1992 für eine Restlauge im Kalibergwerk Merkers beschrieben hat, vorliegen.

Ähnliche Ergebnisse erzielten Weise et al. (2001) und Koch et al. (2008) an mineralhaltigen Quellen im Vogtland /NW Böhmen. Die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ Werte von -4 bis -5 ‰ bzw. von -4,1 bis -4,5 ‰ lassen auf ein magmatisches Reservoir im Untergrund schließen. CO₂ steigt entlang von Störungszonen, wie dem Eger Rift und der Mariánské Lázně Störungzone auf. Hierbei interagiert es mit dem Grundwasser, was physikochemische Fraktionierungen zur Folge hat. Das reine magmatische CO₂ besitzt nach Weinlich et al. (1999) eine $\delta^{13}\text{C}$ Signatur von -2,7 ‰

8.6.5.2 Störungsgebundene Fluidwegsamkeiten und vulkanogenes CO₂

Die Probenwässer LAU, SBR und BLI beinhalten ihrer $\delta^{13}\text{C}$ Signatur nach CO₂ des Typs A. Die Gehalte liegen zwischen -2,1 und -3,0 ‰. Der Aufstieg der Wässer LAU und SBR liegt in Form von natürlichen Quellen vor, welches durch störungsgebundene Aufstiegswege natürlich zur Oberfläche gelangt. So ist die Lauraquelle (LAU) an das Störungssystem der NW-SE streichenden Heßleser Störungzone gekoppelt.

Diese schneidet in zwei parallelen Zweigen das Schmalkadetal. Die maximalen Sprunghöhen betragen ca. 200 m. Nach Böhne (1916) schließt ihr nördlicher Zweig an die Südrandstörung des Thüringer Waldes an. Hingegen fiedert der südliche Zweig der Störung in mehrere parallel südöstlich verlaufende Störungen auf (Taubmann 1965). Die Heßlesser Störungszone entspricht einem kombinierten Barriere-Leitungssystem mit Deformationsstrukturen entlang der Störungsfläche mit Zerstörung des Nebengesteinsverbandes. Ihre Zerrüttungszone hemmt den Fluidtransport. Hingegen ist die Permeabilität in der Bruchzone durch das engere Kluftnetz stark erhöht (siehe auch Kapitel 5.2.4 Kluftabstände in Umfeld von Störungen).

Auch der Schmalborn (SBR) ist an ein solches Störungssystem gebunden. Die Viernauer Störungszone ist im Bereich der Werra-Aue als Zerrüttungszone vorliegend und setzt sich in NW Richtung als Grabenstruktur in Richtung Bad Salzungen fort. In SE Richtung treten Sprunghöhen der Zechsteinsedimente von 200 Meter auf. Im weiteren Verlauf sind diese hochgeschleppt worden und an der Oberfläche abgeschlossen.

Die Probe BLI, die aus der Bohrung Hy Bad Liebenstein 1/1951 stammt, steht unter dem Einfluss der SW-Randstörung des Thüringer Waldes. Das Gebiet wird durch mehrere fiederartig auseinander gehende und parallel zueinander stehende Störungen geprägt. So befindet sich die Bohrung zwischen den nordwestlichen Verlängerungen von Stahlberg- und Klingerstörung im Kreuzungsbereich mit der Heßlesser Störung. Der Vertikalversatz kann mit ca. 200 Meter angegeben werden. An dieser Störung sind sowohl Buntsandstein und Zechstein sowie Zechstein und Präzechstein voneinander getrennt. Metasomatische Wässer sorgten in diesen Bereichen für die Entstehung von Eisenerzlagerstätten, was möglicherweise auch mit den hohen Eisengehalt der Probe BLI zusammenhängt (Hecht in Seidel 1995).

8.6.5.3 Kluftgebundene Fluidwegsamkeiten und vulkanogenes CO₂

Die großen CO₂-Lager (Typ A) im Werra-Kali-Revier sind an Schichtfolgen des oberen Rotliegenden und des Zechsteinsalzes fixiert. Das Auftreten von CO₂ des Typs A ist an Störungen und gerichteten Kluftbahnen gebunden, welche bis ins Grundgebirge reichen können. Mit der Auflösung des Salzes durch zirkulierende Grundwässer der verschiedensten Grundwasserstockwerke wird das im Salz fixierte CO₂ im Was-

ser gebunden. Es kommt zur pH-Wert Erniedrigung. Durch den natürlichen Aufstieg von sauren CO₂-haltigen Wässern an Störungen und Klüften in darüberliegende Zechsteinschichten wird zusätzlich gebundenes CO₂ (Typ B) aus dem Gestein gelöst.

Kluftgebundene Migrationswege für Tiefen-CO₂ sind durch Bohrungen, die bis in die Eisenach-Formation des Oberrotliegenden gehen, ersichtlich. Bezogen auf 1 Meter Bohrstrecke ist das Gestein zu 49 % geklüftet. Es besteht somit eine weitverbreitete Klüftigkeit. Die Kluftlängen betragen bis zu 5 Zentimeter und können ineinander übergehen. Sie fallen zumeist steil mit 80-90° ein. Eine befriedigende Aussage zur Streichrichtung kann nicht vorgenommen werden, da keiner der Bohrkern gerichtet entnommen wurde. Es ist aber wahrscheinlich, dass eine der Hauptkluftrichtungen NNW-SSE bis N-S verläuft, da sich dieses Bild in den Zechsteinsalzen in Form von CO₂-haltigen Klüften, sogenannte Schlechten, widerspiegelt.

Hingegen ist die Klufthäufigkeit im Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein, dem sogenannten Weißliegenden, gering. Zwar ist der Anteil der offenen Klüfte groß, aber mit einer Klufthäufigkeit bezogen auf 1 Meter von 23 % liegen hier eher stauende Verhältnisse vor. Die Kluftlängen betragen zwischen 5 und 20 cm, werden aber meistens an Schichtgrenzen terminiert.

8.6.5.4 Karbonatisches CO₂ (Typ B) des Zechsteins

Die Grundwässer, zu denen die Wasserproben aus SHL, AH, DEB, SLF und LIB gehören besitzen $\delta^{13}\text{C}$ Signaturen zwischen -11,9 ‰ und -17,7 ‰ und gehören zum CO₂-Typ B. Die Signaturen sind somit im Bereich von Karbonatgesteinen. Dieses passt mit den dolomitischen und kalkigen Grundwasseraquiferen des Zechsteins gut überein.

8.6.5.5 Störungsgebundene Fluidwegsamkeiten und CO₂-Typ B

Die Wässer der Probe SHL steigen störungsgebunden an der Randstörung des Thüringer Waldes auf. An dieser stehen sich im Bereich des Quellaustrittes Schichtfolgen des Buntsandsteins mit unterlagerten Zechsteinfohlen und unterdevonische Eruptivgesteine des Thüringer Hauptgranitmassivs gegenüber. Mit dem Einfallen der NW-SE gerichteten Störung nach NW, liegen somit kleinräumige, isolierte Zechsteinlager unter dem Granit, die für die Mineralisierung der Quelle (SHL) verantwortlich sind. Anhand von Leitfähigkeits- und Tritiummessungen während eines Pumpversuches konnte der Aufstieg von höher mineralisiertem Wasser aus dem Grundgebirge nachwiesen werden (Götze 2005). Durch Verringerung der Pumpenleistung sind Zuflüsse von Jungwasseranteilen, die jünger als 50 Jahre sind, beobachtet worden. Hingegen sind bei höherer Pumpenleistung keine Tritiumwerte nachweisbar. Der $\delta^{13}\text{C}$ Wert zeigt mit -11,9 ‰ einen großen Einfluss von carbonatischem CO₂. Durch Zufluss von sauren Tiefenwässern, welche CO₂ des Types A beinhalten, handelt es sich hierbei um Mischwasser von Typ A und B. Die Abschätzung des Jungwasseranteils kann im Hinblick auf den durchschnittlichen ³H-Wertebereich der letzten Jahre (8-12 TU) mit 15 % angegeben werden (Götze 2005).

Das Wasser der Altensteiner Höhle (AH) zeigt mit -14,9 ‰ an $\delta^{13}\text{C}$ eindeutig CO₂ aus Karbonaten, was die Wasserwegsamkeiten und der natürliche Ausfluss der Quelle im Zechsteinkalk auch belegt. Da Lösungsprozesse auch ohne saure Wässer ablaufen können, wird der Einfluss von Tiefen-CO₂ ausgeschlossen. Mit der Beeinträchtigung des Gebietes durch die SW-Randstörung des Thüringerwaldes, die hier Zechstein gegen oberkarbonische Granite versetzt, kann ebenfalls nicht gerechnet werden. Eher handelt es sich um einen zwischen zwei Störungen isolierten oberflächennahen Karstgrundwasserleiter des Zechsteins.

Von der nordwestlichen Verlängerung der NW-SE streichenden Urnhäuser Störungszone, die im Bereich von Stadtlengsfeld wahrscheinlich noch als Zerrüttungszone vorliegt, stammt die Wasserprobe SLF. Entlang dieser Störungszone trat immer wieder Oberflächenwasser ein, welches über den Buntsandstein bis in den Zechstein einsickerte. Durch Lösungsprozesse und Abfuhr kam es zu Sackungen und Erdfällen, die heute geomorphologisch in Erscheinung treten (Roßdorfer Kutte, Bernhäuser Kutte).

Mit -17,6 ‰ ist der Einfluss von biogenen CO₂ (Typ C) schon sehr relevant. Der oberflächennahe Eintrag ist auch an den Gehalten von $\delta^{18}\text{O}$ mit -9,30 ‰ und $\delta^2\text{H}$ mit -63,6 ‰ zu erkennen. Das Wasser ist allerdings nach seiner Chemie eindeutig mit Zechstein in Kontakt gekommen. Da es sich aber um eine Probe aus einer Bohrung handelt und kein natürlicher Aufstiegsweg vorliegt, kann davon ausgegangen werden, dass ein Mischwasser, bestehend aus dem CO₂-Typ B und C, vorliegt. Typ C ist biogenes Boden-CO₂ und vorrangig oberflächennah anzutreffen.

8.6.5.6 Kluftgebundene Fluidwegsamkeiten und CO₂-Typ B

Das Zechsteinkarbonat besitzt einen sehr großen Anteil an offenen Klüften und ist bezogen auf 1 Meter Bohrstrecke zu 81 % geklüftet. Die Länge der Klüfte variiert zwischen 20 und 100 Zentimeter, wobei auch längere Klüfte bekannt sind.

Der Untere Werraanhydrit ähnelt, bezogen der Klüftigkeit der Eisenach-Formation. Er ist zu 50 % geklüftet und besitzt selten offene Klüfte. Die Kluftlängen betragen 5 bis 100 Zentimeter. Die Klüfte fallen mit 85° steil ein. Sie streichen bevorzugt NNW-SSE bzw. N-S und sind somit gleichzusetzen mit den Streichrichtungen und Aufstiegswegsamkeiten des Basaltvulkanismus. Dieses Muster setzt sich bis in den oberen Zechstein fort, wie aus den Aufzeichnungen des Blattes Lengsfeld (5226) bekannt ist.

Somit sind ebenfalls gute Grundwasserwegsamkeiten, die nach W bzw. SW gerichtet sind, vorhanden.

Den Hauptgrundwasserleiter bildet der Plattendolomit des Oberen Zechsteins mit seinem kavernösen Gefüge. Als grundwasserstauender Horizont liegt der Bröckelschiefer am Top des Zechsteins und bildet somit den Übergang zum nächst höheren Grundwasserleiter im Buntsandstein.

Bei der Wasserprobe DEB sind ähnliche Grundmechanismen, die zur Grundwasserbildung führen, vorhanden wie bei der Probe SLF. Nur das hier die gravitativ bedingte Abwärtsbewegung der Wässer über das Kluftsystem gesteuert wird. Mit einem Gehalt von -13,0 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ befindet sich karbonatisches CO₂ in Lösung. Auch hier sprechen die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Werte von -9,15 ‰ und -62,8 ‰ für junges oberflächen-

nahes Wasser. Es ist somit nicht ausgeschlossen, dass biogenes CO₂ (Typ C) in den Grundwasserleiter mit eingebracht wird.

Zur Wasserprobe LIB, welche ebenfalls eine $\delta^{13}\text{C}$ Signatur von 13,0 ‰ besitzt, ist zuzusagen, dass aus geologisch relevanter Sicht mit dem Vorhandensein eines größeren Basaltkörpers (Hunskopf) die Anwesenheit von Tiefen-CO₂ (Typ A) postuliert wird. Die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Gehalte weisen allerdings auf meteorisches Wasser hin. Mit der Aufnahme von Oberflächenwasser durch das Kluftsystem in unmittelbarer Umgebung des Basaltdurchbruches, ist die Möglichkeit gegeben Wasser in tiefer liegende Schichten zu bringen. Ein direkter Kontakt mit dem Zechstein kann allerdings auf Grund der An- und Kationenkonzentrationen ausgeschlossen werden. Möglicherweise liegt eine Mischung zwischen den CO₂-Typen A und C vor, die dazu führt, dass eine scheinbare $\delta^{13}\text{C}$ Isotopie von karbonatischen Gesteinen gemessen wurde.

8.6.5.7 Biogenes CO₂ (Typ C)

Die Proben WÖB, BHH und FIB stammen aus Quellbereichen, denen oberflächennahe Nährgebiete zu zuordnen sind. Eine Interaktion mit Tiefen-CO₂ und karbonatischen CO₂ ist hier ausgeschlossen. Die $\delta^{13}\text{C}$ Signatur zeigt mit Werten zwischen -19,6 ‰ und -23,1 ‰ eindeutig den Einfluss von oberflächennahen, biogenen CO₂. Das Wasser ist auf Grund der $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Werte meteorisch (siehe Tabelle 14 und Abbildung 57).

Durch seine lithologische Ausbildung weist der Buntsandstein unterschiedliche Durchlässigkeiten auf. In Bereichen mit ungestörten Lagerungsverhältnissen sind nach Hecht in Seidel (1995) T-Werte (Transmissivitätswert) für den Unteren und Mittleren Buntsandstein von 10^{-5} und 10^{-4} m²/s beschrieben. In gleichmäßig zerrütteten Zonen in Störungsnähe werden T-Werte um 10^{-3} m²/s genannt. Hingegen liegen in Störungszonen und Kreuzungsstellen von Störungen T-Werte von 10^{-2} m²/s vor. Generell werden die Sandsteinabfolgen als gute Kluftgrundwasserleiter und untergeordnet, vorzugsweise oberflächennah, auch als Porengrundwasserleiter angesprochen. Zwischengeschaltete tonige Horizonte besitzen hingegen grundwassergeringleitende Eigenschaften.

Die Untersuchungen zu Kluftrichtungen zeigen im Unteren und Mittleren Buntsandstein drei Kluftsysteme. Das für die Untersuchungen primäre Kluftsystem ist, wie

auch bereits aus dem Zechstein bekannt, das N-S bzw. E-W streichende System. Abweichungen in NNW-SSE bzw. NNE-SSW Richtungen sind gegeben und stehen mit der N-S Richtung im engen genetischen Zusammenhang. Weitere Kluftrichtungen sind NW-SE und NE-SW. Der Untere Buntsandstein (Bernburg) ist stärker geklüftet als der Mittlere Buntsandstein (Volpriehausen), was die Untersuchungen im Arbeitsgebiet gezeigt haben. Die Klüfte fallen mit 85 bis 90° ein und sind eher in E-W Richtung offen. Interaktionen zwischen atektonischen Erscheinungen im Zechstein, Bruchtektonik und Paläospannungsfeldern spielen eine entscheidende Rolle für den Abstieg und den Aufstieg von Fluiden.

8.6.6 Zusammenfassung

Insgesamt konnten drei Typen von CO₂ in den genommenen Wasserproben nachgewiesen werden. Sie wurden in die Kategorien vulkanogenes (Typ A), karbonatisches (Typ B) und biogenes (Typ C) CO₂ gegliedert.

Durch die unterschiedlichen Höhengniveaus der Einzugsgebiete und der grundwasserleitenden Schichten im südwestlichem Vorland sind die meisten Aquifere gespannt. Austrittsstellen von natürlichen, mineralischen Quellen sind zumeist an Störungen gebunden. An Kreuzungszonen bzw. Störungsbahnen, welche NW-SE bzw. NE-SW streichen, sind diese zu finden. Die Kluftrichtung wird zumeist durch den Störungsverlauf geprägt und dient damit störungsnah in Form von Zerrüttungszonen für bruchkontrollierte Migrationswegsamkeiten. An diesen Störungen sind auch die CO₂-Lager des Typs A gebunden.

Indirekte Beweise für Migrationswege finden sich an den N-S streichenden Klüften im Zechstein und Buntsandstein. Sie zeichnen sich durch Bleichungen an den Klufträndern ab und lassen sich vom Buntsandstein bis ins Rotliegende verfolgen.

Das biogene CO₂ (Typ B), gelangt über Lösungsprozesse im Zechsteinkarbonat in das Grundwasser. Die Abfuhr geschieht über die Grundwasserbewegung entweder über einen Kluftgrundwasserleiter oder einem Karstgrundwasserleiter. Ihr Aufstieg zur Oberfläche ist dann zumeist ebenfalls störungsbedingt.

Der Eintrag von biogenen CO₂ (Typ C) in den Grundwasserleiter erfolgt oberflächennah durch Klüfte und Poren. Mit zunehmender Teufe verliert der Porengrundwasser-

leiter an Bedeutung. Eine Infiltration erfolgt nur noch über Kluftwegsamkeiten und Karsterscheinungen des Zechsteins. Das Zusammentreffen zweier unterschiedlicher CO₂-Typen ist nicht ausgeschlossen und kann zu Mischformen führen, die eine eindeutige Interpretation schwierig machen.

9. Untersuchungen zu ausgewählten gesteintechnischen Parametern

Mit dem Durchlauf von CO₂-haltigen Fluiden an Klüften und anderen Schwächezonen im Buntsandstein werden Stoffkomponenten, wie Eisen- und Manganverbindungen gelöst und abtransportiert (siehe Wendler et al. 2011). Diese Stoffabfuhr ist letztlich für die beschriebenen Bleichungserscheinungen verantwortlich. Im Weiteren ist nun festzustellen, welche Auswirkungen der Abtransport dieser mineralischen Phasen für die physikalischen Gesteinseigenschaften besitzt. Besonders relevant sind die gesteintechnischen Eigenschaften Druck- und Spaltzugfestigkeit, da durch eine Verminderung dieser, infolge von CO₂-Fluideintrag, die Standfestigkeit des Speichergesteins nicht mehr gewährleistet werden kann.

9.1 Druckfestigkeit

Als einaxiale Druckfestigkeit (σ_u) wird die maximale Druckspannung bezeichnet, die von einem Prüfkörper bei einer axialen Belastung aufgenommen werden kann. Somit ist die Druckfestigkeit (σ_u) der Höchstwert der axialen Spannung, welcher ein Probekörper aufnehmen kann. Sie berechnet sich wie folgt nach Gleichung 14 (Mutschler 2004):

$$\sigma_u = \frac{F_{max}}{A} \quad (14)$$

Die Versuchsdurchführung zur mechanischen Stabilität erfolgte am Steinmann Institut der Universität Bonn mit einer Hydraulikpresse der Firma LUKAS und der dazugehörigen Steuerelektronik der Firma BURSTER nach der DIN 52105. Der Versuchsablauf fand unter stetiger Erhöhung der Druckkräfte statt, was schließlich zum Versagen des Prüfkörpers führte.

Die Versuche wurden an zylindrischen Proben mit einem Durchmesser von 2,9 Zentimeter und einer Höhe von 3 Zentimeter durchgeführt. Die Berechnungen hierzu sind ebenfalls in der DIN-Vorschrift 52105 verankert. Es wurden insgesamt 6 Sandsteinproben untersucht, wobei Proben 1 bis 4 aus dem Unteren Buntsandstein, suB (Dorndorf-Kieselbach) und Probe 6 und 7 aus dem Mittleren Buntsandstein, smV (Vacha) stammen. Die Probe 5 konnte auf Grund zu geringer Festigkeit nicht gemes-

sen werden. Eine genaue Bezeichnung des Probenmaterials kann aus Tabelle 17 entnommen werden. Die Herstellung der Plugs zu jeder einzelnen Sandsteinprobe erfolgte in x-y-z Richtung, wobei die x- und y-Richtung immer parallel zur Schichtung und die z-Richtung senkrecht zur Schichtung liegt.

Tabelle 17: Auflistung des Probenmaterials mit vorlaufender Probennummer, Herkunftsort, stratigrafischer Einordnung und Beschreibung der Farbgebung mit Abschätzungen zu Bleichungserscheinungen. (Pr. Nr. = Probennummer, Stbr. = Steinbruch, s-gebleicht = schichtgebleicht).

Pr. Nr.:	Lokation:	stratigrafische Einordnung:	Beschreibung:
1	Dorndorf - Kieselbach, westlicher Stbr.	Unterer Buntsandstein, Bernburg-Folge (suB)	weiß, s-gebleicht
2	Dorndorf - Kieselbach, östlicher Stbr.	Unterer Buntsandstein, Bernburg-Folge (suB)	weiß, s-gebleicht
3	Dorndorf - Kieselbach, westlicher Stbr.	Unterer Buntsandstein, Bernburg-Folge (suB)	rot, ungebleicht
4	Dorndorf - Kieselbach, östlicher Stbr.	Unterer Buntsandstein, Bernburg-Folge (suB)	rot, ungebleicht
5	Vacha, Stbr. SE-Ende Siechenberg	Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Folge (smV)	rot / weiß
6	Vacha, Stbr. SE-Ende Siechenberg	Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Folge (smV)	rot / weiß
7	Vacha, Stbr. SE-Ende Siechenberg	Mittlerer Buntsandstein, Volpriehausen-Folge (smV)	rot / weiß

Die Druckfestigkeiten im Unteren Buntsandstein (suB) variieren parallel der Schichtung (x- und y-Richtung) zwischen 19,15 und 56,71 MPa und senkrecht zur Schichtung (z-Richtung) zwischen 17,34 und 60,80 MPa. Ein anisotropes Verhalten in x-, y- und z-Richtung ist nicht zu beobachten. Die Unterschiede in der Festigkeit zwischen schichtgebleichten und ungebleichten Sandsteinen sind dem Diagramm 4 zu entnehmen.

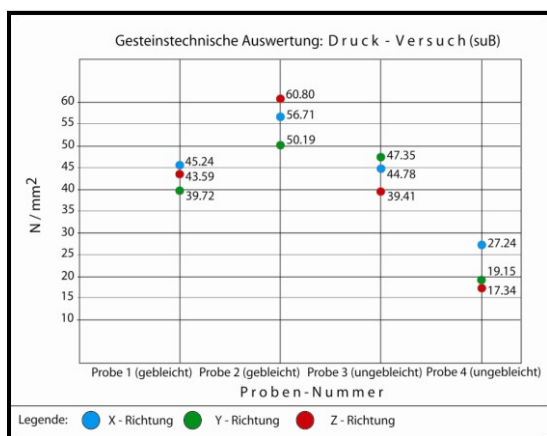


Diagramm 4: Gesteintechnische Auswertung des Druckversuches an schichtgebleichten und ungebleichten Sandsteinen der Bernburg-Folge im Unteren Buntsandstein bei Dorndorf-Kieselbach.

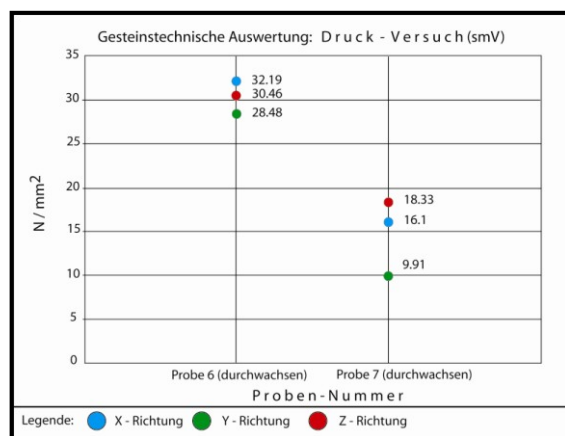


Diagramm 5: Gesteintechnische Auswertung des Druckversuches an mit Schichtbleichungen durchwachsenen Sandsteinen der Volpriehausen-Folge im Mittleren Buntsandstein bei Vacha.

Der Mittlere Buntsandstein (smV) zeigt Druckfestigkeiten zwischen 9,91 und 32,19 MPa parallel zur Schichtung (x- und y-Richtung) und 18,33 bis 30,46 MPa senkrecht zur Schichtung. Auch die Proben im Mittleren Buntsandstein zeigen keine auffallende Anisotropie in x-, y- und z-Richtung (Diagramm 5).

Der Vergleich zwischen den Druckfestigkeiten im Unteren Buntsandstein und dem Mittleren Buntsandstein zeigt deutlich einen Unterschied. Generell besitzen die Proben aus Dorndorf-Kieselbach (suB) höhere Festigkeitswerte.

Die beprobten Sandsteine (suB) aus dem westlichen Steinbruch bei Dorndorf-Kieselbach werden gegenüber den als mittel- bis grobkörnig charakterisierten Sandsteinen von Vacha (smV) als fein- bis mittelkörnig angesprochen. Die Zementierung des Sandsteines der Volpriehausen-Folge ist als schlecht anzusehen. Demgegenüber steht ein stark zementierter Sandstein der Bernburg-Folge. Weitere Unterschiede lassen sich in der quantitativen Mineralzusammensetzung beobachten. So ist der Feldspatanteil in den Sandsteinproben von Dorndorf-Kieselbach (smB) deutlich geringer als in den Proben von Vacha (smV). Generell wird geschlussfolgert, dass der Sandstein in Vacha (smV) sich auf Grund geringerer Zementierung und somit durch höhere Porositäten auszeichnet. Weiterhin spricht die gröbere Körnigkeit für eine geringere Druckfestigkeit (Abbildungen 60 A, B).

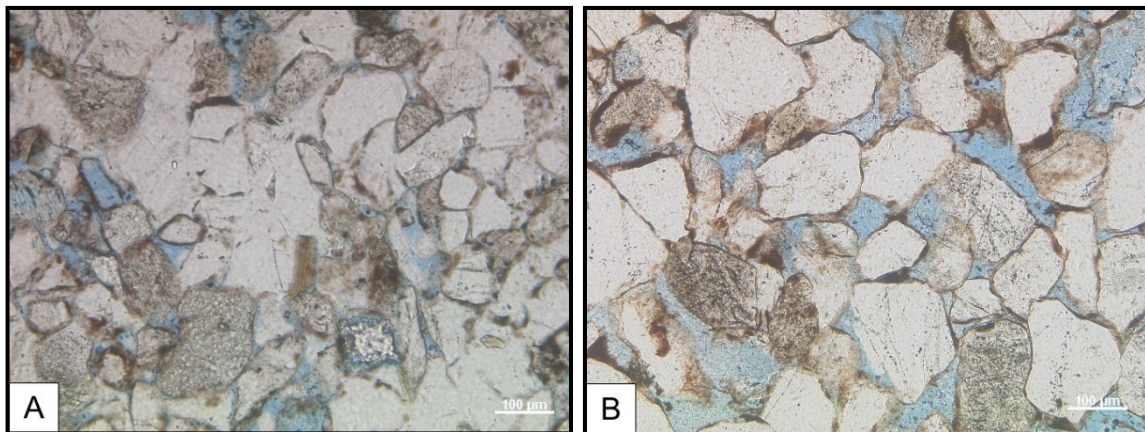


Abbildung 60 A: fein- bis mittelkörniger Unterer Buntsandstein der Bernburg-Folge mit hohem Zementierungsgrad - Probe: HS172; 10x-3+ (Foto: Köster, Jens).

Abbildung 60 B: mittel- bis grobkörniger Mittlerer Buntsandstein der Volpriehausen-Folge mit schlechter Zementierung - Probe: BB11; 10x-1+ (Foto: Köster, Jens).

9.2 Spaltzugfestigkeit

Die Beanspruchung eines einachsiger durch Zugkraft beanspruchten Körper wird als Zugfestigkeit (σ_z) eines Gesteinskörpers bezeichnet. Die Festigkeitsparameter eines Probenkörpers, welcher durch Zugkräfte beansprucht wird, leitet sich aus den Kohäsionskräften zwischen den Mineralen ab (Kornbindungskraft). Diese werden bestimmt durch Korngröße, Kornformen und Korneinregelung (Verzahnungsgrad) sowie der Zementierungsart (kieselig, karbonatisch, tonig).

Die Versuchsdurchführung zur Zugfestigkeit erfolgte am Steinmann Institut der Universität Bonn mit einer Hydraulikpresse der Firma LUKAS und der dazugehörigen Steuerelektronik der Firma BURSTER nach der DIN 22024. Hierbei wurden zylindrische Sandsteinprobenkörper mit einem Durchmesser von 2,9 Zentimeter und einer Höhe von 3 Zentimeter so lange durch eine Streifenlast beansprucht, bis es zum Bruch kam. Die Berechnungsgrundlage ist ebenfalls in der DIN 22024 festgehalten.

Das Probenmaterial ist identisch mit dem des Druckversuches und unterliegt oben genannten Aufbereitungsparametern (siehe Kapitel 9.1 Druckfestigkeit). Die genaue Kennzeichnung ist in der Tabelle 17 beschrieben.

Die Spaltzugfestigkeit definiert sich über die Dimensionen Probenhöhe h und den Probendurchmesser d sowie der Maximalkraft F_{max} . Sie lässt sich nach folgender Gleichung 15 bestimmen:

$$\sigma_z = \frac{2 F_{max}}{\pi d h} \quad (15)$$

Die Spaltzugfestigkeiten im Unteren Buntsandstein (suB) liegen parallel der Schichtung (x- und y-Richtung) zwischen 2,87 und 4,74 MPa und senkrecht zur Schichtung (z-Richtung) zwischen 3,89 und 5,21 MPa. Ein anisotropes Verhalten zwischen der x- und y-Richtung sowie der z-Richtung lässt sich andeutungsweise in Form von höheren Spaltzugfestigkeiten in z-Richtung beobachten. Einen Unterschied in der Festigkeit zwischen schichtgebleichten und ungebleichten Sandsteinen ist nicht zu erkennen (Diagramm 6).

Der Mittlere Buntsandstein (smV) zeigt Spaltzugfestigkeiten zwischen 0,49 und 3,38 MPa parallel zur Schichtung (x- und y-Richtung) und 2,02 bis 3,33 MPa senkrecht zur Schichtung. Die Proben im Mittleren Buntsandstein zeigen keine auffallende Anisotropie in x-, y- und z-Richtung (Diagramm 7).

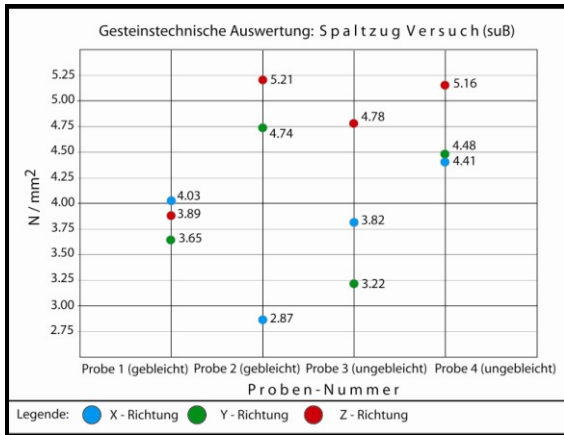


Diagramm 6: Gesteinstechnische Auswertung des Spaltzugversuches an schichtgebleichten und ungebleichten Sandsteinen der Bernburg-Folge im Unteren Buntsandstein bei Dorndorf-Kieselbach.

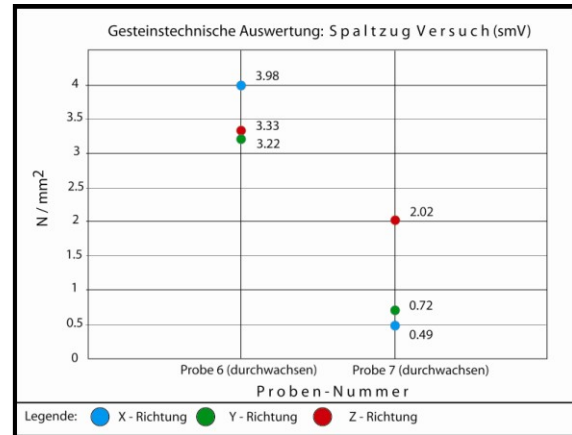


Diagramm 7: Gesteinstechnische Auswertung des Spaltzugversuches an mit Schichtbleichungen durchwachsenen Sandsteinen der Volpriehausen-Folge im Mittleren Buntsandstein bei Vacha.

Der Vergleich zwischen den Spaltzugfestigkeiten im Unteren Buntsandstein und dem Mittleren Buntsandstein zeigt allerdings nur einen geringen Unterschied. Generell zeigen die Proben aus Dorndorf-Kieselbach (suB) analog zu den Druckversuchen höhere Spaltzugfestigkeitswerte.

Auch im Fall der Spaltzugfestigkeit lassen sich die höheren Werte für den Bernburg Sandstein gegenüber den Sandstein der Volpriehausen-Folge mit den bereits genannten unterschiedlichen Gesteinseigenschaften erklären (siehe Kapitel 9.1 Druckfestigkeit). Auch Unterschiede im Gefüge der Sandsteine spielen eine wesentliche Rolle. Die Versuche zeigen, dass in fast allen Sandsteinproben eine geringere Zugfestigkeit parallel zur Schichtung auftritt. Entlang von Schichtgrenzen weist der Kornverband geringere Kohäsionskräfte auf. Damit werden Schichtflächen bevorzugt als Schwächezonen für Brüche benutzt.

9.3 Zusammenfassung und Diskussion

Mit der durchgeführten Versuchsreihe lassen sich Rückschlüsse über Druck- bzw. Spalt-Zug Eigenschaften und somit der Festigkeit in gebleichten und ungebleichten Bereichen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins (Bernburg-Folge und Volpriehausen-Folge) ziehen. Dieses ist von essenzieller Bedeutung für die Betrachtung des Gesteins als mögliches Speichergestein für CO₂.

Untersucht wurden schichtgebundene Bleichungen in unmittelbarer Nähe von klufftgebundenen Bleichungen, ungebleichte Bereiche und Bereiche in denen sowohl Bleichung als auch ungebleichtes Gestein auftritt. Unter der Annahme, und das ist im Werra-Kaligebiet höchstwahrscheinlich, dass der Untere und der Mittlere Buntsandstein mit CO₂ in Kontakt getreten ist, kann folgendes zusammenfassend gesagt werden.

9.3.1 Druckfestigkeit von gebleichtem und ungebleichtem Unteren Buntsandstein der Bernburg-Folge

Der untersuchte, schichtgebleichte Untere Buntsandstein der Bernburg-Folge besitzt mit durchschnittlich 49,38 N/mm² eine höhere Druckfestigkeit als der beprobte, ungebleichte Untere Buntsandstein der Bernburg-Folge mit durchschnittlich 32,55 N/mm² (Tabelle 18).

Tabelle 18: Vergleich zwischen der Druckfestigkeit gebleichter und ungebleichter Bereiche im Unteren Buntsandstein.

Druckfestigkeit		Unterer Buntsandstein (gebleicht)			Unterer Buntsandstein (ungebleicht)			
N/mm ²								
Richtung:	max.-Wert:	min.-Wert:	Ø-Wert:	Differenz:	max.-Wert:	min.-Wert:	Ø-Wert:	Differenz:
x-Richtung	56.71	45.24	50.98	11.47	44.78	27.24	36.01	17.54
y-Richtung	50.19	39.72	44.96	10.47	47.35	19.15	33.25	28.20
z-Richtung	60.80	43.59	52.20	17.21	39.41	17.34	28.38	22.07
	Ø aus x, y, z Richtung: 49.38				Ø aus x, y, z Richtung: 32.55			

Anisotropien in x, y und z-Richtung sind im schichtgebleichten Unteren Buntsandstein vernachlässigbar. Der maximale Unterschied von 6,02 N/mm² besteht zwischen der x und y-Richtung. Ähnliches gilt für den ungebleichten Sandstein, der einen maximalen Unterschied von 7,63 N/mm² zwischen der x und der z-Richtung zeigt.

Eine mögliche Ursache für die unterschiedlichen Druckfestigkeiten zwischen gebleichten und ungebleichten Sandsteinen der gleichen Formation können Zementierungen im Porenraum sein, die durch das durchströmen von Fluiden entstanden sind. Lösungs- und Abfuhrprozesse sorgen für den Abtransport von Eisen, wodurch das Gestein gebleicht wird. Durch erneute Fluideinwirkung kann aber auch eine Stoffanlagerung in Form von Zementierungen geschehen, was zur Porenraumfüllung führt und die Druckfestigkeit heraufsetzt.

Untersuchungen zu Druckfestigkeit zwischen hellen (gebleichten) und roten (ungebleichten) Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins wurden 1997 von der FH Schmalkalden (Architekturbüro Bießmann & Büttner 1997) im Rahmen von Restaurierungsarbeiten durchgeführt. Der helle Sandstein, der überwiegend toniges Bindematerial besitzt (Druckfestigkeit $36,04 \text{ N/mm}^2$, Korngröße $0,32 \text{ mm}$), weist gegenüber dem ungebleichten Sandstein (Druckfestigkeit $164,92 \text{ N/mm}^2$, Korngröße $0,15 \text{ mm}$) mit einer eher karbonatischen Zementierung eine mehr als das vierfach geringere Druckfestigkeit auf. Dabei besitzt er eine doppelt so große Körnung als der ungebleichte Sandstein.

Ähnliche Ergebnisse zeigte Gafert-Kalaitzidis (2010) an Experimenten mit superkritischem CO_2 und NaCl Lösung. Deutliche Änderungen konnten während der Experimente an der Permeabilität festgestellt werden, was letztendlich zur Verminderung der Druckfestigkeit führte. Dieses zeigte sich in Form von neu entstandenen Rissen und Klüften. Die Bindung neuer Karbonatphasen im Porenraum konnte während der Dauer der Experimente nicht nachgewiesen werden. Thuro (1998) beschreibt hingegen eine Abhängigkeit zwischen Porosität und Festigkeit.

Im Allgemeinen ist festzuhalten, dass die Ursache der Bleichung die Abfuhr von Eisen ist. Wenn kein weiterer Fluidzufluss erfolgte, ist davon auszugehen, dass bereits dieser Prozess ausreicht die Druckfestigkeit zu verringern. Ist das Gestein mehreren unterschiedlichen zeitlich aufeinanderfolgenden Fluidphasen ausgesetzt, kann es neben der Abfuhr von Stoffen auch wieder zur Anreicherung in Form von silikatischen oder karbonatischen Bindemitteln kommen. Hiermit verbunden ist eine Erhöhung der Druckfestigkeit.

9.3.2 Druckfestigkeitsvergleich zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein

Prinzipiell besitzt der untersuchte Untere Buntsandstein der Bernburg-Folge eine mittlere Druckfestigkeit von $40,97 \text{ N/mm}^2$. Laut Katzschmann et al. (2006) hat der Untere Buntsandstein eine Druckfestigkeit bei nicht vorhandener Lagerungsfläche von 45 N/mm^2 , was den Größenverhältnissen der gemessenen Proben entspricht.

Die Volpriehausen-Folge weist eine ermittelte durchschnittliche Druckfestigkeit von 22,58 N/mm² auf. Die Druckfestigkeit ist damit fast doppelt so groß als die der Bernburg-Folge mit 40,97 N/mm² (Tabelle 19).

Tabelle 19: Vergleich zwischen der Druckfestigkeit im Unteren und Mittleren Buntsandstein.

Druckfestigkeit		Unterer Buntsandstein				Mittlerer Buntsandstein			
N/mm ²									
Richtung:	max.-Wert:	min.-Wert:	Ø-Wert:	Differenz:	max.-Wert:	min.-Wert:	Ø-Wert:	Differenz:	
x-Richtung	56.71	27.24	43.50	29.47	32.19	16.10	24.15	16.09	
y-Richtung	50.19	19.15	39.11	31.04	28.48	9.91	19.20	18.57	
z-Richtung	60.80	17.34	40.29	43.46	30.46	18.33	24.40	12.13	
	Ø aus x, y, z Richtung: 40.97				Ø aus x, y, z Richtung: 22.58				

Die Gründe hierfür sind in der kaum vorhandenen Zementierung und der Korngröße zu suchen.

9.3.3 Spalt-Zug Versuch von gebleichtem und ungebleichtem Unteren Buntsandstein der Bernburg-Folge

Die Untersuchungen zur Spalt-Zug Festigkeit ergeben für den gebleichten Unteren Buntsandstein der Bernburg-Folge ähnliche Werte wie für den ungebleichten Unteren Buntsandstein der Bernburg-Folge (Tabelle 20).

Tabelle 20: Vergleich zwischen den Spalt-Zug Versuchen an gebleichten und ungebleichten Bereichen im Unteren Buntsandstein.

Spalt-Zug Versuch		Unterer Buntsandstein (gebleicht)				Unterer Buntsandstein (ungebleicht)			
N/mm ²									
Richtung:	max.-Wert:	min.-Wert:	Ø-Wert:	Differenz:	max.-Wert:	min.-Wert:	Ø-Wert:	Differenz:	
x-Richtung	4.03	2.87	3.45	1.16	4.41	3.82	4.12	0.59	
y-Richtung	4.74	3.65	4.20	1.09	4.48	3.22	3.85	1.26	
z-Richtung	5.21	3.89	4.55	1.32	5.16	4.78	4.97	0.38	
	Ø aus x, y, z Richtung: 4.07				Ø aus x, y, z Richtung: 4.31				

Im gebleichten Sandstein steht ein Maximalwert von 5,21 N/mm² in z-Richtung und ein Minimalwert von 2,87 N/mm² in x-Richtung einem Maximalwert von 5,16 N/mm² in z-Richtung und einem Minimalwert von 3,22 N/mm² in y-Richtung des ungebleichten Sandsteines gegenüber. Insgesamt besitzt die gebleichte Sandsteinprobe eine

durchschnittliche Spalt-Zug Festigkeit von 4,07 N/mm² und die ungebleichte Sandsteinprobe eine gemittelte Spalt-Zug Festigkeit von 4,31 N/mm². Es kann somit davon ausgegangen werden, dass sich die Spalt-Zug Festigkeit im gebleichten Unteren Buntsandstein ähnlich verhält wie im ungebleichten Unteren Buntsandstein.

Es deutet sich an, dass durch einen wiederholten Fluideinfluss mit jeweils unterschiedlicher Zusammensetzung, partiell Bleichung und damit Stoffabfuhr erfolgte und im weiteren Verlauf Fluide den fein bis mittelkörnigen Sandstein wieder stark zementierten. Somit lassen sich für den Unteren Buntsandstein die identischen Werte für die Spalt-Zug Festigkeit in gebleichten und ungebleichten Bereichen erklären.

9.3.4 Spalt-Zug Versuch zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein

Der Vergleich zwischen dem untersuchten Unteren und Mittleren Buntsandstein zeigt eine fast doppelt so große Spalt-Zug Festigkeit des Unteren Buntsandsteines mit 4,19 N/mm² gegenüber dem Mittleren Buntsandstein mit 2,29 N/mm² (Tabelle 21).

Tabelle 21: Vergleich zwischen den Spalt-Zug Versuchen im Unteren und Mittleren Buntsandstein.

Spalt-Zug Versuch	Unterer Buntsandstein				Mittlerer Buntsandstein			
N/mm ²								
Richtung:	max.-Wert:	min.-Wert:	Ø-Wert:	Differenz:	max.-Wert:	min.-Wert:	Ø-Wert:	Differenz:
x-Richtung	4.41	2.87	3.79	1.54	3.98	0.49	2.24	3.49
y-Richtung	4.74	3.22	4.03	1.52	3.22	0.72	1.97	2.50
z-Richtung	5.21	3.89	4.76	1.32	3.33	2.02	2.68	1.31
	Ø aus x, y, z Richtung:			4.19	Ø aus x, y, z Richtung:			2.29

Dieses Ergebnis deutete sich bereits durch den vorangegangenen Druckversuch an. Somit ist prinzipiell davon auszugehen, dass der beprobte Mittlere Buntsandstein der Volpriehausen-Folge eine geringere Standfestigkeit besitzt als der Untere Buntsandstein der Bernburg-Folge. Dieses wird auch durch die Klüftigkeit des Gesteins deutlich. Besitzt der Sandstein der Bernburg-Folge eine mittlere Klüftigkeit in E-W Richtung von 64,3 Zentimeter und 73,1 Zentimeter in N-S Richtung, so nimmt die Klüftigkeit im Sandstein der Volpriehausen-Folge mit 13,1 Zentimeter in E-W Richtung und 17,9 Zentimeter in N-S Richtung merklich zu. Hinzu kommen noch die unterschiedlichen Korngrößen beider Sandsteine und deren Zementierungsgrad, die Ursache für die unterschiedlichen untersuchten gesteintechnischen Parameter sind.

10. Auslaugungs- und atektonische Erscheinungen

Neben der reinen Bruchtektonik finden sich besonders im Werra-Kaligebiet Hinweise auf Subrosion, die zu großflächigen Absenkungen führten. Hiermit verbunden ist die Anlage von Brüchen und Störungen, die z.T. zum Einsturz der hangenden Schichtfolgen beitrug. Diese als atektonische Brüche oder Subrosionssenken bezeichneten Strukturen basieren somit auf der Auslaugung des Zechsteinsalzes und sind infolge von Lösungsprozessen und Stofftransporten und der daraus resultierenden Absenkung der überlagernden Schichtfolgen entstanden. Dieser Prozess setzt die Standfestigkeit überlagernder Gesteinsformationen herab und erschließt bzw. vergrößert Fluidmigrationswege. Die Kenntnis darüber ist entscheidend für die Standortwahl eines potenziellen CO₂-Speichers im Untergrund.

10.1 Kurzer Abriss der Voraussetzungen von Subrosionsprozessen

Auslaugungssenken und Depressionen sind auffällige landschaftsprägende Elemente dieser Region. Grundvoraussetzung zu ihrer Entstehung sind auslaugungsfähige evaporitische Ablagerungen, Wasserzutritte in das Salinar und der Abtransport der Salzlaugen.

Die Verfügbarkeit von Wasser erfolgt über zirkulierende Grundwässer und Oberflächenwässer. Bedingt durch die genannten strukturgeologischen Verhältnisse (siehe Kapitel 3.4 Überblick der strukturgeologischen Verhältnisse) und den hydrogeologischen Verhältnissen (siehe Kapitel 8.1 Geologische und hydrogeologische Grundlagen) ist ein Wasserzutritt bis in lösliche Gesteinsfolgen des Zechsteins gegeben (z. B. Auslaugungssenken Frauensee-Lindenau und Dönges). Abhängig vom Erosionsgrad der Deckschichten und der Tiefenlage evaporitischer Formationen dienen auch die basaltischen Vulkanschlote sowie angrenzenden Gesteinsfolgen als Wegsamkeit zum Transport von Wässern.

Der Abtransport der Salzlauge erfolgt über tiefere Grundwasserbahnen, die bis in das Rotliegende hineinreichen. Auf ihrem Weg können sie sich mit anderen Grundwässern vermischen oder höhere Grundwasserstockwerke kontaminieren. Zum Teil treten sie aber auch als Solquellen wieder auf.

Die Folgen dieses Prozesses besitzen unterschiedliche Dimensionen. Sie reichen von bis zu mehrere Kilometer im Umfang ausgedehnten Senkungsbereichen der Erdoberfläche bis zu lokalen Erdfällen im Meterbereich.

10.2 Der Salzhang

Der Beckenrand der Zechsteinlagerstätte wird vom Salzhang gebildet. Hier erfolgte die Ablaugung flächenhaft und langsamer.

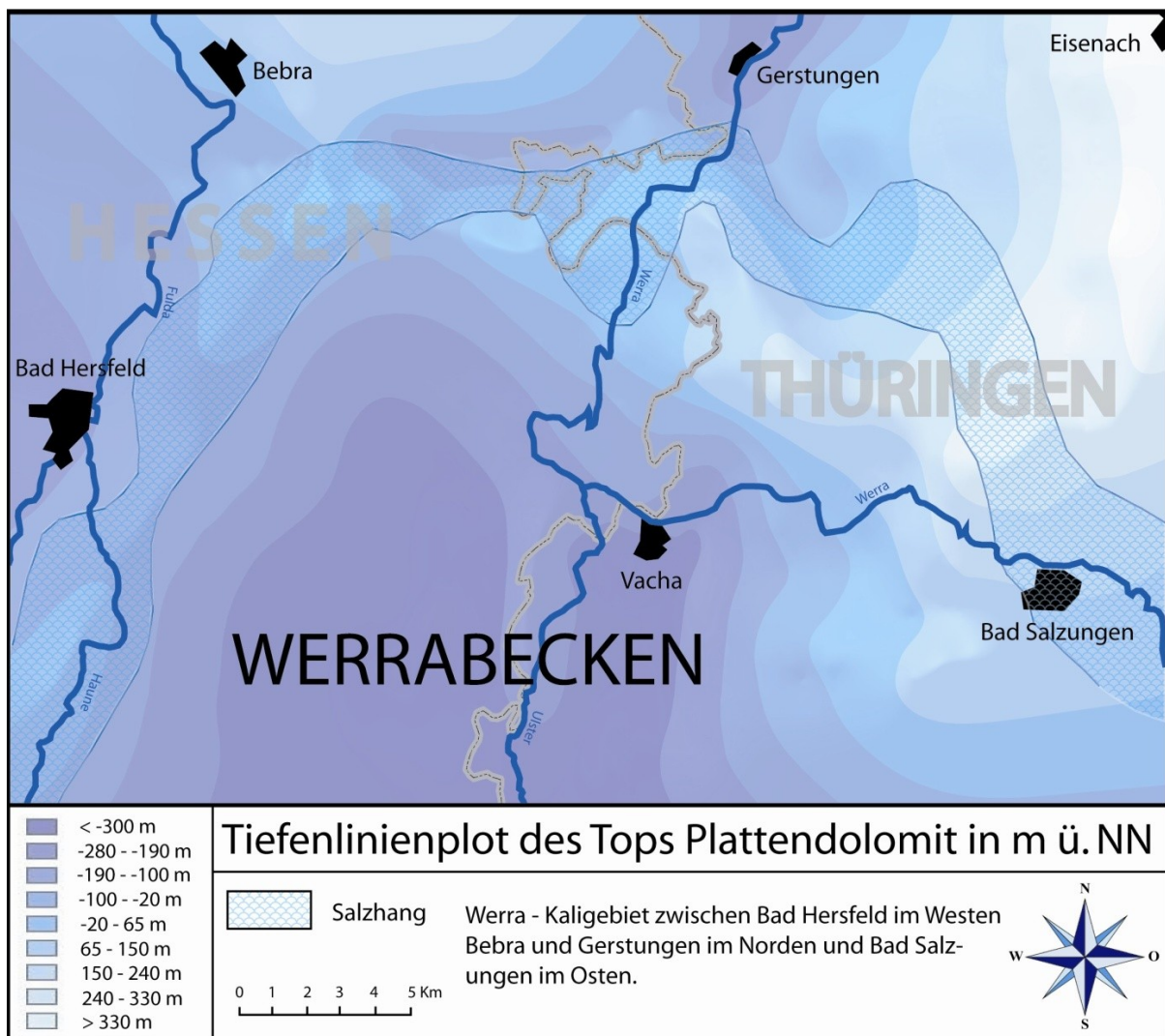


Abbildung 61: Die Ausbreitung des Salzhanges im Werrabecken reicht von Bad Hersfeld – Bebra – Gerstungen bis über Bad Salzungen hinaus. Deutlich ist anhand der Tiefenlage des Plattendolomits die Beckenstruktur zuerkennen (nach Skowronek et al. 1999).

Es bildete sich eine schräge Auslaugungsfläche, da die Evaporite vom Beckenrand zum Beckeninneren naturgemäß zunehmen. Durch das Weglösen der Evaporite an

den Rändern erzeugten eingeschaltete Tonlagen Barrieren und verhinderten somit weiteren Wasserzutritt, was letztendlich zur Stagnierung der Auslaugung in diesem Bereich führte. Hingegen gehen die Auslaugungsprozesse in den mächtigeren evaporitischen Sedimenten im Beckeninneren weiter. Abbildung 61 zeigt die Lage des Salzhanges sowie die Beckensignatur des Werrabeckens auf Basis vom Top des Plattendolomits.

10.3 Tektonik und atektonische Erscheinungen der Auslaugungsgebiete im Untersuchungsgebiet Werrabecken

Das Werrabecken mit seinen Rändern und Auslaugungsgebieten wurde bereits von Weber (1929, 1930, 1952) sowie von Hoppe (1944) aufgenommen. Modifizierungen und Ergänzungen folgten von Haase & Oettel (1963), Wüstner (1964), Kästner (1964) und Grumbt & Lütznier (1966). Weiterhin kommen noch zahlreiche Erkundungs- und Lagerstättenberichte dazu, die zur Prospektion von Kalisalz und CO₂ erarbeitet wurden.

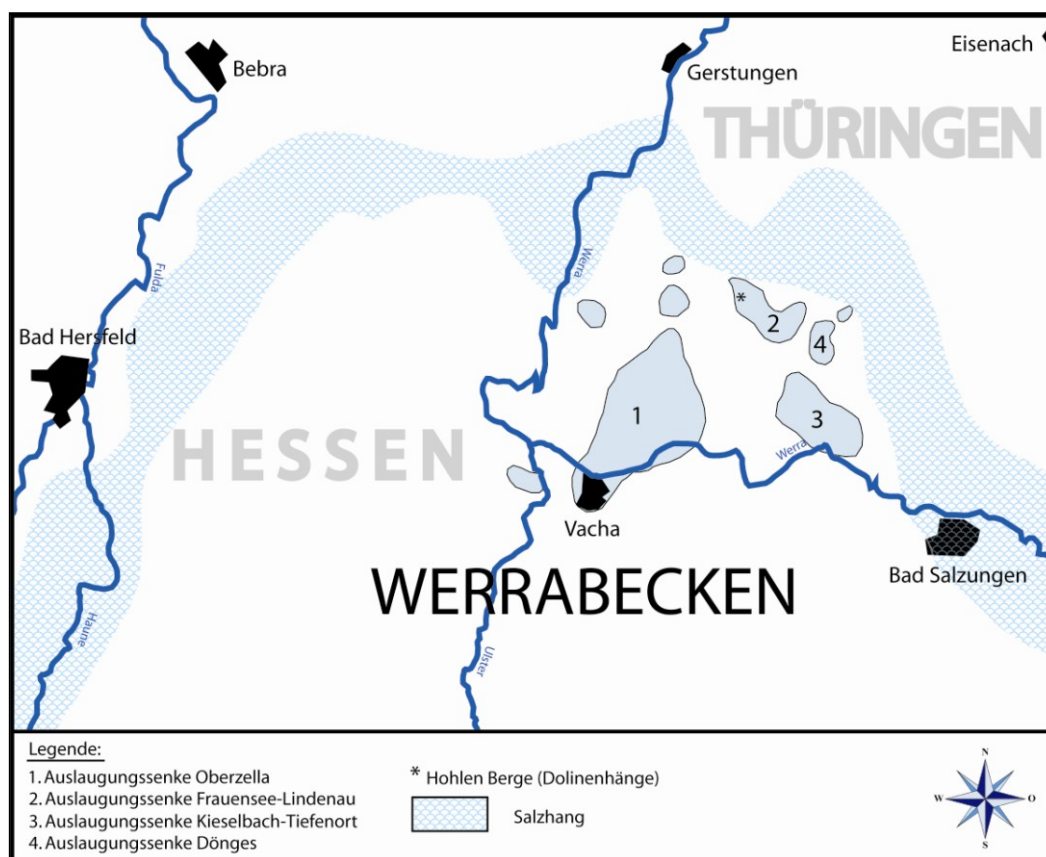


Abbildung 62: Überblick über die für das Untersuchungsgebiet wichtigsten Auslaugungssenken im Werrabecken. Der Salzhang stellt den Randbereich des Werrabeckens dar.

Die Untersuchungen konnten zeigen, dass in den wenigsten Fällen ein räumlicher Zusammenhang zwischen den an der Oberfläche kartierten eigentlichen Auslaugungssenken und dem unter Tage vorliegenden Auslaugungsgebieten besteht, die in der Regel in ihrer Ausdehnung größer sind als die Strukturen unter der Erdoberfläche.

Im Untersuchungsgebiet gibt es eine Vielzahl von größeren und kleineren Auslaugungssenken (Abbildung 62). Die Wichtigsten sind die Auslaugungssenke Oberzella, die Auslaugungssenke Kieselbach-Tiefenort, die Auslaugungssenke Frauensee-Lindenau und die Auslaugungssenke Dönges.

10.3.1 Auslaugungssenke Oberzella

In der Auslaugungssenke Oberzella liegt eine auffallend tiefreichende Ablaugung im unversehrten Salzlager vor. Diese zeichnet sich durch eine landschaftlich prägende Depression in der Buntsandsteinlandschaft aus. Hierbei treten Höhenunterschiede von bis zu 200 Meter auf. Die Abgrenzung zum Subrosionsbereich Vacha wird durch einen atektonischen Bruch westlich von Vacha sichtbar. Der Versatz zwischen der Volpriehausen Wechselfolge des Mittleren Buntsandsteins und den quartären Zersatzgrobschottern beträgt ca. 60 Meter.

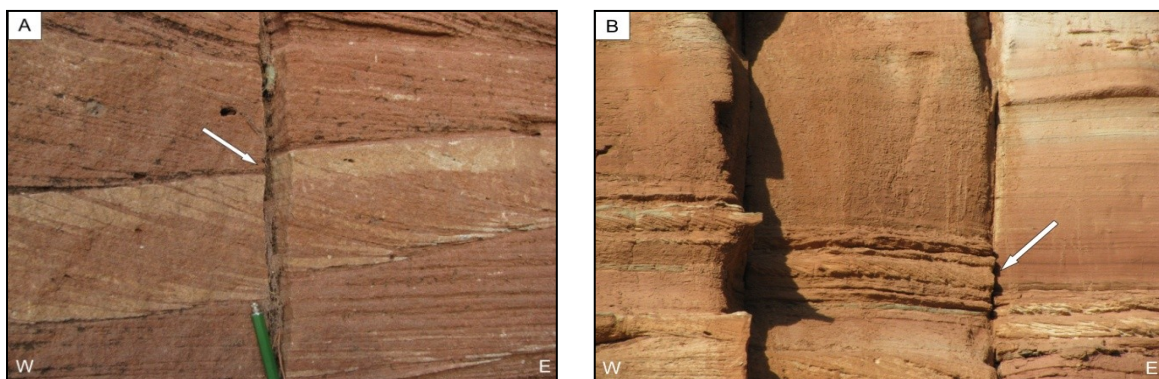


Abbildung 63 A und 63 B: Bruchbildung mit kleinen Versätzen im Unteren Buntsandstein infolge von Subrosion.

Generell spiegelt sich die Absenkung durch den zur Senkenmitte einfallenden Buntsandstein wider, was zur Anlage von atektonischen Brüchen führte (Abbildungen 63 A, B). Diese basieren vor allem auf vorliegenden, älteren bruchtektonischen Störungen, die die Oberzellaer Senke kreuzen und mit den Basaltdurchbrüchen im Miozän

vergesellschaftet sind. Über ihren Auflockerungszonen entstanden Wasserwegsamkeiten, die bis in das Zechsteinsalz reichen und somit die Subrosion bewirkten.

10.3.2 Auslaugungssenke Kieselbach-Tiefenort

Das Auslaugungsgebiet Kieselbach-Tiefenort wird von Haase & Oettel (1963) in den Senkungsraum Kieselbach und den Senkungsraum Tiefenort untergliedert. Diese werden von kleineren Störungen durchzogen, die prägend auf die Gestaltung der Senkenräume gewirkt haben. Durch den erosiven Einschnitt der Werra bei Kieselbach in den Unteren Buntsandstein gelang Oberflächenwässer auf einer SW-NE streichenden Verwerfung bis ins Zechsteinsalinar, was zur Auslaugung führte. Ellenberg & Kuhn (1967) konnten anhand von Beckensedimenten den untertägigen Verlauf der Störung indirekt nachweisen. Der Senkenbereich Tiefenort lässt sich vorwiegend aus pleistozänen Sedimenten ableiten und grenzt sich oberflächlich nur gegen den nördlichen Auenbereich der Werra ab.

10.3.3 Auslaugungssenke Frauensee-Lindenau

Die Auslaugungssenke Frauensee-Lindenau besteht aus dem Absenkungsbereich Lindenau, und dem Absenkungsbereich Frauensee, die geomorphologische Senken aufweisen. Durch die Bohrung Frauensee 2 können Rückschlüsse über die Interaktion zwischen bruchtektonischen Vorgängen und Auslaugung, infolge der erbohrten Verdoppelung des Plattendolomits und der darunter lagernden Einsturzbrekzie, gezogen werden (siehe auch Schnittdarstellung GK 25, 5126 Blatt Vacha). Die Senke Frauensee wird von zwei WNW-ESE streichenden Störungen eingeschlossen. Von den Randbereichen der Senke geht erhöhte Erosion in Form von Solifluktionsschutt aus, der zur Sedimentation im zentralen Teil beiträgt (Kuhn 1964).

10.3.4 Auslaugungssenke Dönges

Die Senke Dönges mit ihren knapp 2 km² befindet sich an der ESE Verlängerung des Störungssystems von Frauensee. Es kann somit angenommen werden, dass beide Senkungsbereiche auf tektonisch verursachte Wasserwegsamkeiten zurückgreifen.

10.3.5 Erdfallgebiet der Hohlen Berge

Ein bedeutendes Erdfallgebiet dieser Region stellen die Hohlen Berge dar. Neben Erdfällen (Abbildung 64) treten Spalten auf, denen Hiller (1958) zwei unterschiedliche Richtungen zuordnet. Markant ist die N-S Richtung der bis 200 Meter langen, 10-30 Meter breiten und 6-12 Meter tiefen Gräben (Abbildung 65). Auffällig ist, dass die Gräben ein deutliches Ost-West Gefälle aufweisen. Mitunter lassen sich sogar Staf-felbrüche nachweisen. Grumbt et al. (1967) sieht darin die Folge aus der Anlage von auseinandergezerrten Kluftspalten. Eine orthogonal dazu liegende E-W Richtung be-sitzt nur sekundäre Bedeutung. Auch in anderen Bereichen und besonders am Rand der Werraue lassen sich große bis zu mehreren 10er Zentimeter breite offene Spal-ten beobachten, die tektonisch vorgeprägt sind, aber sich infolge von Subrosion weit geöffnet haben (Abbildungen 66 A, B).



Abbildung 64 Erdfallkrater im Gebiet der Hohlen Berge. Der Krater besitzt einen Durchmesser von ca. 15 Meter und eine Tiefe von etwa 10 Metern.

Einströmendes Oberflächenwasser sorgt für weitere Erosion und Verbreiterung der atektonischen Klüfte.



Abbildung 65: N-S gerichtete Spalte im Gebiet der Hohlen Berge. Die Spalte erstreckt sich über mehrere 10er Meter und ist 5 Meter tief. Ihr Gefälle ist nach Westen gerichtet.



Abbildung 66 A und 66 B: atektonische Kluffterweiterung auf der Basis eines tektonisch vorgeprägten Kluffsystems im Unteren Buntsandstein. Die Klüfte erreichen Öffnungsweiten von 20 bis 40 Zentimetern. Eindringendes Oberflächenwasser führt zu weiterer Erosion.

10.4 Auslaugungserscheinungen im Gebiet Sontra Graben

Die Subrosion basiert im Arbeitsgebiet 1 um den Sontra Graben auf die Auslaugung von Gipsen des Zechsteins. Insgesamt konnten auf dem Blatt Sontra (GK 25, Blatt 4925) nach Motzka-Nöring (1987) 1380 sichtbare Erdfälle nachgewiesen werden. Die Lösungsprozesse werden durch das Eindringen von Oberflächen- oder Grundwässern über Klüfte gesteuert. Durch die damit verbundene Erweiterung der Klufflächen kommt es zur Schlotten- und Hohlrumbaueung. Zumeist erfolgt die Auslaugung in Kluft- bzw. Störungsrichtung. Oberflächennahe Gipshorizonte verursachen in der Regel Erdfälle von wenigen Metern, hingegen sind tiefer liegende Gipshorizonte selten verantwortlich für Einbrüche, die dann Dimensionen von über 50 Meter annehmen können.

Im Sontra Graben ist eine Sulfatauslaugung auf den Mittleren Muschelkalk zurückzuführen. Durch die tektonischen Bewegungen und der damit verbundenen großen und kleinräumigen Verkippungen während der Grabenaueubildung wurden vielfältige Wassereintrittswegsamkeiten auf Störungsbahnen und verzweigten Kluftsystemen frei, die zur Auslaugung führten. Demzufolge lassen sich im Sontra Graben auch keine Gipse mehr nachweisen.

Großräumige Depressionen, die auf flächenhafte Auslaugungsprozesse von Salzgesteinen des Zechsteins hinweisen, liegen nicht vor.

10.5 Subrosionserscheinungen im Arbeitsgebiet Bibraer Sattel

Bedingt durch die geologische Lage des Arbeitsgebietes 3 sind keine Auslaugungserscheinungen. Hinweise auf Auslaugung, verursacht durch eindringendes Oberflächenwasser an Klüften oder Störungen wurden nicht gefunden. Allerdings beschreibt Pröscholdt (1892) Furchen und Löcher, in denen bei Starkniederschlagsereignissen Wasser in den Untergrund versickert. Diese werden mit Störungen in Verbindung gebracht und als offene Stellen der sonst geschlossenen Verwerfungsspalten gedeutet.

10.6 Zusammenfassung und Diskussion

Zusammenfassend lässt sich postulieren, dass durch subrosive Vorgänge, die hauptsächlich über tektonische Klüfte und Störungen initiiert werden, atektonische Prozesse in Gang gesetzt wurden, die bis heute anhalten. Erosion infolge Oberflächenwässer sorgt in oberflächennahen Bereichen für den Erhalt und den Ausbau des Kluftsystems und somit für den Fortbestand der störungs- und kluftgebundenen Wasserwegsamkeiten in den Untergrund. Durch Auslaugung sacken überlagernde Schichtfolgen ein und bilden Risse und Klüfte. Großräumige Depressionen und lokale Erdfälle sind die Folge. Eine Trennung zwischen bruchtektonischen und atektonischen Strukturen ist nicht immer gegeben, da beide eng aneinander gekoppelt sind.

Jüngste Beispiele zeigen, dass besonders im südwestlichen Thüringer Vorland Subrosionsvorgänge aktiv sind. So stellt der Erdfall von Tiefenort (Abbildung 67), der sich am 23./24.01.2002 bildete bis heute lokal eine potenzielle Gefahr dar. Erneute Einbrüche am 28.01.2010 weisen auf einen fortlaufenden Auslaugungsprozess hin. Die Annahme, dass Altbergbau mit im Spiel sein könnte, wurde widerlegt.



Abbildung 67: Erdfall in Tiefenort vom 24.01.2002. Der Erdfall wird durch eine Betonplombe verschlossen. Am 28.01.2010 sackte die Erde an gleicher Stelle erneut nach.

Auch der Erdfall in Schmalkalden vom 01.11.2010 (Abbildung 68), der einen Durchmesser von ca. 25 Metern besitzt, hat eine natürliche Ursache. Bedingt durch den in

südwestlicher Richtung verlaufenden Grundwasserstrom, fungiert die NW-SE streichende Heßlesser Störungszone als Barriere.

Das Grundwasser wird somit entlang der Störungszone abgeleitet und gelangt, wie hier im Schmalkaldetal, in oberflächennahe, auslaugungsfähige Gesteinsfolgen des Zechsteins.



Abbildung 68: Erdfall in Schmalkalden vom 01.11.2010. Der an die Heßlesser Störungszone gebundene Erdfall besitzt einen Durchmesser von ca. 25 Metern. Im Vordergrund sind umlaufende Rissstrukturen zu erkennen, die mit Gipsmarkern versehen wurden um weitere Sackungs- und Rutschererscheinungen zu erkennen.

Durch mehrere ineinander verknüpfte kleinere Störungen werden stauende Grundwasserverhältnisse erreicht, die sich in Kreuzungszonen entlasten. Die Schichten des Unteren Buntsandsteins fallen in Erdfallnähe mit ca. 8-10° beidseitig zur Störung ein, die selber durch eine ca. 50 bis 80 Meter breite Zerrüttungszone gebildet wird. Oberflächen- und Grundwässer finden in dieser Zone ausreichende Gelegenheiten in tiefer liegende Schichtfolgen vorzudringen und Lösungsprozesse in Gang zu bringen. Bereits in den 1990er Jahren wurden erste kleinere Erdfälle im Einzugsbereich des jetzigen Erdfalls beobachtet.

11. Schlussfolgerungen

In den drei ausgewählten Untersuchungsgebieten Sontra Graben, Werra-Kaligebiet und Bibraer Sattel wurden die Sedimentgesteine des Unteren und Mittleren Buntsandsteins hinsichtlich ihrer Klüftigkeit untersucht. Klüfte stellen einen entscheidenden Faktor für die Durchlässigkeit eines potenziellen CO₂-Speicherreservoirs dar. Besonders im Bereich von Störungszonen sind erhöhte Durchlässigkeitswerte zu erwarten. Mit der Erfassung des oberflächennahen Kluftnetzes lassen sich Rückschlüsse auf paläo- und rezente Migrationswege und -Richtungen schließen, die für einen zukünftigen CO₂-Speicher essenziell sind.

Die vorliegende Arbeit basiert auf einer analogen Studie, die sich mit dem Zusammenhang zwischen miozänen basaltischen CO₂-Fluiden und dem vorliegenden Kluftnetz des Tafelstockgebirges, insbesondere des Buntsandsteins, beschäftigt. Der Untere und Mittlere Buntsandstein gilt seit längerem schon als potenzielles Speichermedium für die CO₂-Sequestrierung. Hierzu wurden aktuell von den Landesämtern und der Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe (BGR) unterschiedliche Machbarkeitsstudien angefertigt.

Durch Geländestudien und speziell ausgewählten methodischen Untersuchungen sollten die im Folgenden genannten Ziele erreicht werden:

- Erfassung und Beschreibung des Kluftnetzes im Unteren und Mittleren Buntsandstein,
- Bestimmung von richtungsabhängigen CO₂-Fluidmigrationswegsamkeiten in unterschiedlichen Gesteinsformationen des Buntsandsteins,
- Rekonstruktion zur Herkunft von rezent vorliegenden natürlichen CO₂-Austritten und deren Auswirkungen auf den Buntsandstein,
- Beurteilung des Kluftnetzes unter Änderung des Spannungsfeldes,
- Abschätzung der Änderung von Gesteinsfestigkeiten unter der Einwirkung von CO₂-Fluiden.
- Unterscheidung zwischen bruchtektonischen und atektonischen Prozessen.

Um ein realistisches Abbild des vorliegenden Kluffnetzes zu bekommen, wurden in verschiedenen an der Oberfläche ausstreichenden Gesteinsformationen des Buntsandsteins essenzielle Kluftparameter ermittelt. Das Aufschlussgebiet erstreckt sich an einem NW-SE gerichteten Streifen von Sontra im Norden über das Hauptarbeitsgebiet in nördlichen Teil von SW-Thüringen bis zur Grabfeldmulde bei Rentwertshausen in SW-Thüringen. Untersucht wurden vor allem Gesteinsfolgen des Unteren Buntsandsteins (Bernburg-Folge) und des Mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen-Folge und Solling-Folge). Unterschiedlich eingesetzte Methoden, wie die Erfassung des Kluffnetzes durch 3D Laserscantechnik oder dem Einsatz einer Fotoflugdrohne, ergänzten je nach Aufschlussverhältnissen die Methode zur Kluftaufnahme mittels Gefügekompas und Maßband. Durch die unterschiedlich ausgebildeten Gesteinsformationen erfolgte eine differenzierte Erfassung der Aufschlüsse. Bestandteil der Untersuchungen war in jedem Fall die Ermittlung der jeweiligen Kluftorientierung mit Unterscheidung in Haupt- und Nebenklufrichtung, Kluftabstände und Kluftlängen, Kluftöffnungsweiten und Kluftgeometrie.

Die Untersuchungen konnten zeigen, dass in allen betrachteten Aufschlüssen zwei primäre zweischarige Kluffsysteme auftreten. Zumeist liegt eine straff NW-SE gerichtete Kluffschar vor zu der orthogonal eine NE-SW Schar ausgebildet ist. Eine zweite Hauptklufrichtung beschreiben N-S streichende Klüfte, zu denen die ebenfalls fast orthogonal liegenden E-W Kluffscharen gehören. Die N-S gerichteten Klüfte unterliegen einer Streuung nach NNW-SSE und NNE-SSW, sind aber eindeutiger orientiert als E-W Klüfte, bei denen größere Streuungswinkel auftreten. Die Kluffsysteme stehen nahezu senkrecht zur Schichtung.

Die Ausbildung der meisten Klüfte ist als gerade anzusehen. Gebietsweise, so wie im Unteren Buntsandstein im Arbeitsgebiet 2, treten allerdings Kluftpaare auf, die ihrem Verlauf nach an eine Sanduhr erinnern. Die Ursache hierzu liegt an der zur Zeit ihrer Entstehung senkrecht zur Schichtung wirkenden größten Hauptnormalspannung σ_1 . Eine Großzahl von Klüften wird an sandigen zu tonigen Schichtgrenzen terminiert oder abgesetzt. Letzteres hat zur Folge, dass die aus dem sandigen Material kommende Kluft in tonigen Bereichen in mehrere kleinere Klüfte zerlegt wird. Somit ist die Kluftausbreitung und die Kluftform stark materialabhängig. Atektonische Klüfte sind zumeist an vorgeprägte bruchtektonische Muster gebunden und grenzen in ihrem Gesamtbild Auslaugungsbereiche ein.

Die Kluftabstände sind formationsabhängig. So konnte festgestellt werden, dass im Unteren Buntsandstein größere Abstände zu benachbarten Klüften vorherrschen als im Mittleren Buntsandstein. Dieses wird verständlich bei der Betrachtung der Zusammenhänge zwischen Schichtmächtigkeiten, Korngrößen und Kluftabständen. So weisen dünnbankige Gesteinslagen gegenüber mächtigeren Gesteinsbänken geringere Abstände auf. Auch tonige Abschnitte besitzen niedrigere Kluftabstände als fein- bis mittelsandige Bereiche. Marginale Unterschiede zeigen sich zwischen N-S und E-W streichenden Klüften. Die Abstände zwischen N-S orientierten Klüften sind zumeist größer als E-W gerichtete Klüfte.

Die Kluftöffnungsweiten sind stark abhängig von den atektonischen Aktivitäten der jeweiligen Untersuchungsgebiete. Besonders im Arbeitsgebiet 2 können Spalten von mehreren Metern auftreten. Beobachtungen zeigen sowohl an E-W als auch an N-S gerichteten Kluftzonen auffallend große Kluftöffnungen. Von atektonischen Prozessen unbeeinflusste Gebiete weisen generell richtungsgebundene gleichwertige Öffnungsweiten auf. Einen großen Einfluss auf das Vorliegen von offenen oder geschlossenen Klüften hat allerdings die räumliche Lage zu Störungszonen. So konnten besonders an NW-SE streichenden Störungen indirekte Beweise für einen rezent erhöhten Fluidfluss in Form von Quellaustritten gefunden werden. Kluftbleichungen an N-S verlaufenden Klüften sprechen hingegen für einen Paläofluidfluss, welcher mit den im Miozän aktiv auftretenden Basaltvulkanismus in Verbindung gebracht werden kann.

Die Erfassung der Kluftlängen erfolgte in den einzelnen Gebieten auf unterschiedlicher Weise und ist beschränkt auf das Vorliegen von Aufschlüssen. Zum Einsatz kamen unter anderem ein terrestrischer 3D Laserscanner sowie eine Fotoflugdrohne. Mittels der umfassenden Geländearbeiten konnten zum Beispiel im Werra-Kaligebiet vereinzelt Klüfte in Form von Spalten, welche sich über mehrere 10er Meter bis über 100 Meter in N-S Richtung erstrecken, beobachtet werden. Diese sind in der Regel aber atektonischer Natur, basieren allerdings auf dem miozänen Bruchmuster. Generell treten in allen drei Arbeitsgebieten durchschnittliche Kluftlängen von einigen Dezimetern bis zu 10er Meter in horizontaler und vertikaler Richtung auf. Mitunter lassen sich Hinweise finden, dass E-W streichende Klüfte an Kontaktstellen zu N-S verlaufenden Klüften aussetzen. Blattverschiebungsanteile, die Aussagen über die Kluftgenerationen treffen können, wurden nicht gefunden.

Mit den Geländeaufnahmen konnte generell gezeigt werden, dass NW-SE (Arbeitsgebiet 1) und N-S (Arbeitsgebiet 2 und 3) streichende Klüfte die Hauptkluftrichtungen darstellen. Die Kluftausprägungen und -richtungen werden allerdings stark von Störungssystemen beeinträchtigt und können somit deren Richtungen annehmen. Die zumeist steil einfallenden Kluftscharen sind schichtungsabhängig, was zu der Aussage führt, dass in der Regel ein schichtgebundenes Kluftnetz vorliegt.

In einem zweiten Schritt erfolgte eine Separierung derjenigen Klüfte, die Hinweise auf einen Fluiddurchfluss aufweisen. Diese sind Klüfte, welche Bleichungserscheinungen beiderseits der Kluft im Wirtsgestein zeigen. Die Bleichungsrän­der sind zumeist scharf begrenzt und zwischen einigen Millimetern bis Zentimetern dick. Teilweise können auch diffuse Strukturen auftreten. Die beobachteten Bleichungen lassen sich in der Regel über mehrere Meter entlang der Kluft nachvollziehen. An Kluftoberflächen sind sie größtenteils flächenfüllend in einzelnen Fällen aber nur mosaikartig vorliegend.

Als Ergebnis lässt sich feststellen, dass in den Arbeitsgebieten 2 und 3 nur an N-S (NNW-SSE und NNE-SSW) streichenden Klüften Bleichungen auftreten. Sowohl im Unteren Buntsandstein als auch im Mittleren Buntsandstein bestimmt diese Richtung monopolistisch das Auftreten genannter Bleichungen. Weitere Ergebnisse zeigen, dass besonders im Arbeitsgebiet 2 mit dem Auftreten des miozänen basaltischen Vulkanismus der Rhön N-S gerichtete Strukturen entstanden und genutzt wurden. Diese äußert sich in Form von mehreren 10er Meter aneinander gereihter Gänge sowie in Durchbrüchen im Gelände. Das Auftreten der markante N-S Richtung lässt sich über die Schichtfolgen des Zechsteins bis in das Rotliegende verfolgen. An ihr sind die großen hochreinen CO₂-Lagerstätten des Zechsteinlagers und des Rotliegenden gebunden.

Im Arbeitsgebiet 1 ist das Verteilungsmuster gebleichter Klüfte dagegen sehr heterogen. Es zeigt sich allerdings eine Dominanz der NW-SE Streichrichtung. Offensichtlich besteht hier ein engerer Zusammenhang zwischen Störungsstrukturen des Sontra Grabens, da nur noch ein marginaler Einfluss des miozänen Vulkanismus verzeichnet werden kann.

Somit wird klar, dass mit der Anlage eines N-S gerichteten Kluftsystems Fluidausstiegswege entstanden, an denen die CO₂-reichen Fluide des miozänen

Vulkanismuses empor migrieren konnten. Das Zechsteinlager fungiert aufgrund seiner viskosen Eigenschaften als Puffer, was letztendlich zur Bildung von CO₂-Lagerstätten führte. Auch der Einfluss von vor allem NW-SE streichenden Störungssystemen dient zur Erhöhung der Migrationswegsamkeiten und zur Konzentrierung von CO₂-haltigen Fluiden.

Da keine rezenten Hinweise auf einen CO₂-Fluidaufstieg der beschriebenen N-S Richtung vorliegen, konzentrierten sich in einem weiteren Arbeitsschritt die Untersuchungen auf aktiv austretende CO₂-Fluide. Hierzu wurde bevorzugt an NW-SE verlaufenden Störungszonen des SW-Thüringer Raumes Quellwässer aber auch Wässer aus basalnahen Bohrungen und Brunnen auf ihre $\delta^{13}\text{C}$ (DIC), $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ Isotopie hin untersucht und mit den geologischen, strukturgeologischen Gegebenheiten und den hydrochemischen Eigenschaften verglichen. Zur Gleichgewichtssimulation diente das Computerprogramm PHREEQC 2.15.0 des USGS.

Als Ergebnisse können festgehalten werden, dass alle beprobten Wässer mit ihrer geologischen Umgebung im Gleichgewicht stehen. Mit den Untersuchungen zur Isotopie kristallisierten sich drei unterschiedliche CO₂-Herkunftsquellen heraus. Neben biogenem CO₂ und CO₂ kalkhaltiger Sedimentgesteine wurde vulkanogenes CO₂ nachgewiesen. Dieses konzentriert sich bevorzugt an Quellaustritten und Bohrungen, die an NW-SE streichenden Störungen gebunden sind oder in unmittelbarer Nähe dieser liegen. Das vulkanogene CO₂ ist seiner Herkunft nach dem miozänen Basaltvulkanismus zuzuordnen, welches im Zechsteinsalz fixiert ist und im Zusammenhang mit weiteren vulkanogenen Fluiden für die Lösungsmetamorphose von Kalisalzen verantwortlich gemacht werden kann. Die Alter der untersuchten Wässer ist weitestgehend als meteorisch anzusehen, was auch die Herkunftsbestimmungen und die Fließbewegungen belegen können.

Aus der nach W bzw. SW gerichteten Fließrichtung der Grundwässer, welche stark an Klüfte gekoppelt ist und dem rezent NW-SE gerichteten Spannungsfeld, zeigt sich, dass mit zunehmender Tiefe dem Klufnetz eine deutlich größere Wichtung zugesprochen werden muss. Zwar verringert sich die Klüftöffnungsweite mit zunehmender Tiefe, was durch die Klüftnormalsteifigkeit der Gesteine gesteuert wird, behält aber in der Tiefe eine basale Öffnungsweite. Somit besitzen Spannungsfeldänderungen keine bedeutenden Auswirkungen auf ungestörte Gesteinsfolgen in tieferen Schichtlagen. Wird die Fließrichtung allerdings durch eine Barriere oder Schwä-

chezzone, wie es Störungen darstellen, beeinträchtigt, erfolgt eine Ableitung entlang dieser. So werden die nach W bzw. SW verlaufenden Grundwasserfließrichtungen durch NW-SE streichende Störungen stark beeinflusst, was Fließwegänderungen zur Folge hat. Die Einwirkung des Spannungsfeldes tritt damit im Bereich von NW-SE gerichteten Störungen und Störungszonen gegenüber dem Kluffnetz in den Vordergrund. Klüfte können demgegenüber in Störungszonen durch dichteres Auftreten und störungsgebundenen Verlaufsänderungen eine Verstärkung der Änderung der Fließrichtung hervorrufen.

Untersuchungen zu gesteintechnischen Parametern, wie Druck- und Spalt-Zug Versuchen an mit CO₂-Fluiden in Berührung gekommenen schichtgebleichten und ungebleichten Sandsteinen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins konnten zeigen, dass der Untere Buntsandstein (Bernburg-Folge) generell eine höhere Druck- und Spalt-Zug Festigkeit aufweist als der Mittlere Buntsandstein (Volpriehausen-Folge). Ursachen hierfür sind unterschiedliche Korngrößen sowie ungleiche Zementierungsgrade. So konnte der Untere Buntsandstein als fein- bis mittelkörnig mit einem hohen Zementierungsgrad angesprochen werden. Der Mittlere Buntsandstein ist hingegen mittel- bis grobkörnig und ist schlecht zementiert. Weiterhin ließ sich feststellen, dass gebleichte Bereiche im Unteren Buntsandstein eine höhere Druckfestigkeit aufweisen als ungebleichte der selbigen Formation. Identische Ergebnisse zwischen ungebleichten und gebleichten Bereichen des Unteren Buntsandsteins lieferten die Spalt-Zug Versuche. Das Gesamtbild der Ergebnisse widerspricht allerdings anderen Analysen. In diesen Untersuchungen konnte direkt als auch indirekt gezeigt werden, dass gebleichte Sandsteine niedrigere Festigkeitswerte als ungebleichte Sandsteine aufweisen. Die Ursache hierfür liegt in zeitlich aufeinanderfolgenden Fluiddurchflüssen mit unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung. So können Schichtbleichungserscheinungen, die in Verbindung mit Lösungs- und Abfuhrprozessen treten und die Gesteinsfestigkeit herabsetzen, von darauf folgenden Fluiddurchflüssen getrennt werden, die mit Zementierungsprozesse einhergehen und die Gesteinsfestigkeit erhöhen. Hinweise auf einen mehrmaligen Fluiddurchfluss zeigt ein 3D Modell, welches schichtgebleichte und kluffgebleichte Körper innerhalb einer Gesteinsformation darstellt. Die Ausbreitung sowie der Aufbau der einzelnen Bleichungsarten sprechen für eine unterschiedliche kausale und genetische Entstehung.

In einem letzten Schritt erfolgen Untersuchungen zu atektonischen Prozessen, welche in den Arbeitsgebieten 1 und 2 durch Auslaugung der unterlagernden Zechsteinevaporite auftreten. Eine strikte Trennung zwischen bruchtektonischen und atektonischen Vorgängen war allerdings nicht in jedem Fall möglich. Großräumige Depressionen und Auslaugungssenken, welche mit quartären Materialien gefüllt sind, belegen eine weitreichende Ablaugung. Zumeist treten an deren Rändern Klüfte auf, deren Streichrichtung sich entlang des Senkungsbereiches erstreckt. Hiermit verbunden sind gestaffelte und zum Senkenzentrum gerichtet Brüche, die in ihrer Gesamtheit über 200 Meter Versatz verzeichnen können. Zum Teil basieren atektonische Prozesse auf bruchtektonischen Mustern. So zeigen atektonische Spaltenzüge, die mehrere Meter breit und tief sind sowie einige 10er bis 100er Meter lange Verläufe aufweisen und mit Erdfällen korrespondieren, eine bruchtektonisch angelegte N-S Richtung. Atektonisch angelegte oder fortgesetzte Brüche weisen des Weiteren oberflächennah in der Regel größere Kluftöffnungsweite auf. Somit kann festgehalten werden, dass eine auf das bruchtektonisch angelegte Kluft- und Störungsmuster basierende Auslaugung erfolgt, in dem Oberflächenwasser einringen und somit in den Untergrund gelangen. Auch werden damit Fluidwegsamkeiten erschlossen, die es ermöglichen im Kalisalz fixierte CO₂-Fluide zur Oberfläche zu transportieren. Das bereits solche Wegsamkeiten existieren zeigen die jüngsten Beispiele zur Diskussion der Versalzung von höher liegenden Grundwasserstockwerken des Buntsandsteins in der Region um das Arbeitsgebiet 2 infolge massiven Salzlaugeneinlasses in ungenutzten Kalisalzschachtanlagen.

Es ist somit festzuhalten, dass in Gebieten in denen das tektonische Inventar primären Einfluss auf die Lagerungsverhältnisse eines potenziellen CO₂-Speichergesteins besitzt, eine Sequestrierung von CO₂ auf längere Zeit nicht möglich ist.

12. Ausblick

Strukturgeologische und gesteinsmechanische Kenntnisse sind für die Erkundung von geeigneten Speicherstandorten zur Sequestrierung von CO₂ von großer Bedeutung. Besonders das Wissen über die Einflussnahme von Störungs- und Kluftsystemen als potenzielle Fluidwegsamkeiten bei der CO₂-Versenkung sowie die Interaktion von CO₂ mit anderen Fluiden und dem Wirtsgestein ist mit entscheidend für die Standortauswahl.

Die methodische Erfassung von Kluftparametern erfolgte sehr detailliert. Dennoch konnte kein befriedigendes Ergebnis über die Parameter Kluftlängen und Kluftöffnungsweiten erzielt werden. Durch oberflächennahe Verwitterung und Abtragung von den Kluftwänden und durch Gleiten sowie Kippen von Gesteinsblöcken über ausgelaugten Evaporiten im Untergrund öffnen sich Klüfte und Spalten. Diese können bis mehrere Dezimeter weit sein. Somit entsprechen sie nicht mehr den ursprünglichen Öffnungsweiten, die zur Zeit der Fluidmigration und der Bleichung vorlagen. Um präzise Aussagen über Kluftlängen und Kluftöffnungsweiten zu erzielen, sind daher Untersuchungen in der Tiefe notwendig. Hierzu eignen sich besonders Verfahren, wie sie von Maerten et al. (2006), Endres et al. (2008) und Lohr et al. (2008) beschrieben werden. Mit Laborversuchen, wie zum Beispiel Ultraschalluntersuchungen während durchgeführter Triaxial-Tests oder numerischen Modellierungen, lässt sich bestimmen inwiefern Kluftöffnungsweiten seismische Attribute verändern. Weitere Arbeitsschritte könnten in der Entwicklung eines Verfahrens bestehen, was aus den seismischen Daten in Kombination mit Bohrkernanalysen und Kamera- oder Formation-Microscanner-Bildern von Bohrlochwänden die gewünschten Informationen über Kluftdichten, Kluftlängen und Kluftweiten sowie Kluftausbreitung liefert.

Durch den Einsatz des terrestrischen Laserscanners zur Aufnahme des Kluftnetzes konnte ein virtuelles dreidimensionales Abbild der zu untersuchenden Aufschlüsse gewonnen werden. Dieses erleichterte die Bearbeitung einiger Kluftparameter, wie Kluftlängen oder Kluftabstände erheblich. Allerdings sind automatisch ablaufende Prozesse bei der computergestützten Kluftauswertung mit großem Fehlerpotenzial belastet und somit kritisch zu betrachten. Mit dem manuellen Eingreifen in den Auswerteprozess lassen sich Fehlinterpretationen dezimieren, was allerdings sehr zeitaufwendig ist. Es ist somit genau zu prüfen, ob der kostenintensive technische Auf-

wand des Laserscanners für die Interpretation des Kluffnetzes in einem Untersuchungsraum sinnvoll erscheint. Ein Ziel weiterer Arbeiten sollte auf der Weiterentwicklung von Methoden zwischen der Kombination von Seismik und Laserscanning liegen, wie es von Jones et al. (2007) bereits angedeutet wurde. Dem gegenüber stellt der Einsatz der Mikrofotoflugdrohne für horizontal aufgeschlossene Klüfte eine erhebliche zeitliche Arbeitserleichterung dar. Die Entwicklung einer geeigneten Auswertesoftware sollte Gegenstand zukünftiger Forschung sein.

Ein weiterer zu betrachtender Punkt ist die Fluidynamik an Störungszonen. Hinweise, wie die Zunahme der Kluffdichte und die Änderung der Klufftrichtung oder das Auftreten von stark schüttenden Quellen, weisen zwar auf veränderbare Fluidflussbedingungen sowie vorhandene Barriereigenschaften hin, sagen aber zumeist nichts über den zeitlichen Ablauf aus. Da dies aber besonders essenziell für die Sequestrierung von CO₂ ist, besteht hier weiterer Forschungsbedarf. So lassen sich beispielsweise mittels eines Tracers Fließgeschwindigkeiten und Fließwege nachstellen, mit deren Hilfe Verweilzeiten und Leckagen in verschiedenen Gesteinsformationen untersucht werden könnten.

Die Analyse von Quellwässern und Wässern aus Bohrungen auf die Isotopen $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ erwiesen sich für die Untersuchungen von Fluidaufstiegswegsamkeiten an Störungssystemen und Klüften als sehr effizient. Mit Hilfe der geologischen Gegebenheiten konnten drei CO₂-Quellen ermittelt werden. Neben biogenem und karbonatischem CO₂ konzentrierte sich vulkanogenes CO₂ an NW-SE streichenden Störungszonen. Allerdings konnte keine flächenhafte Analyse stattfinden. Auch sind die Migrationswege von den N-S gerichteten CO₂-Lagerstätten des Zechsteins auf die NW-SE gerichteten Störungsbahnen noch ungeklärt. Gegenstand weiterer Forschungen sollten somit weitere Wasserquellen und Bohrungen sein, bei denen ein erweitertes Analysespektrum, wie zum Beispiel Radon, Helium und Tritium, erfolgen. Ebenso wichtig sind vollständige wasserchemische Analysedaten, um genauere Aussagen zur Herkunft des Wassers zu bekommen.

Die Aussagekraft der Untersuchungen zu den gesteintechnischen Parametern Druck und Spaltzug ist noch als schwach anzusehen. Zwar ergeben sich Hinweise auf eine Destabilisierung des Gesteinsverbandes infolge von CO₂-Fluideinwirkung, was allerdings durch ungeeignetes Probenmaterial nicht eindeutig bewiesen werden konnte. Weitere gezielte gesteintechnische Untersuchungen an gebleichten und

ungebleichten Buntsandsteinen verschiedener Formationen, bei denen die Kenntnis von stattgefundenen Fluiddurchflüssen bekannt ist, sind denkbar. Vor allem der Grad der Fluid-Gesteins-Wechselwirkung und die Zementierungszusammensetzung sowie die Korngrößen scheinen ausschlaggebende Faktoren zu sein.

Mit der Wirkung von atektonischen Prozessen ist nicht in allen Fällen eine Abgrenzung zu bruchtektonischen Vorgängen möglich, da eine Kopplung zwischen beiden besteht. Atektonische Prozesse verstärken und beschleunigen die Bereitstellung von Fluidaufstiegswegen. Zur sicheren Sequestrierung von CO₂ in Salzlagerstätten sollten weitere Untersuchungen zu den zeitlichen und genetischen Abläufen der Auslaugung untersucht werden. Besonders der Einfluss von meteorischen Wässern an und um Störungszonen sollte Gegenstand weiterer Forschungsarbeiten sein.

Die Betrachtung der infolge von CO₂-Fluiden reagierten Kluftoberflächen im Buntsandstein, was letztendlich zur kluftgebundenen Bleichung führte, erfolgte durch den Kenntnisstand von Ausbreitung und Menge gebleichter Klüfte in wenigen Aufschlüssen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins. Mit dem Ausbau zur Erfassung von Bereichen, in denen Kluftbleichung vorliegt, wäre eine erweiterte und neue Grundlage geschaffen, um eine Aussage zur Volumenabschätzung von reaktiven Oberflächen zu geben. Wichtig erscheint auch die aktive Arbeit in der Grundlagenforschung, die gezielt Bleichungsvorgänge versucht zu rekonstruieren und zu verstehen.

Literaturverzeichnis

- AGOSTA, F., MULCH, A. CHAMBERLAIN, P., AYDIN, A. (2008): Geochemical traces of CO₂-rich fluid flow along normal faults in central Italy, *Geophys. J. Int.* 174, p. 758-770.
- ANDERLE, H.-J. (1987): Beitrag zu Motzka-Nöring, R. (1987): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 4925 Sontra, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, 140-142.
- ANDERSSON, L. J., EKMAN, L., NORDQVIST, R. & WINBERG, A., (1991): Hydraulic Testing and Modelling of a low-angle Fracture Zone at Finnsjön, Sweden, *Journal of Hydrogeology*, 126: 45-77.
- AYDIN, A. (2000): Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology* 17, 797-814.
- BAI, T., POLLARD, D.D. & GAO, H. (2000): Explanation for Fracture Spacing in Layered Material, *Nature*, 403: 753-756.
- BAUMANN, L., L. NIKOLSKIJ, I., WOLF, M. (1978): Einführung in die Geologie und Erkundung von Lagerstätten, Auflage 1, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, S. 225-227.
- BEAR, J. (1993): Modelling Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks. – In: BEAR, J., TSANG, C.F. AND DE MARSILY, G. (Hrsg.): *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks*, Academic Press, 1-37, New York.
- BEITLER, B., CHAN, M. A., PARRY, W. T. (2003): Bleaching of Jurassic Navajo Sandstone on Colorado Plateau Laramide highs: Evidence of exhumed hydrocarbon supergiants? *Geological Society of America*, v. 31, no. 12, p. 1041-1044.
- BEITLER, B., PARRY, W. T., CHAN, M. A. (2005): Fingerprints of Fluid Flow: Chemical Diagenetic History of the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, U.S.A., *Journal of Sedimentary Research*, 2005, v. 75, p. 547-561.
- BEITLER, B., CHAN, M. A., PARRY, W. T. (2007): Reflectance spectroscopic mapping of diagenetic heterogeneities and fluid-flow pathways in the Jurassic Navajo Sandstone, *AAPG Bulletin*, v. 91, no. 2, p. 173-190.
- BFN [Bundesamt für Naturschutz] (2007): http://www.bfn.de/0311_landschaft.html?landschaftid=13800, (11.04.2007), Bonn.
- BISSMANN & BÜTTNER (Architekturbüro): Gutachten zur ersten Bestandsaufnahme /Entwurfsstudie zum technischen Denkmal „Gespring“, 1997, Schmalkalden.
- BLANPIED, M. L., LOCKNER, D.A. & BYERLEE, J.D. (1992): An Earthquake Mechanism Based on Rapid Sealing of Faults. *Nature*, 358: 574-576.

- BOCK, H. (1976): Einige Beobachtungen und Überlegungen zur Kluftentstehung in Sedimentgesteinen. - Geol. Rdsch., 65, 380-405. Stuttgart.
- BOCK, H. (1980): Das Fundamentale Kluftsystem. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 131: 626-650.
- BÖHNE, E (1916): Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Schmalkalden und Steinbach-Hallenberg, Jb. preuß. geol. Landesanstalt, 36, S. 1-173, Berlin.
- BORCHERT, H. & MUIR, R. O. (1964): Salt deposits: The origin, metamorphism and deformation of evaporates. Van Nostrand, London.
- BRAATHEN, A. & GABRIELSEN, R. H. (2000): Bruddsoner i Fjell – Oppbygning og Definisjoner.- Gråsteiner 7, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.
- BRUNE, S., FABER, E., TESCHNER, M., POGGENBURG, J., HAGENDORF, J. (2003): CO₂-deposits at Vorderrhön area (Thuringia) – Gas migratin from a deep reservoir to surface?, International Conference on Gas Geochemistry – ICGG7, Freiberg, Germany.
- BUND (2011): http://www.bund.net/bundnet/themen_und_projekte/klima_energie/co2-endlagerung/ccsgesetz_stoppen/ (Zugriff am 15.08.2011, 13:25 Uhr).
- BURG, J. –P. (2007): Skript zur "Einführung in die Strukturgeologie", ETH Zürich.
- BÜTTNER, G. & FREUDENBERGER, W. (1994): Tektonische Strukturen im Landschaftsraum Bad Kissingen – Schweinfurt – Haßfurt (Exkursion E am 7. und 8. April 1994). – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F. 76: 147-170, Stuttgart.
- CAINE, J. S., EVANS, J. P. & FORSTER, C. B. (1996): Fault Zone Architecture and Permeability Structure. Geology, 11: 1025-1028.
- CARLE', W. (1955): Bau und Entwicklung der Süddeutschen Großscholle. - Beih. geol. Jb., 16, 1-272. Hannover.
- CHADWICK, A.; ARTS, R.; BERNSTONE, CH.; MAY, F.; THIBEAU, S. & ZWEIGEL, P. (2007): Best Practice for the Storage of CO₂ in Saline Aquifers. – Observation and guidelines from the SACS and CO2STORE projects.
- CHAN, M. A., PARRY, W. T., BOWMAN, J. R. (2000): Diagenetic Hematite and Manganese Oxides and Fault-Related Fluid Flow in Jurassic Sandstones, Southeastern Utah, AAPG Bulletin, V. 84, No. 9, p. 1281-1310.
- CHERNYSHEV, S. H., & DEARMAN, W. R. (1991): Rock Fractures. Butterworth-Heinemann, London.
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): Environmental isotopes in Hydrology, Lewis Publishers. New York.
- CRAMER, P. (1938): Die Störungszone im Osten der Rhön. - Jb. preuß. geol. Landesanst., 58, 746-777, Berlin.

- DE MARSILY, G. (1986): Quantitative Hydrogeology. –Academic Press, New York.
- DEMING, D. (2002): Introduction to Hydrogeology. – 2. Aufl., Graw Hill, New York.
- DFG Projekt (AD 315/1) 10/2005-06/2009, PUDLO, D., GAUPP, R., ADELMANN, D., Long-term impact of CO₂ on the stability of mineral assemblages in porous reservoirs sandstones – Analogue Study in natural CO₂ reservoirs from central Europe., Jena.
- DIETRICH, P., HELMING, R., SAUTER, M. HÖTZL, H., KÖNGETER, J., TEUTSCH, G. (2005): Flow and Transport in Fractured Porous Media., Springer.
- DIETZEL, M., SCHWECKE, H., HIRSCHFELD, A., RÖHRING, M, BÖTTCHER, M. E. (1997): Geochemische und 13C/12C-isotopenchemische Untersuchung zur Herkunft der Kohlensäure in mineralhaltigen Wässern Nordhessens (Deutschland). Acta Hydrochim. Hydrobiol. 25 (1997)4, 191-201.
- DIN 22024. (1989): Rohstoffuntersuchung im Steinkohlebergbau – Bestimmung der Spaltzugfestigkeit von Festgestein. Tech. Rept. Beuth Verlag, Berlin.
- DIN 52105: Prüfung von Naturstein, Druckversuch.
- DOCKRILL, B., SHIPTON, Z. K. (2010): Structural controls on leakage from a natural CO₂ geologic storage site: Central Utah, USA. Journal of Structural Geology 32, p.1768-1782.
- DOMENICO, P. A. & SCHWARTZ, F. W. (1998): Physical and Chemical Hydrogeology. –2. Aufl., Wiley, New York.
- DÜRR, R. (1982): Strukturgeologische Untersuchungen im Bereich der Neckar-Jagst-Furche (Baden - Württemberg). – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F. 77:75-146, Stuttgart.
- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik. – 2. Aufl., Ferdinand Enke, Stuttgart.
- ELLENBERG, J. & KUHN, G.(1967): Kieselgur im Werra-Kaligebiet. - Hall. Jb. Mitteleid. Erdgesch. 8, 67-86.
- EMMERT, U. (1981): Die Fichtelgebirgsschwelle an der Fränkischen Linie. – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F. 63: 219-228, Stuttgart.
- EMMERT, U. (1986): Bruchschollen-Tektonik im Fichtelgebirgsvorland, insbesondere auf dem Kartenblatt Weidenberg. – Geologica Bavarica, 89: 209-218, München.
- ENDRES, H., SAMIEE, R., LOHR, T., KRAWCZYK, C. M., TANNER, D. C., TRAPPE, H., THIERER, P. O., ONCKEN, O., KUKLA, P. A. (2008): Quantitative fracture prediction from seismic data. - Petroleum Geoscience, 14, 4, 369-377.
- Ergebnisbericht – Lagerstättenerkundung (1990): S+E Kohlendioxid Stadtlengsfeld, VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg, BT. Jena, S. 150.

- ERNSTSON, K. (1982): Ergebnisse von Schweremessungen auf drei Profilen über die Frankenwald – Verwerfung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1982 (2): 65-72, Stuttgart.
- EVANS, J. P., FORSTER, C. B. & GODDARD, J. V. (1997): Permeability of Fault Related Rocks, and Implications for Hydraulic Structure of Fault Zones. *Journal of Structural Geology*, 19: 1393-1404.
- FRANKE, D. (2008): Regionale Geologie von Ostdeutschland – Geodatenbank. – Homepage www.regionalgeologie-ost.de (Zugriff vom 27.01.2010, 11:30 h).
- FRANKE, H. (1974): Chemische Untersuchungen an den unter Tage im Grubengebiet „Ernst Thälmann II / III“ des VEB Kali-Kombinat Werra aufgeschlossenen gangförmigen Basalten. *Chemie der Erde* 33, 188-194.
- FREYBERG v., B. von (1969): Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. – *Erlanger geol. Abh.*, 77: 81 S., Erlangen.
- FREYBURG, E. (1965): Unterer und Mittlerer Buntsandstein im Bereich des Meißtischblattes Stadtlengsfeld (NE-Teil). Jena, unveröff. Dipl.-Arb.
- GAFERT-KALAITZIDIS, N. (2010): Experimentelle Untersuchungen zur Änderung petrophysikalischer Eigenschaften und zu Mineralreaktionen unter dem Einfluss von superkritischem Kohlenstoffdioxid (CO₂), Univ. Bonn, unveröff. Dipl.-Arb.
- GAUS, I., AZAROUAL, M., CZERNICHOWSKI-LAURIOL, I. (2005): Reactive transport modelling of the impact of CO₂-injection on the clayey cap rock at Sleipner (North Sea). *Chem. Geol.* 217, 319-337.
- Geotechnisches und tunnelbautechnisches Gutachten, Tunnel Holstein, Bau-km 51+044 bis 52+712 (2008): Amt für Straßen- und Verkehrswesen, Eschwege.
- SCIENCE REPORT - GEOTECHNOLOGIEN No. 14 (2009): Die geologische Speicherung von CO₂ – Aktuelle Forschungsergebnisse und Perspektiven, Potsdam.
- GÖTZE, J. (2005): Ergebnisbericht Isotopenhydrologischer Untersuchungen „Neue Ottilienquelle Suhl“ UHL-Jena, Ing. Büro Dr. Götze, unveröff.
- GÖTZE, K., KASCH, N. (2000): Gespring-Quellen – Schmalkalden, Ein geologischer und hydrogeologischer Abriss mit Einblicken in die Geschichte und Nutzung der Gespring-Quellen. Schriftenreihe Angewandter Umwelt- und Naturschutz in Thüringen, Heft 1/2000.
- GÖTZINGER, M. & LIBOWITZKY, E. (2004): Skript zur Vorlesung Mineralogie und Rohstoffkunde, Biologie Lehramt, Institut für Mineralogie und Kristallographie, 1090 Wien, Althanstraße 14.
- 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.

GRUMBT, E. (1974): Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und Südthüringens, *Schriftenr. Geol. Wiss.*, 1: 1-205, Berlin.

GRUMBT, E., ELLENBERG, J., FALK, F., LÜTZNER, H. (1967): Geologische Erkundung des Deckgebirges im Werra-Kaligebiet. – *Wiss. Abschlussbericht*, 267 S, 90 Abb., 14 Karten, Geotekton. Institut, Stsch. Akad. Wissensch. zu Berlin, unveröff., Jena.

GRUMBT, E. & LÜTZNER, H. (1966): Störungszonen im Deckgebirge des Werra-Kaligebietes und ihre Beziehungen zum Basaltvulkanismus und zur Auslaugung. *Geologie*, 15: 531-544, Berlin.

GRUMBT, E. & LÜTZNER, H. (1983): Saxonische Tektonik und Basaltvulkanismus zwischen Thüringer Wald und Vorderrhön. *Z. geol. Wiss.*, 11(8): 943-954, Berlin.

GUDMUNDSSON, A (2003): Effects of Young's Modulus on Fault displacement. *C.R. Geoscience*, 336: 85-92.

HAASE, G. & OETTEL, S. (1963): Beitrag zur Kenntnis der Auslaugungserscheinungen im Werra-Kaligebiet. - *Bergakademie* 15, 370-375.

HECHT, G. in SEIDEL, G. (1995): *Geologie von Thüringen: Thüringen – Abs. Grundwässer*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.

HECHT, G. (2000): Zur Entwicklung der Salzversenkung im Werra-Kaligebiet, *Geowiss. Mitt. von Thüringen, Beiheft 9 (2000)*, 125-139.

HEINE, K. (1970): Die Bleichung der Sandsteine bei Marburg/Lahn – eine hydrothermale Bildung. Sonderdruck aus dem Notizblatt des Hessischen Landesamt für Bodenforschung zu Wiesbaden, Band 98.

HERBERT, D. (1997): *Isotopenmethoden in der Hydrogeologie- Physikalische Grundlagen und Anwendungsmethodik*, *Wiss. Mitt. TU Bergakademie Freiberg*.

HERRMANN, A. G. & KNIPPING, B. (1993): *Waste Disposal and Evaporites. Contribution to Long-Term Safety. Lecture Notes in Earth Sciences. Bd. 45.*, Berlin.

HERRWAGEN, E. (2010): Bericht zur Diplomkartierung: „Kartierung im Südwestthüringen – der Bibraer Sattel und der Neubrunner Wald östlich des Eichelbergtunnels, Friedrich-Schiller Universität Jena, unveröff.

HESSMANN, W. (1983): Zur strukturellen Formung und Beanspruchung des postvariszischen Gebirges im Südwesten der DDR. – Z. geol. Wiss., 11, 955-971, Berlin.

HILLER, W. (1958): Sedimentpetrographische Untersuchungen des Unteren Buntsandsteins (su2) auf Blatt Vacha und einer Bohrung auf Blatt Berka sowie Bearbeitung der Auslaugungserscheinungen im Gebiet Frauensee-Möllersgrund. – Dipl.-Arb. Bergakad. Freiberg, 87 S.

HÖLTING, B., STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. Abh. Hess. Landesamt für Bodenforschung, 47, Wiesbaden.

HOPPE, W. (1944): Die Auslaugungserscheinungen im Werra-Kallgebiet, ihre Bedeutung für die Lagerstätte und die Landschaftsformen. - Jb. Reichsst. Bodenforsch. 62, 248-271.

HOPPE, W. (1952): Die hydrogeologischen Grundlagen der Wasserversorgung in Thüringen, Verlag Gustav Fischer, Jena.

IPCC Special Report on carbon dioxide capture and storage (2005): METZ, B., Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group III, Cambridge University, p. 431.

ISOHIS: www.isohis.iaea.org (Water Resource Programme) Zugriff am 25.03.2010 17:52 h.

JAGSCH, R. & ROHLEDER, R. (2001): Natural Analogues to the Storage of CO₂ in the Geological Environment, WP1: Collation of existing data, interpretation and site selection – CO₂ deposits in the Vorderrhön region of Germany, UGS Unterspeicher und Geotechnologie-Systeme, Mittenwalde.

JONES, R. R., HEALY, D., IMBER, J., WIGHTMAN, R., McCAFFREY, K., HOLDSWORTH, B. (2007): Linking Seismic and Sub-Seismic Fault Predictions using Laser Scanning of Outcrop Analogues. Extended abstract prepared for presentation at AAPG Annual Convention, Long Beach, California, April 1-4.

KÄSTNER, H. (1964): Zur Kenntnis der Auslaugungserscheinungen im südlichen Werra-Kaligebiet. - Bergakademie 16, 147-153.

KÄSTNER, H. (1966): Beitrag zur Geologie der Kalisalz- und Kohlensäurelagerstätten im südlichen Werra-Kaligebiet, Dissertation, Hochschule für Architektur und Bauwesen Weimar.

KÄSTNER, H. (1969): Zur Geologie der Kalisalz- und Kohlensäurelagerstätten im südlichen Werra-Kaligebiet, Abh. Zentrales Geologisches Institut, 11: I-IV, 1-96, Berlin.

- KÄSTNER, H. (1994): Zur Kenntnis der Kohlendioxidlagerstätten in der Vorderrhön, Geowiss. Mitt. Thüringen 2, S. 73-96, Weimar.
- KÄSTNER, H. & MÄDLER, J. in SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen – Abs. Jungtertiärer Vulkanismus, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- KÄSTNER, H. & SCHLEGEL, G. (1989): Natürliches Kohlendioxid in der Vorderrhön – Probleme der Lagerstättengenese, -erkundung und -nutzung. – Vortrag Tagung der GGW „Trias und Tertiär in der Vorderrhön“, Bad Salzungen.
- KATZSCHMANN, L., ASELMAYER, G., AURAS, M. (2006): Natursteinkataster Thüringen (IFS-Bericht Nr. 23), Institut für Steinkonservierung e. V.
- KLEY, J., FRANZKE, H.-J., JÄHNE, F., KRAWCZYK, C., LOHR, T., REICHERTER, K., SCHECK-WENDEROTH, M., SIPPEL, J., TANNER, D. & VAN GENT, H. (2008): Dynamics of complex intracontinental basins. The Central European Basin System., Kapitel Strain and stress, S. 97–124. Springer, Berlin.
- KNOPF, S.; MAY, F.; MÜLLER, CH. & GERLING, J. P. (2010): Neuberechnung möglicher Kapazitäten zur CO₂-Speicherung in tiefen Aquifer-Strukturen, Energiewirtschaftliche Tagesfragen 60. Jg. (2010), Heft 4. S. 76-80.
- KOCH, K. & VOGEL, J. (1980): Zu den Beziehungen von Tektonik, Sylvinitbildung und Basaltintrusion im Werra-Kaligebiet. Freiburger Forschungshefte C 347.
- KOCH, U.; BRÄUER, K.; HEINICKE, J.; KÄMPF, H. (2008): The gas flow at mineral springs and mofettes in the Vogtland/NW Bohemia: an enduring long-term increase, Geofluids 8, p. 274 – 285.
- KOENEN, v. A.; BÜCKING, H.; FULDA, E. (1925): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 36, Blatt Vacha (2990), Berlin.
- KOENEN, v. A.; BÜCKING, H.; DIETZ, C. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 36, Blatt Lengsfeld, Berlin.
- KOENEN, v. A.; BÜCKING, H.; DIETZ, C. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 36 Blatt Friedewald, Berlin.
- KORITNIG, S. (1954): Die Vorgänge bei der Kontaktbildung im Buntsandstein durch die Basalte der Blauen Kuppe und des Alpstein, Nordhessen, Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 4, 89-98.
- KOSSMAT, F. (1927): Die Gliederung des variszischen Gebirges.- Jb. Sächs. Geol. Landesamt, 1, 1-39, Leipzig.

- KRACHT, M., KÖTT, A., HOFFMANN, M. (2007): CO₂-Speicherung in Hessen – Möglichkeiten und Grenzen. Jahresbericht, HULG, Wiesbaden.
- KRAWCZYK, C. & TANNER, D. C. (2010): Subseismic Deformation Analysis – A prediction tool for safe CO₂-reservoir management. LIAG Austauschsitzung, 03-04.2011, wiss. Poster, Hannover.
- KUHN, G. (1964): Ergebnisbericht über die in den Jahren 1962 und 1963 im Objekt Kieselgur Kieselbach-Oberzella durchgeführten Sucharbeiten mit Massenberechnung. -Bericht VEB Geol. Erkundung, BT Jena, 59 S.
- LACHENBRUCH, A. H. (1961): Depth and Spacing of Tension Cracks. *Journal of Geophysical Research*, 66(12), 4273-4292.
- LANGE, P. R. & KÄDING, K. -C., (1961): Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld., *Notizbl. Hessisches Landesamt Bodenforsch.*, 89: 242-265, Wiesbaden.
- LEE, C. H. & FARMER, I. W. (1993): *Fluid Flow in Discontinuous Rocks*. Chapman & Hall New York.
- LIPPOLT, H. J. (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary volcanic activity in Central Europe, *Geol. Jb. D 52*: S. 113-135, Hannover.
- LOHR, T., KRAWCZYK, C. M., TANNER, D. C., SAMIEE, R., ENDRES, H., THIERER, P. O., ONCKEN, O., TRAPPE, H., BACHMANN, R., KUKLA, P. A. (2008): Prediction of subseismic faults and fractures: Integration of three-dimensional seismic data, three-dimensional retrodeformation, and well data on an example of deformation around an inverted fault. - *AAPG Bulletin*, 92, 4, 473-485.
- LOOPE, D. B., KETTLER, R. M., WEBER, K. A. (2010): Follow the water: Connecting a CO₂ reservoir and bleached sandstone to iron-rich concretions in the Navajo Sandstone of south-central Utah, USA, *Geological Society of America*, v. 38, no. 11, p. 999-1002.
- MAERTEN, L., GILLESPIE, P., DANIEL, J-M. (2006): Three-dimensional geomechanical modeling for constraint of subseismic fault simulation. *AAPG Bulletin* Volume 90, Issue 9, Pages 1337 – 1358.
- MARTIENSSEN, T. (2003): Automatisierung der photogrammetrischen Erfassung von Flächengefügen am Beispiel geologischer Trennflächen, *Schriftenreihe des Institutes für Markscheidewesen und Geodäsie der TU Bergakademie Freiberg*, Dissertation Heft 2004(1), VGE Verlag GmbH, Essen.
- MARTIENSSEN, T. (2004): Geologische Kluffkartierung durch Einsatz der Lasermesstechnik, *Zeitschrift für Geotechnik*, 2004(3): 306-313.
- MATTERN, F. (1995): Late Carboniferous to Early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1993 (9-10): 1471-1490, Stuttgart.

- MEIER, D. & KRONBERG, P. (1989): Klüftung in Sedimentgesteinen. Ferdinand Enke, Stuttgart.
- MEMPEL, G. (1960): Neue Funde von Uran-Vanadium-Kernen mit entfärbungshöfen, *International Journal of Earth Sciences*, V. 49, no. 1, p. 263-276.
- MENZ, J. (1981): Geologische Kluftkartierung auf der Grundlage terrestrisch-photogrammetrischer Aufnahmen, *Vermessungstechnik* 29(6): 193-313.
- MENZ, J. (1982): Untersuchungen zur Genauigkeit photogeologischer Kluftkartierungen, *Vermessungstechnik* 30(3): 87-88.
- MENZ, J. (1986): Geologische Strukturanalyse, Programmdokumentation, TU Bergakademie Freiberg, Institut für Markscheidewesen und Geodäsie.
- MEYER, R. K. F. (1989): Die Entwicklung der Pfahl-Störungszone und des Bodenwöhrer Halbgrabens auf Blatt Wackersdorf. – *Erlanger geol. Abh.*, 117: 1-24, Erlangen.
- MORGENROTH, V., SCHUBERT, J. & GRASSEL, T. (1997): Fortschritte in der Geologie Südthüringens: Exkursionsführer zur Jahreshauptversammlung (Vortrags- und Exkursionstagung) vom 24. Bis 25. Mai 1997 in Schmalkalden, [Hrsg.: Thüringischer Geologischer Verein e.V., Weimar.
- MORGENROTH, V. (1999): Hydrologische und hydrogeologische Betrachtungen zum Schmalborn bei Schwallungen, *TERRA MONTAN* (Gesellschaft für angewandte Geologie mbH), Suhl, unveröff.
- MOTZKA-NÖRING, R. (1987): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 4925 Sontra, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- MÜLLER, W. (1958): Über das Auftreten von Kohlensäure im Werra-Kaligebiet. *Freiberger Forschungshefte A* 101, Berlin.
- 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.
- NELSON, R. A. (1985): *Geologic Analysis of Naturally Fractures Reservoirs*. Gulf Publishing, Houston, Texas.
- ODLING, N. E., GILLESPIE, P., BOURGINE, B., CASTAING, C., CHILÉS, J-P. CHRISTENSEN, N. P., FILLION, E., GENTER, A., OLSEN, C., THRANE, L., TRICE, R., AARSETH, E., WALSH, J. J. WATTERSON, J. (1999): Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience*, Vol. 5, 373-384.

- OKRUSCH, M. & MATTHES, S. (2009): Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, Springer-Verlag, Berlin.
- PARRY, W. T., CHAN, M. A., BEITLER, B. (2004): Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformation bands in sandstone, AAPG Bulletin, v. 88, no. 2, p. 175-191.
- PESCHEL, G. (1984): Klassifizierung tektonischer Raumlagedaten, Wissenschaftlich-technischer Informationsdienst des ZGI 25(4): 100-107.
- PETEREK, A., HIRSCHMANN, G., SCHRÖDER, B. & WAGNER, G. A. (1994): Spät- und postvariszische tektonische Entwicklung im Umfeld der KTB Oberpfalz. – KTB Report, 94 (3): 123-148, Hannover.
- PETEREK, A., SCHRÖDER, B. (1995): Zur strukturellen Entwicklung des Ostrandes der Süddeutschen Großscholle. – Exkursionsf. Veröff. GGW, 195: 61-62, Berlin.
- PHILIPP, S. L., HOFFMANN, S., MÜLLER, C., & GUDMUNDSSON, A. (2005): Verringerung des Fündigkeitsrisikos für tiefengeothermische Projekte durch strukturgeologische Geländestudien und numerische Modelle. – Tagungsband, Geoth. J.tg., 113-124, Unterschleißheim.
- PIPPIG M. (1992): Über das Vorkommen einer Kristallsalzschlote im Kalibergwerk Merkers. Kali und Steinsalz, Band 11, Heft 1/2.
- POLLARD, D. D. & AYDIN, A. (1988): Progress in Understanding Jointing Over the Past Century. – Geological Society of American Bulletin, 100: 1181–1204.
- PRIST, S. D. (1993): Discontinuity Analysis for Rock Engineering. Springer.
- PRÖSCHOLDT, H. (1892): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und Thüringischen Staaten, Blatt Rentwertshausen, Berlin.
- 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, 245-262.
- RAUCHE, H. & FRANZKE, H. J. (1990): Stress fields evolution at the northern part of the South German Block on the territory the GDR., Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig, 99 (1990) 5, 441-461.
- RAWLING, G. C., GOODWIN, L. B. & WILSON, J. L. (2001): Internal Architecture, Permeability Structure, and Hydrologic Significance of Contrasting Fault Zone Types. Geology 29: 43-46.
- RENARD, F., GRATIER, J.-P. & JAMTVEIT, B. (2000): Kinetics of Crack-Sealing, Intergranular Pressure Solution, and Compaction Around Active Faults. Journal of structural geology, 22 (10): 1395-1407.

RICHTER-BERNBURG, G. (1977): "Saxonische Tektonik", Hans Stilles Begriff in heutiger Sicht., Z. dt. geol. Ges., 128, 11-23, Hannover.

RIEGL (Laser Measurement Systems): (<http://www.riegl.com/nc/products/terrestrial-scanning/produktdetail/product/scanner/1/>) (Zugriff vom 01.06.2011, 13:33 h).

ROEDEL, W. (2000): Physik unserer Erde, 3. Auflage, Springer Verlag.

ROLLINSON, H. R. (1993): Using stable isotope data. In: Rollinson, H. R. (Ed.), Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Geochemistry Series, Longman Scientific and Technical. Wiley, New York, pp. 266-315.

SCHEIDLER, G. (1959): Hydrogeologisches Gutachten über den Wassereinbruch im Mühlgraben von Asbach und sein Zusammenhang mit der Trinkwasserversorgung der Stadt Schmalkalden; unveröfftl. Gutachten, Staatliche geologische Kommission Jena (30.04.1959).

SCHMIDT, L. (1995): Gutachten zur hydrogeologischen Situation Schmalkalden, IHU (Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH), Nordhausen.

SCHNEIDER, J. & HERRMANN, A. G. (1996): Evaporit-Trilogie - Film C 1891; Salz- bildung in Meerwassersalinen, Herrmann, A. G. (1996): Film C 1906; Entstehung und Umbildung mariner Evaporite, Herrmann, A. G. (1996): Film B 1839; Fluid Inclusions in Evaporiten. Erschienen als Sonderdruck am Institut für den wissenschaftlichen Film in Göttingen.

SCHLEGEL, G. (1989): Karte zum jungtertiären Vulkanismus der Vorderrhön. In Ergebnisbericht – Lagerstättenerkundung (1990), S + E Kohlendioxid Stadtlengsfeld.

SCHÖPFER, M. P. J. ARSLAN, A., WALSH, J. J., CHILDS, C. (2011): Reconciliation of contrasting theories for fracture spacing in layered rocks., Journal of Structural Geology 33, 551-565.

SCHRÖDER, B. (1976): Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Geol. Rdsch., 65: 34-54, Stuttgart.

SCHRÖDER, B. (1990): Spät- und Postvariskische Schollentektonik des KTB-Umfeldes. KTB Report, 90 (4): 293-299, Hannover.

SCHULZE, D, HAUPT, C. (1999): Bericht: Heilwassernutzung in Schmalkalden (Eignung des Wasservorkommens zur Heilwassernutzung), Bewertung der Altbrunnen Laura-Quelle 1, 2, 3 alt und neu, Dr. Schulz & Partner GmbH, Felsberg.

SCISLEWSKI, A.; ZUDDAS, P. (2010): Estimation of reactive mineral surface area during water-rock interaction using fluid chemical data. Geochimica et Cosmochimica Acta 74 (2010) 6996-7007.

SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.

- SINGHAL, B. B. S., & GUPTA, R. P. (1999): Applied Hydrogeology of Fractures Rocks. Kluwer Academic Publisher.
- SKOWRONEK, F. et al. (1999): Die Versenkung und Ausbreitung von Salzwasser im Untergrund des Werra-Kaligebietes, Geol. Abh. Hessen, Bd. 105.
- STAUFFER, D. & AHARONY, A. (1994): Introduction to Percolation Theory. – 2 Aufl., 190 S., London (Taylor & Francis).
- STETTNER, G. (1994): Tektonik im Fichtelgebirge. – In: Emmert, U. & Stettner, G. : Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6036 Weidenberg. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- STREIT, R. (1977): Das Bruchschollenland der nördlichen Frankenalb und ihrer Umgebung und des Gebietes zwischen Haßbergen und der Rhön. – Geol. Jb., A37: 3-32, Hannover.
- TAUBMANN, H. (1965): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Unteren Buntsandstein auf dem Blatt Schmalkalden, unveröff. Dipl.- Arbeit, Jena.
- TESCHNER, M., BRUNE, S., FABER, E. and POGGENBURG, J. (2004): Automatic gas monitoring station in the Vorderrhön Region, Thuringia, Germany. In: S. Kemp, Editor, Natural Analogues for the Storage of CO₂ in the Geological Environment (NASCENT), WP 3: CO₂ Leakage Mechanisms and Migration in the Near Surface. Chapter 3, BGS External Report CR/03/196 (2004).
- THURO, K. (1998): Der Einfluss der Kombinierung auf Gesteinsphysikalische und technische Kenngrößen von Buntsandstein, - Tagung der DGG, Okt. 1998, Berlin.
- TLUG, Weimar: (http://www.tlug-jena.de/content/frs/fach_03/wrrl/modellbewirtschaftungsplan_2006/Grafik/Bewirtschaftungsziele/Karte_Bewirtschaftungsziele_GWK.pdf) Zugriff am 01.06.2011, 14:14 h.
- TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung gesteinsbildender Minerale, Teil 2 – Textband, 2. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- VAN DER PLUIJM, B. A. & MARSHAK, S. (2003): Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics. W. W. Norton & Co Ltd.
- VOIGT, W., VOIGT, H., JOCKEL, A. (2001): Lösungsprozesse im Carnallitischen Salzgebirge – geochemische Modellierung und praktische Bedeutung, Exkursionsführer und Veröffentlichungen der GGW, 211, Berlin.
- VOSSERBÄUMER, H. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen in Mainfranken: Bestandsaufnahme und Versuch einer Interpretation. Z. dt. geol. Ges., 136: 69-92, Hannover.

- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen, Verlag Ferdinand Enke, Stuttgart.
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa. – 6. Aufl.: 561 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- WEBER, H. (1929): Geomorphologische Studien in Westthüringen. - Forsch, dt. Landes- u. Volkskd. 27, 3.
- WEBER, H. (1930): Zur Systematik der Auslaugung. - Z. dt. geol. Ges. 82, 179-186.
- WEBER, H. (1952): Pliozän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra. - Geologica 8, 136 S.
- WEINLICH, H.; BRÄUER, K.; KÄMPF, H.; STRAUCH, G.; TESAR, J.; WEISE, M. (1999): An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger Rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C and N) and compositional fingerprints. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, p. 3653-3671.
- WEISE, St.; BRÄUER, K.; KÄMPF, H.; STRAUCH, G.; KOCH, U. (2001): Transport of mantle volatiles through the crust traced by seismically released fluids: a natural experiment in the earthquake swarm area Vogtland/NW Bohemia, Central Europe, *Tectonophysics* 336, p. 137-150.
- WEISS, B. (2007): Subrosion, Lagerstättenbildung und Hydrogeologie am Südrand der Breitungser Senke, *Beitr. Geol. Thüringen, N. F.* 11, S. 97-106.
- WENDLER, J., KÖSTER, J., GÖTZE, J., KASCH, N., ZISSER, N., KLEY, J., PUDLO, D., NOVER, G., GAUPP, R. (2011): Carbonate diagenesis and feldspar alteration in fracture-related bleaching zones (Buntsandstein, central Germany): possible link to CO₂-influenced fluid-mineral reactions, *Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch)*, DOI 10.1007/s00531-011-0671-1, Springer-Verlag.
- WIECHMANN, H. (1983): Graulehmbildung durch hydrothermalen Gesteinszersatz, Institut für Bodenkunde, Univ. Bonn, Verlag Chemie GmbH, Weinheim.
- 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.
- WÜSTNER, L. (1964): Salzauslaugung und Tektonik im Zechstein des Werra-Kaligebietes nach Ergebnissen seismischer Messungen. -*Z. angew. Geol.* 10, 172-179.

ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformation in the Alpine foreland – a geodynamic model. – *Tectonophysics*, 137: 1-420, Amsterdam.

ZIEGLER, P. A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, Den Haag, 2. Auflage.

ZOBACK, M. D. (2007): Reservoirs Geomechanics. University Press, Cambridge.

A Danksagung

Besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Jonas Kley für die Betreuung dieser Arbeit. In zahlreichen kürzeren und längeren Gesprächen und Diskussionen entstanden Ideen, die für die Umsetzung dieser Dissertation von entscheidender Relevanz waren. Auch die Unterstützung im Gelände sowie das Vertrauen bei einzelnen Arbeitsgängen sind Herrn Prof. Dr. Jonas Kley hoch anzurechnen.

Einen weiteren Dank möchte ich Frau Prof. Dr. Charlotte Krawczyk aussprechen, die sich bereits im Frühstadium dieser Arbeit dafür interessierte und ihren Fortschritt stetig auf Tagungen verfolgte. In einem Gespräch erklärte sie sich bereit als Zweitgutachter zu fungieren, was ebenfalls zu wichtigen Hinweisen für die Entwicklung der Dissertation führte.

Ein Dankeschön gebe ich auch an Herrn Dr. Dieter Pudlo weiter, ohne dessen Kontakte zu Laboreinrichtungen ein Großteil der Arbeit nicht möglich gewesen wäre. Gleichzeitig danke ich Herrn Dr. Robert van Geldern aus Erlangen. Er führte in seinem Labor die Isotopenchemie durch auf die ein wesentlicher Teil der Arbeit beruht. Frau Sigrid Bergmann danke ich für die schnelle und unkomplizierte Bearbeitung von Gesteinsproben und der Herstellung von Dünnschliffen. Auch Dr. Marcus Wehrer wird ein Dank ausgesprochen für seine große Unterstützung bei der hydrochemischen Bilanzierung der Wasserproben.

Einen großen Dank gilt den Mitarbeitern der Thüringer und Hessischen Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG und HULG). Besonders Frau Dr. Annette Peters, Herrn Dr. Jörn Geletneky und Herrn Dr. Joachim Schubert sowie Frau Dr. Nicola Hug ist für die schnelle Bereitstellung von Datenmaterial Dank auszusprechen.

Auch möchte ich Herrn Dr. Thomas Marienßen und seinem Team von der TU Bergakademie Freiberg für die großartige Zusammenarbeit während der Laserscanarbeiten danken. Hierbei darf nicht versäumt werden, der Autobahnmeisterei Zella-Mehlis und den Gemeindeverwaltungen Vacha und Dornburg/Kieselbach sowie der Unteren Naturschutzbehörde in SW-Thüringen für ihre kooperative Zusammenarbeit zu danken. Ebenfalls Dank gilt der Gemeindeverwaltung Leimbach bei Bad Salzungen, den Mitarbeitern des Keltenbades in Bad Salzungen und dem Rechts- und Umweltamt in Suhl, Herrn Ralf Schmidt, die ebenfalls zahlreiches spezifisches Datenmaterial zur Verfügung stellten.

Auch Herrn Dr. Hans Kästner gilt ein Dankeschön für das Interesse an dieser Arbeit. Ebenso möchte ich mich bei meinen Kollegen Ina Zander, Fabian Jähne und Martin Kober sowie bei Dr. Jens Götze bedanken, die einige Zeit für fachliche Diskussionen und Problemdarstellungen opferten.

Ein besonderer Dank geht an Herrn Dipl. Geologen Klaus Götze, der in einer Vorstufe mit kritischen Blicken die entstandene Arbeit betrachtete und moralischen Ansporn gab.

Zum Schluss möchte ich Tina Kasch und Niels Kasch danken, die letzte Korrekturen zur deutschen Sprache durchführten.

Ein spezieller Dank gehört natürlich meiner Familie, die finanziell wie auch seelisch immer zu mir stand.

B Selbstständigkeitserklärung

Ich erkläre, dass die hier vorliegende Arbeit selbstständig und unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel, persönlichen Mitteilungen und Quellen angefertigt wurde.

Jena, 2011-11-02

.....
Norbert Kasch